



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

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

TASK 3 – MOLISE - DELIVERABLES D9-D10-D11 RISPOSTA SISMICA LOCALE A S. GIULIANO DI PUGLIA (CB) E IN ALCUNI COMUNI CONFINANTI

A cura di

UR1 – *F. Pacor, S. Lovati*

UR2 – *A. Rovelli, A. Caserta*

UR3 – *D. Nieto, G. Bohm, E. Priolo, P. Klin, G. Laurenzano, F. Palmieri L. Marellò*

UR4 – *Piscitelli*

UR6 – *M. Mucciarelli, A. Strollo, M. R. Gallipoli, E. Caputo, F. Pelli*

UR7 – *F. Silvestri, R. Puglia*

UR8 – *Maugeri, Grasso*

UR9 – *C. Eva, G. Ferretti*

Luglio 2007

INDICE

1. INTRODUZIONE ED EXECUTIVE SUMMARY.....	3
2. CAMPAGNE DI MISURA A SAN GIULIANO DI PUGLIA	5
2.1 MISURE GEOLETTRICHE.....	5
2.1.1 ERT AA' - BB'.....	7
2.1.2 ERT CC'.....	8
2.2 MISURE GRAVIMETRICHE.....	11
2.3 TOMOGRAFIA SISMICA	24
2.4 Misure di velocità delle onde S a San Giuliano di Puglia (CB).....	27
3. MODELLO GEOLOGICO/STRUTTURALE E GEOFISICO DI SAN GIULIANO DI PUGLIA.....	44
4. ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE A SAN GIULIANO DI PUGLIA.....	53
4.1 Funzioni di trasferimento empiriche.....	53
4.1.1 Elaborazioni dei segnali registrati dalle stazioni mobili DPC.....	53
4.1.2 Funzioni di trasferimento empiriche di riferimento per le analisi 2D.....	57
4.2 Funzioni di trasferimento 1D.....	60
4.2.1 Modelli Lineari.....	60
4.2.2 Modelli non lineari	60
4.3 Analisi di risposta sismica locale 2D.....	73
4.3.1 Modellazione agli elementi finiti.....	73
4.3 Analisi della risposta sismica locale 3D.....	83
5. STIMA DELLA RISPOSTA SISMICA IN ALTRI SITI.....	92
5.1 Analisi lineari monodimensionali	92
5.2 Modelli non-lineari.....	99
6. STUDIO DELLA RISPOSTA SISMICA DELLE STRUTTURE.....	105

1. INTRODUZIONE ED *EXECUTIVE SUMMARY*

Gli scenari di moto del suolo per l'area colpita da terremoto del Molise nel 2002 costituivano il tentativo più ambizioso del progetto S3. La verifica a posteriori delle capacità predittive degli scenari si doveva confrontare con un quadro estremamente diversificato sia a scala intra- che inter-comunale. Gli effetti congiunti di sito e sorgente dovevano spiegare alcune osservazioni quali:

- Due gradi di intensità macrosismica in più osservati a S. Giuliano rispetto ai comuni limitrofi, che in un raggio di 3 km hanno subito danni inferiori.
- La variabilità dei danni all'interno dei singoli abitati, come quelle osservate a S. Giuliano ed a Bonefro.
- La necessità di avere almeno un fattore 2 sulle PGA tra le zone più o meno danneggiate in S. Giuliano per spiegare la differenza dei danni al netto delle vulnerabilità, identiche nei 4 comuni più colpiti Augliera *et al.*, 2004).
- La presenza a S. Giuliano di amplificazioni verticali (Augliera *et al.*, 2004, Cara *et al.*, 2005) e di forti effetti direzionali (con prevalenza della accelerazioni in direzione EW, Strollo *et al.*, 2007)
- Accelerazioni di almeno 0.3 g nella zona su argille di Bonefro (Mucciarelli *et al.*, 2004)

Il risultato acquisito è stato in linea con le osservazioni, ma mentre per i comuni limitrofi sono state sufficienti modellazioni 1-d, con una piccola importanza degli effetti non lineari, per S. Giuliano si è resa necessaria una modellazione 3-d. Le modellazioni 2-d hanno fornito risultati coerenti con gli osservabili solo quando sono state prodotte utilizzando sezioni dal modello 3-d ed abbandonando modelli troppo semplificati (bacini simmetrici, sinclinali, ecc.). Per costruire il modello 3-d si sono rese necessarie campagne di rilevamento geologico ed indagini geofisiche assai complesse (tomografie geoelettriche, microgravimetria, sismica a riflessione).

In sostanza, il *caveat* più importante per la Protezione Civile riguarda proprio la complessità delle indagini e dei modelli necessari per riprodurre il danno osservato: a priori, nessun modello semplificato attualmente noto avrebbe potuto prevedere in dettaglio quanto accaduto. Una ultima considerazione per il sito di Bonefro, dove una modellazione altrettanto non comunemente disponibile ha mostrato l'importanza dell'interazione tra edifici adiacenti per fenomeni di *back-radiation* dell'energia sismica, ponendo in evidenza come la approssimazione di campo libero sia limitativa in presenza dell'edificato.

Bibliografia

- Augliera P., M. Dolce, G. Franceschina, M. Frapiccini, M. R. Gallipoli , P. Harabaglia, L. Luzi, A. Masi, S. Marzorati, M. Mucciarelli, F. Pacor, L. Samela (2004) Site amplification in the epicentral area of the 31/10/2002 earthquake (Molise, Italy): comparison between damage data, microtremors, weak- and strong-motions. 13th World Conference on Earthquake Engineering Vancouver, 2004 – CD-Rom, Paper No. 725
- Cara F., A. Rovelli, G. Di Giulio, F. Marra, Th. Braun, G. Cultrera, R. Azzara, and E. Boschi (2005) The role of site effects on the intensity anomaly of San Giuliano di Puglia inferred from aftershocks of the Molise, Central Southern Italy, sequence, November 2002, Bull. Seism. Soc. Am., 95(4):1457-1468
- Mucciarelli M., Masi A., Gallipoli M.R., Harabaglia P., Vona M., Ponzo F. and 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.
- Strollo A., S. M. Richwalski, S. Parolai, M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli and R. Caputo, (2007) Site effects of the 2002 Molise earthquake, Italy: analysis of strong motion, ambient noise, and synthetic data from 2D modelling in San Giuliano di Puglia, Bull. Earthq. Eng., doi 10.1007/s10518-007-9033-6

2. CAMPAGNE DI MISURA A SAN GIULIANO DI PUGLIA

2.1 MISURE GEOLETTRICHE

Contributo: UR4-Piscitelli

La prospezione geoelettrica consiste, com'è ben noto, nella determinazione sperimentale del parametro della resistività apparente, attraverso misure congiunte di intensità di corrente elettrica, inviata nel sottosuolo mediante una coppia di elettrodi infissi nel terreno (AB), e di tensione ai capi di una seconda coppia di elettrodi (MN), anch'essi in contatto diretto col suolo. L'analisi e lo studio dell'andamento nel sottosuolo della resistività elettrica, essendo un parametro fortemente influenzato dalla porosità e fratturazione delle rocce, dal contenuto e salinità dei fluidi contenuti nelle rocce, dalla temperatura e dalla presenza di minerali argillosi, può contribuire in maniera significativa alla risoluzione di svariate problematiche geologiche.

Nel tempo, sono state usate varie modalità operative per l'acquisizione dei dati di resistività: Sondaggi Elettrici Verticali (SEV), per la determinazione della variazione verticale della resistività, e Sondaggi Elettrici Orizzontali (SEO) o Profili di resistività, per la determinazione delle variazioni laterali della resistività estesa fino ad una profondità d'indagine prefissata. In entrambi i casi, si ottengono informazioni 1D sulla elettrostratificazione del sottosuolo.

Recentemente, è stata sviluppata una tecnica di sondaggio, la tomografia di resistività elettrica (ERT), per l'investigazione di aree a geologia complessa, che contempla ambedue le modalità operative. In particolare, la tecnica della tomografia di resistività elettrica di superficie lungo un profilo consiste nella realizzazione di un'immagine 2D di estremo dettaglio del comportamento areale della resistività elettrica lungo il piano della sezione verticale passante per il profilo scelto.

La notevole risoluzione ottenuta mediante tale tecnica permette di discriminare molto più efficacemente i contrasti di resistività esistenti nel sottosuolo, fornendo così informazioni più attendibili sulle condizioni fisiche delle rocce, sulla presenza di superfici di discontinuità litologico-stratigrafiche e/o strutturali (limiti, faglie, superfici di scorrimento etc.), sulla presenza ed andamento nel sottosuolo delle falde acquifere e/o di fluidi di varia origine.

Negli ultimi anni, l'avvento di nuovi sistemi di acquisizione multicanale (sistemi multielettrodici), che hanno ridotto notevolmente i tempi di acquisizione dati, e lo sviluppo di nuovi e più sofisticati algoritmi di inversione dei dati sperimentali ha incrementato considerevolmente l'utilizzo delle tomografie di resistività elettriche in molteplici campi di indagine.

L'indagine geoelettrica eseguita nel Comune di San Giuliano di Puglia (CB) è consistita nella realizzazione di tre tomografie di resistività elettrica, ubicate lungo i profili riportati in figura 2.1.1. La scelta degli allineamenti dei profili è scaturita in base a considerazioni di tipo geologico-strutturale e logistico. Lo scopo delle indagini geoelettriche era quello di contribuire alla definizione dell'assetto geologico-strutturale dell'area in esame.

Le tomografie di resistività elettrica AA' e BB', in particolare, sono state eseguite mediante un sistema multielettrodico a 48 canali con spaziatura elettrodica di 20m, mentre la ERT CC' è stata effettuata mediante un sistema manuale disaccoppiato con spaziatura interelettrodica pari a 200 m.

La lunghezza complessiva delle tomografie AA' e BB' è risultata essere pari a 940 m e con una profondità media di esplorazione pari a circa 200 m, mentre la tomografia CC' ha raggiunto una lunghezza di 1800 m ed una profondità di esplorazione di circa 340 m.



Fig. 2.1.1 – Vista satellitare del Comune di San Giuliano di Puglia (CB) con ubicazione dei profili delle tomografie di resistività elettrica AA', BB' (sistema di acquisizione multielettrodo) e CC' (sistema di acquisizione manuale). I cerchietti rossi indicano la posizione delle stazioni di misura della ERT CC'.

I dati di resistività elettrica sono stati acquisiti mediante il georesistivimetro “SYSCAL R2” della Iris Instruments, utilizzando i dispositivi elettrodoici Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger per investigare sia la presenza di strutture verticali che orizzontali.

Nei tratti dei profili attraversanti aree pavimentate e/o asfaltate, sono stati preventivamente eseguiti fori riempiti con bentonite, per assicurare un buon accoppiamento (contatto) tra elettrodi e terreno (Fig. 2.1.2).



Fig. 2.1.2 – Foto di un tratto del profilo di acquisizione AA' passante su aree pavimentate (sinistra) e dettaglio di un foro riempito con bentonite con relativo elettrodo di misura (destra).

L'inversione dei dati di resistività apparente è stata effettuata utilizzando il software RES2DINV. Il numero di iterazioni per il raggiungimento del best fit è risultato essere variabile (comunque inferiore a 5), ottenendo un errore del RMS relativamente basso, inferiore nel complesso a 17.4.

2.1.1 ERT AA' - BB'

Le figure 2.1.1.1 e 2.1.1.2 riportano le tomografie di resistività elettrica “superficiali” AA' e BB', eseguite, rispettivamente, trasversalmente e longitudinalmente all'abitato di San Giuliano (Fig. 2.1.1). I dati di resistività (circa 540 per ogni ERT) sono stati acquisiti mediante dispositivo Wenner-Schlumberger e un sistema multielettrodo a 48 ch con spaziatura interelettrodo di 20 m, ottenendo una lunghezza complessiva del profilo di misura di 940 m e raggiungendo una profondità d'indagine pari a circa 200 m.

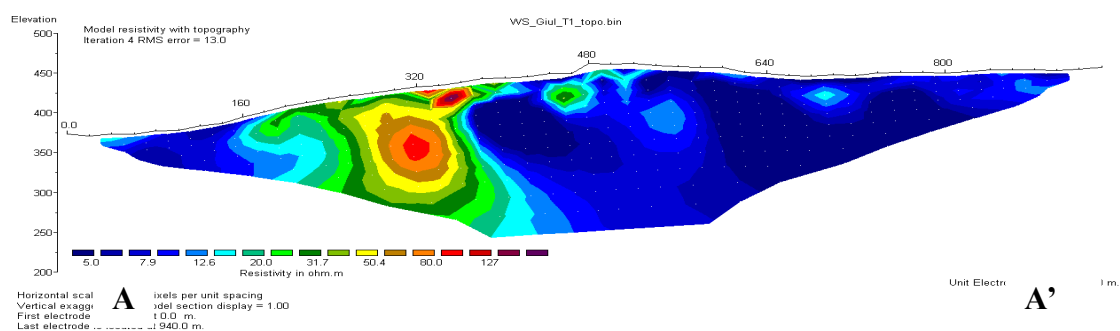


Fig. 2.1.1.1 – Tomografia di resistività elettrica AA' eseguita trasversalmente all'abitato del Comune di San Giuliano di Puglia (CB).

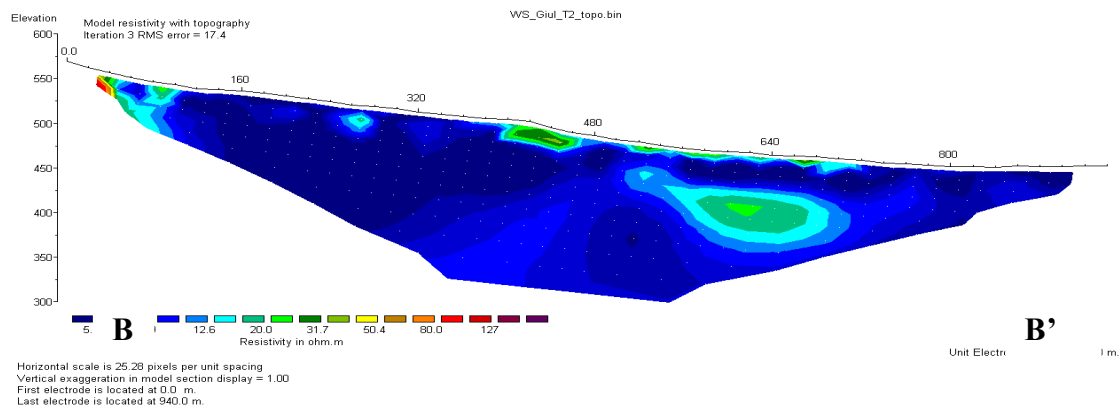


Fig. 2.1.1.2 – Tomografia di resistività elettrica BB' eseguita longitudinalmente all'abitato del Comune di San Giuliano di Puglia (CB).

Le due ERT sono state ottenute a seguito, rispettivamente, di 4 e 3 iterazioni, raggiungendo un Root Mean Squared (RMS) error pari a 13 e 17.4.

Entrambe le ERT sono interamente caratterizzate da un range di valori di resistività relativamente basso ($5 < \rho < 160 \Omega\text{m}$). Nel complesso, si nota un pattern piuttosto omogeneo di valori relativamente bassi di resistività ($\rho < 30 \Omega\text{m}$), indicando l'assenza di forti discontinuità sia orizzontali che verticali e la presenza di materiali molto conduttivi, quali materiali a forte componente argillosa e/o con notevole contenuto d'acqua (es. Marne Argillose di Toppo Capuana – vedasi carta geologica). Valori relativamente alti di resistività ($\rho > 50 \Omega\text{m}$) sono presenti solo nella parte sinistra della ERT AA', tra le progressive 160-400 m, e nell'angolo a sinistra della ERT BB', tra le progressive 0-40 m. Tali valori potrebbero essere associabili a materiale relativamente più resistivo, quali marne, marne calcaree (es. Flysch di Faeto). In particolare, l'anomalia resistiva presente nella tomografia AA' sembrerebbe delineare una struttura tipo "horst", delimitata da forti variazioni laterali di resistività (faglie?). Infine, in entrambe le ERT non si nota in profondità la presenza di un bedrock resistivo.

2.1.2 ERT CC'

Per ottenere informazioni elettrostratigrafiche a maggiori profondità, è stata effettuata una tomografia di resistività elettrica "profonda" CC', eseguita longitudinalmente all'abitato di San Giuliano ed in parte sovrapposta alla ERT BB' (Fig. 2.1.1). I dati di resistività (circa 100) sono stati acquisiti mediante dispositivo Dipolo-Dipolo con spaziatura interelettrodica di 200 m, ottenendo una lunghezza complessiva del profilo di misura di 1800 m e raggiungendo una profondità d'indagine pari a circa 400 m. Per la realizzazione di tale tomografia è stato utilizzato un sistema di misura "disaccoppiato", cioè con trasmettitore e ricevitore separati. Tale scelta è scaturita sia dalla necessità di dover indagare a maggiori profondità sia da considerazioni di tipo logistico, quali attraversamenti di ostacoli vari (strade, muri, abitazioni ecc.).

La sezione trasmittente è consistita in un trasmettitore Syscal R2, connesso ad un gruppo elettrogeno, per l'immissione di corrente nel sottosuolo (I), mentre la sezione ricevente è consistita in un multimetro monocanale ad alta impedenza connesso ad un PC, per la registrazione continua della caduta di tensione (ΔV). Tale registrazione è stata effettuata con

campionamento ad 1 Hz per oltre 30 minuti, con una distanza tra trasmettitore e ricevitore variabile da 200 a 1.200 m.

La figura 2.1.2.1 mostra la tomografia di resistività elettrica “profonda” CC’.

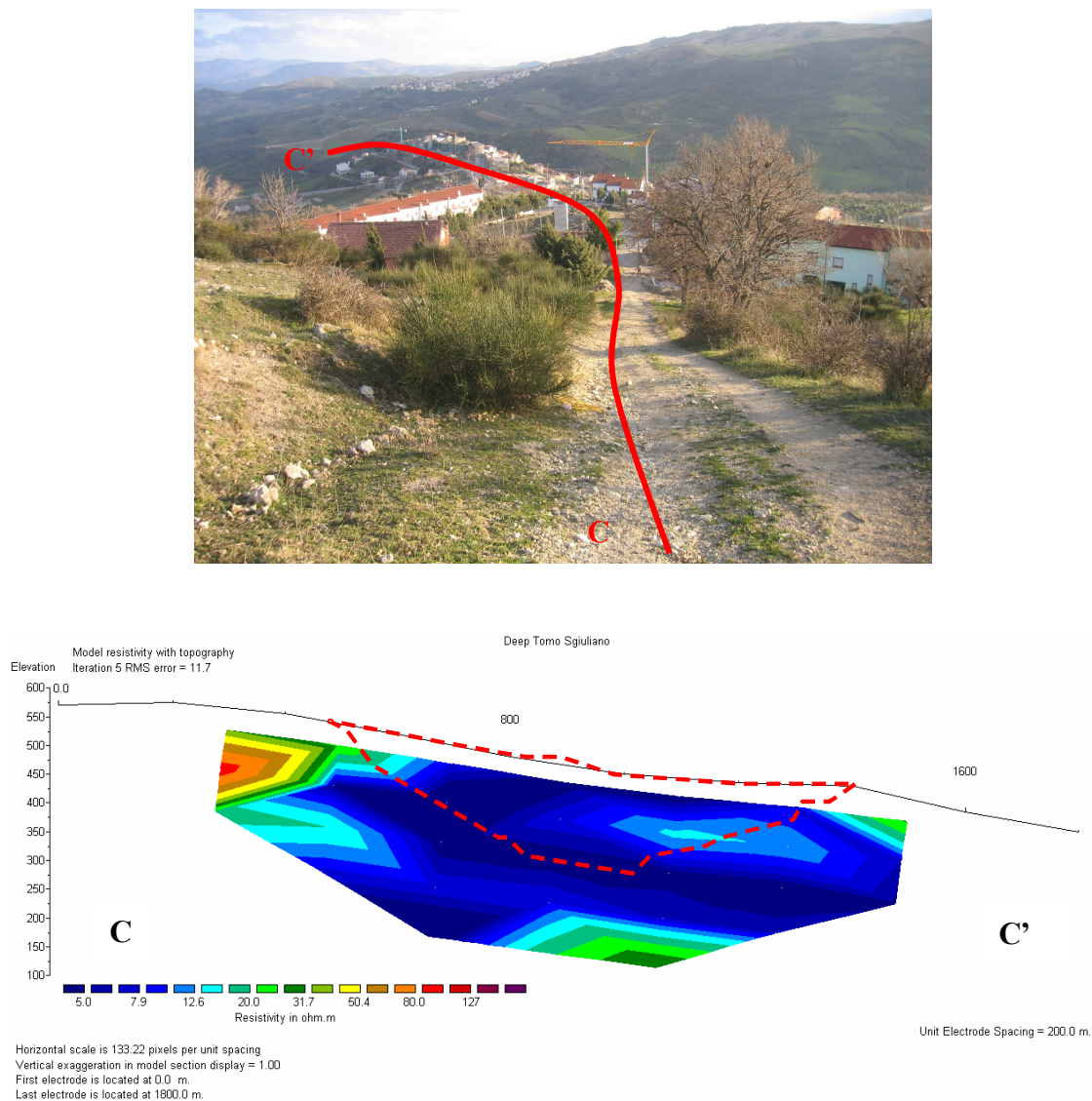


Fig. 2.1.2.1 – Ubicazione del profilo di misura (foto in alto) lungo il quale è stata effettuata la tomografia di resistività elettrica “profonda” CC’ (in basso), realizzata con sistema manuale disaccoppiato; il poligono tratteggiato in rosso rappresenta l’area di sovrapposizione tra la ERT BB’ e la CC’.

Il numero di iterazioni per il raggiungimento del best fit è risultato essere pari a 5, ottenendo un RMS error relativamente basso ed uguale a 11.7.

Come osservato per le precedenti tomografie “superficiali” AA’ e BB’, anche la ERT “profonda” CC’ mostra un range di valori di resistività relativamente basso ($5 < \rho < 160 \Omega\text{m}$). Tutta la tomografia è caratterizzata da valori di resistività relativamente bassi ($\rho < 30 \Omega\text{m}$) e da assenza di forti variazioni sia laterali che verticali di resistività. Si nota, nuovamente, un settore con valori relativamente alti di resistività ($\rho > 50 \Omega\text{m}$) nella parte sinistra della tomografia, fino alla progressiva 500 m, che sembrerebbe essere la continuazione della piccola anomalia resistiva presente nell’angolo sinistro della tomografia BB’. Tali valori di

resistività potrebbero essere afferibili, come supposto precedentemente, ai materiali marnosi e/o calcareo-marnosi dell'Unità del Flysch di Faeto. Infine, nella parte bassa e centrale della tomografia è possibile osservare un leggero aumento della resistività, non sufficiente, tuttavia, a giustificare la presenza di un bedrock resistivo.

2.2 MISURE GRAVIMETRICHE

F. Palmieri, L. Marello, E. Priolo (UR3)

Il rilievo gravimetrico ha interessato un'area di 36 km² avente come estremi le seguenti coordinate chilometriche Gauss-Boaga: longitudine dal km 2514 al km 2520 e latitudine dal km 4612 al km 4618. Le operazioni di campagna sono state effettuate nel periodo 08/06 – 22/06/2006, utilizzando un gravimetro LaCoste-Romberg mod. D munito di feedback.

Poiché i gravimetri misurano solo differenze di gravità, è stata istituita una “Rete di I° Ordine” costituita da 5 stazioni omogeneamente distribuite nell'area del rilievo. Per la definizione del “datum gravimetrico” una stazione è stata collegata con un punto eccentrico della stazione assoluta di Troia (Fg). I dati acquisiti sono stati compensati con il metodo dei minimi quadrati e la standard deviation delle singole stazioni è risultata mediamente uguale a ± 0.0025 mGal. I valori di gravità, così ottenuti, hanno rappresentato i valori di riferimento per la successiva acquisizione nelle reti gravimetriche di dettaglio.

A partire dalle stazioni gravimetriche della “Rete del I° Ordine” sono stati organizzati dei circuiti chiusi per l'acquisizione dati nelle stazioni gravimetriche di dettaglio. In totale sono stati istituiti 25 circuiti gravimetrici per un totale di 248 stazioni, quanto più omogeneamente distribuite nel territorio, con una densità media di circa 7 stazioni per km². Per avere una maggiore definizione del campo gravitazionale locale, nell'area di San Giuliano di Puglia detta densità è risultata superiore; inversamente, in altre zone, è risultata inferiore a causa dell'assenza di strade d'accesso.

Nel mese di giugno 2007 queste zone sono state oggetto di un ulteriore rilievo per rendere più omogenea la distribuzione spaziale delle stazioni gravimetriche; si fa notare che nel presente rapporto non sono stati inseriti i dati elaborati di queste 38 stazioni.

Le modalità dell'acquisizione dei dati gravimetrici hanno permesso di definire sia un termine di deriva strumentale, che è risultato compreso tra -0.002 e $+0.003$ mGal/h, che un errore di chiusura dei circuiti gravimetrici che è risultato compreso tra -0.004 e $+0.003$ mGal.

I dati così acquisiti sono stati elaborati secondo gli usuali procedimenti:

- Calcolo della gravità teorica mediante la formula che fa riferimento al Geodetic Reference Sistem 1980;
- Calcolo della correzione di Faye, tenendo conto anche della posizione planimetrica della stazione gravimetrica;
- Calcolo della correzione di Bouguer utilizzando una calotta emisferica di raggio uguale a 166.735 km. Per tale riduzione è stato assunto un valore di densità di 2.10 g cm^{-3} , ricavato applicando, ai dati sperimentali, il metodo di Nettleton;
- Calcolo della correzione topografica fino ad una distanza di 25 km. Il processo di calcolo della correzione topografica è stato suddiviso in tre fasi distinte utilizzando, per diversi intervalli di distanze dal punto di misura, differenti dimensioni della griglia delle quote medie. Anche in questo caso è stata usata la medesima densità della correzione di Bouguer.

Le anomalie di Bouguer così ottenute rispecchiano le variazioni laterali di densità all'interno della Terra e sono riferite alla superficie topografica. Per valutare l'ampiezza delle anomalie che presentano una significatività del 99.7% si sono considerati gli errori di misura gravimetrici e altimetrici e la loro influenza sulle correzioni sopra descritte: detta significatività risulta avere un'ampiezza di 0.150 mGal.

La mappa delle anomalie di Bouguer (Fig. 2.2.1) è caratterizzata da un marcato trend positivo in direzione SW–NE con valori dell'anomalia che variano da circa -8 a $+10$ mGal:

ciò è dovuto all'andamento del margine sepolto della piattaforma Apula che passa da una profondità di -4.7 km, a SW, a -1.5 km a NW, per poi affiorare 4 km più a E della zona investigata. Questo trend presenta il gradiente più accentuato nella zona centrale ove è definita una direttrice SE–NW, indicativa di una struttura tettonica che interessa tutta l'area del rilievo. Detta direttrice tende a ruotare rispettivamente verso NE, nella zona SE del rilievo, e verso W, nella zona NW del rilievo.

Sono presenti, inoltre, una marcata anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, dei massimi relativi coincidenti con gli abitati di Colletorto e San Giuliano di Puglia. In ogni caso, la complessità geologico-strutturale della zona è evidenziata anche da una serie di locali distorsioni del campo la cui origine sembra avere un'origine non profonda.

La mappa delle anomalie di Bouguer è il risultato della sovrapposizione di anomalie di diversa origine, profondità ed entità: pertanto, per scopi interpretativi, le anomalie devono essere decomposte nelle loro componenti *regionale* e *locale*. Non esistendo un criterio univoco per separare le anomalie, sono state applicati diversi metodi: polinomiale, filtraggi, prolungamenti analitici verso l'alto, gradiente orizzontale, gradiente verticale.

Metodo polinomiale - Le differenze tra le anomalie di Bouguer e il campo regionale, definito da un polinomio del I° e rappresentato da una superficie inclinata con un gradiente SW–NE di $1.815 \text{ mGal km}^{-1}$, costituiscono le anomalie residue che sono dovute a sorgenti “superficiali”, rispetto alla scala del rilievo. La mappa delle anomalie residue del I° (Fig. 2.2.2) ripropone, in maniera meno evidente, il trend SW–NE, che caratterizza la mappa delle anomalie di Bouguer (Fig. 2.2.1); questo andamento risulta infatti interessato anche da anomalie molto locali ubicate a SE di San Giuliano di Puglia. Si evidenzia ulteriormente la marcata anomalia circolare positiva, localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano. Particolarmente evidente ed esteso è anche il massimo che si riscontra nell'area di Colletorto che tende ad assumere una forma ellittica con andamento SE–NW. E' ancora presente il massimo relativo nei pressi San Giuliano di Puglia, cui fa riscontro un minimo nell'area immediatamente ad W. S'identificano, nella zona di Bonefro, un minimo con andamento WSW–NNE e un allineamento S–N nella parte più orientale del rilievo.

Sono stati pure utilizzati polinomi di ordine superiore che hanno evidenziato sorgenti sempre più superficiali, ma in tal modo hanno accentuato la complessità dell'andamento dei residui anche perché si esalta pure un “noise” gravimetrico.

Filtraggi - Sono stati effettuati dei filtraggi dell'anomalia di Bouguer ponendo $\lambda > 1$ km, $\lambda > 2$ km, $\lambda > 3$ km, e $\lambda < 1$ km, $\lambda < 2$ km, $\lambda < 3$ km. A titolo esemplificativo vengono descritte due mappe così ottenute.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda > 2$ km (Fig. 2.2.3) rimarca la presenza del gradiente SW–NE, dell'andamento SE–NW, identificabile come l'elemento strutturale più importante dell'area, dell'anomalia circolare positiva localizzabile nell'area aventi coordinate E 2517.5 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, del massimo relativo nei pressi di Colletorto, cui fa riscontro, a ENE, una zona con un minimo relativo.

La mappa dell'anomalia filtrata con $\lambda < 2$ km (Fig. 2.2.4) mostra degli aspetti già evidenziati, cioè l'allineamento SE–NW che tende a ruotare verso W nella parte più settentrionale, il massimo tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, un massimo relativo nei pressi dell'abitato di San Giuliano di Puglia, cui fanno riscontro dei minimi a W e a N, il massimo nei pressi di Colletorto, con associati un altro massimo ad WNW di che presenta una forma ellittica con andamento SE–NW e un minimo particolarmente accentuato, con andamento SE–NW, a NE.

Prolungamenti analitici verso l'alto - Con questa trasformazione si calcola il campo a quote superiori rispetto a quello di misura; poiché più alta è la quota di continuazione più forte è l'attenuazione del segnale nelle sue componenti a più alta frequenza, il prolungamento analitico verso l'alto può essere considerato come un filtro di tipo passa-basso.

Per esempio, alla quota di prolungamento di -1 km (Fig. 2.2.5) si notano il trend SW–NE, l'inclusione della anomalia circolare positiva, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, in un contesto più regionale, cioè più profondo, e, appena accennato il massimo relativo nei pressi di Colletorto.

Gradiente orizzontale - Il metodo del gradiente orizzontale, espresso in mGal km^{-1} , viene utilizzato per identificare lineamenti strutturali, delineare discontinuità laterali, e, ove queste siano verticali, definirne la posizione planimetrica: infatti le sorgenti potenziali producono anomalie con un gradiente orizzontale massimo in corrispondenza dei bordi; inoltre, le sorgenti poco profonde presentano un gradiente orizzontale più elevato di quelle più profonde, pertanto i trend a grandi lunghezze d'onda vengono attenuati.

La mappa (Fig. 2.2.6) evidenzia l'andamento, SE–NW, della struttura principale, un gradiente, già visibile in (Fig. 2.2.1) molto marcato ubicato approssimativamente alle coordinate E 2516.5 – N4616, un gradiente significativo a NE di Bonefro, un gradiente elevato a W di Colletorto, confrontabile con i caratteri presenti in (Fig. 2.2.1) e, infine, nella zona con coordinate medie E 2514.5 – N 4615.5 si nota un'area, con allineamento NW–SE.

Gradiente verticale - Il metodo del gradiente verticale viene utilizzato sia per il suo maggiore potere risolutivo, rispetto all'anomalia di Bouguer, sia per la sua accentuazione degli effetti dovuti a corpi più superficiali, quindi agisce in pratica come un filtro passa-alto.

Nella mappa (Fig. 2.2.7) si ritrovano gli stessi caratteri riscontrabili nelle mappe dei residui di ordine superiore; confermando ulteriormente il carattere superficiale delle sorgenti di tali anomalie, in particolare si evidenziano l'area circolare positiva, localizzabile nella zona aventi coordinate E 2517 – N 4617, tra gli abitati di Bonefro e Santa Croce di Magliano, una serie di aree negative molto locali e di limitata estensione a WSW di San Giuliano di Puglia, a E di Bonefro e a ENE di Colletorto, aree positive si trovano nell'area di Colletorto e WNW dello stesso paese.

Modello gravimetrico 3D - L'inversione 3D, utilizzando il software IGMAS (Interactive Gravity and Magnetic Application System; Schmidt e Götze, 1998) è stata effettuata considerando l'anomalia di Bouguer costituita da una componente regionale, definita da uno sviluppo polinomiale del 1° , e da una componente residua, ottenuta sottraendo il campo regionale dall'anomalia complessiva. Assumendo che il campo regionale sia influenzato principalmente dalle masse profonde, si è realizzato un primo modello rappresentativo della struttura crostale generale e in particolare degli strati più profondi, fino ad una profondità massima di circa 10 km. L'andamento del margine sepolto della piattaforma Apula, costituita da carbonati Mesozoici (Carbonates) e da sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici (Plio), è visualizzato sia in mappa (Fig. 2.2.8) che in profilo (Fig. 2.2.9). Si individua il trend SW–NE presente nella mappa dell'anomalia di Bouguer (Fig. 2.2.1). Le quote sono riferite al tetto della piattaforma Apula modellata. Nell'area interessata dalla campagna gravimetrica, i valori massimi di -1.5 km s.l.m. di quota sono stati rilevati nell'estremo nord orientale, mentre i valori minimi, corrispondenti a profondità massime, sono di -4.7 km s.l.m. nell'estremo sud occidentale. Alla piattaforma Apula sono sovrapposte le falde di ricoprimento genericamente definite "Faeto". Il modello gravimetrico a 3 corpi risultante da questa fase di ricostruzione del modello profondo presenta uno scostamento massimo rispetto al campo regionale di circa $+0.025$ mGal con deviazione standard di 0.11 mGal.

Per modellare la componente residua si è considerato il contributo delle masse

sovrastanti la piattaforma apula. Pertanto, le falde di ricoprimento, genericamente denominate “Faeto” nel modello profondo, sono state diversificate in tre corpi e, inoltre, sono stati aggiunti due corpi superficiali (“clays” e “melange”), che interessano l’area di S. Giuliano di Puglia.

La “formazione di Faeto” è costituita da calcari marnosi e marne bianche con sottili intercalazioni di biocalcareni e calciruditi torbiditiche datate Tortoniano-Serravalliano (Vezzani et al. 2004). Sulla base della carta Geologica della Regione Molise sono stati tracciati i principali piani di sovrascorrimento che scompongono il corpo superficiale in 3 falde (“Faeto1”, “Faeto2” e “Faeto3”). La densità per tale formazione è stata assunta inizialmente 2.25 g cm^{-3} , sulla base dei dati geotecnici raccolti nell’area. In seguito tali valori sono stati affinati sull’anomalia in base a un processo di inversione. Si sono così ottenuti dei valori tra loro leggermente distinti (nel range di $2.25 \pm 0.03 \text{ g cm}^{-3}$) per i tre corpi “Faeto1”, per “Faeto2” e per “Faeto3”.

Il corpo litologico chiamato “clays” corrisponde alla Formazione di Vallone Ferrato (Marne argillose di Toppo Capuana). Esso è costituito da marne e marne argillose grigie, spesso laminate con rare e sottili intercalazioni di arenarie e siltiti giallastre del Messiniano-Tortoniano (Vezzani et al. 2004) ed è stato posto al tetto del “Faeto2”. A questo corpo litologico è stata attribuita una densità di 2.1 g cm^{-3} sulla base del valore medio del peso di volume calcolato in diversi campioni nell’area.

Il secondo corpo, definito nella modellazione come “melange”, corrisponde alla Successione di Palombaro, Casalanguida e Larino costituita da calcareniti organogene, conglomerati e sabbie giallastre talora glauconitiche con lenti di micro-conglomerati passanti verso l’alto e lateralmente a argille marnose azzurre o con microfratture. Per tale elemento geologico, geometricamente disposto al tetto del “Faeto2”, è stata utilizzata una densità 2.20 g cm^{-3} , sulla base dei dati geotecnici disponibili.

Inoltre, per giustificare le due aree di massimo (Fig. 2.2.2), una in corrispondenza dell’abitato di Colletorto, l’altra a N, fra Bonefro e Santa Croce di Magliano, sono stati inseriti due corpi genericamente chiamati “anomaly1” e “anomaly2”, i cui valori di densità sono stati calcolati con un processo di inversione.

Si è così giunti al modello finale definito da 9 corpi definito in Tab. 2.2.1.

Formazione	Descrizione	Densità (g cm^{-3})
Faeto1	falda di ricoprimento più a Ovest	2.217
Faeto2	falda di ricoprimento Centrale comprensiva dell’abitato di S. Giuliano di Puglia	2.272
Faeto 3	falda di ricoprimento Orientale, fronte dell’Appennino	2.280
anomaly1		2.490
anomaly2		2.584
melange	deposito di calcareniti organogene, conglomerati e sabbie	2.200
clays	marne argillose di Toppo Capuana	2.100
Plio	sedimenti terrigeni Plio-Pleistocenici	2.300
Carbonates	piattaforma carbonatica Mesozoica-Triassica	2.600

Tabella 2.2.1 – Unità litologiche definite nel modello gravimetrico 3D e loro valore di densità.

La deviazione standard della differenza fra i dati sperimentali e il campo modellato è risultata uguale a 0.71 mGal , e l’indice di correlazione a 0.97 (Fig. 2.2.10). Questa differenza è dovuta a una serie di effetti a basse lunghezze d’onda, attribuibili a variazioni di densità superficiali attribuibili, molto probabilmente, ai corpi “Faeto1”, “Faeto2” e “Faeto3” che sono state rappresentate, ai fini della modellazione e in modo semplificato, come omogenee.

Un'ulteriore ipotesi potrebbe essere la presenza di piccoli bacini di deposito superficiali, o la variazione, su scala non estesa, della profondità della superficie che delimita il tetto della formazione carbonatica.

Alcuni risultati della modellazione dei corpi posti al tetto della piattaforma apula sono di seguito riportati. Come già osservato (Fig. 2.2.8), il tetto della piattaforma apula, rappresentata dal corpo definito "Plio" (copertura terrigena del Plio-Pleistocene), varia tra quota -1.5 km s.l.m. nell'area NE e -4.7 km s.l.m. nella zona SW. Al di sopra, si trovano le falde di ricoprimento scomposte, secondo i due sovrascorrimenti principali, nei tre corpi definiti "Faeto1", "Faeto2" e "Faeto3". In (Fig. 2.2.11) vengono riportate, sulla Carta Geologica, le superfici delle due principali strutture tettoniche, che immergono a SW con un angolo di circa 30° e presentano un andamento sub-parallelo tra di esse fino a una profondità di -4.6 km s.l.m.

Al tetto del corpo definito "Faeto2" poggiano le argille definite "clays", la cui base sepolta, risultato della modellazione, presenta dei valori minimi di -0.38 km s.l.m. nell'area a NE dell'abitato di Colletorto e dei valori medi di 0.3 km s.l.m. poco a SE dell'abitato di S. Giuliano di Puglia (Fig. 2.2.12). Tali valori sono in accordo sia con i dati di tomografie elettriche che individuano una possibile base delle argille a circa 300 m di profondità, considerando una quota topografica media di 500 m s.l.m., sia con i risultati provenienti dalle interpretazione degli *aftershocks* (Silvestri et al. 2004).

Analogamente il corpo definito "melange" poggia su quello definito "Faeto2". L'andamento della superficie inferiore (Fig. 2.2.13) è caratterizzata da una quota media di circa 0.3 km s.l.m. con quote massime di 0.650 km s.l.m. nell'area NW di S. Giuliano, di Puglia corrispondenti agli spessori minimi, e quote minime di -0.4 km s.l.m. a SE.

Per una visualizzazione in 2d si riporta (Fig. 2.2.14) il profilo, con orientazione E-W, passante per San Giuliano di Puglia. I corpi definiti "anomaly1" e "anomaly2" sono caratterizzati da geometrie che in pianta rispecchiano la forma dei residui (Fig. 2.2.15). Il corpo "anomaly1", posto a S, ha una forma piuttosto regolare e spessore mediamente ridotto. La quota media del corpo è di 0.27 km s.l.m. e una profondità minima di -0.39 km s.l.m. Il corpo "anomaly2" presenta dimensioni minori in pianta, ma raggiunge profondità dell'ordine di -2 km s.l.m. e una quota media di -0.3 km s.l.m.

Conclusioni - Il presente lavoro ha permesso di definire, pur con alcune incertezze residue la morfologia e i parametri di densità dei principali corpi geologici dell'area e ha, pertanto, fornito una migliore definizione e un ulteriore contributo per la comprensione degli aspetti geologico-strutturali della zona. Lo studio conferma l'efficacia del metodo gravimetrico, quale metodo di prospezione economico, rapido e non invasivo per integrare studi finalizzati alla valutazione delle caratteristiche del sottosuolo per la definizione di modelli strutturali a fini di stima dell'amplificazione sismica.

Riferimenti bibliografici

- Schmidt S., Götze H.J., 1998, "*Interactive visualization and modification of 3D models using GIS function*", Physics and Chemistry of the Earth, vol. 23, n° 8, pp289-295.
- Silvestri F., D'Onofrio A., Guerricchi A., Lanzo G., Pagliaroli A., Puglia R., Santucci de Magistris F., Sica S., Eva C., Ferretti G., Di Capua G., 2004. "*Modelli Geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano. Deliverable D8-Molise-Task3*". Progetto S3-Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico. (responsabili Pacor F. e Muciarelli M.)
- Vezzani L., Ghisetti F. e Festa A., 2004. *Carta Geologica del Molise*.

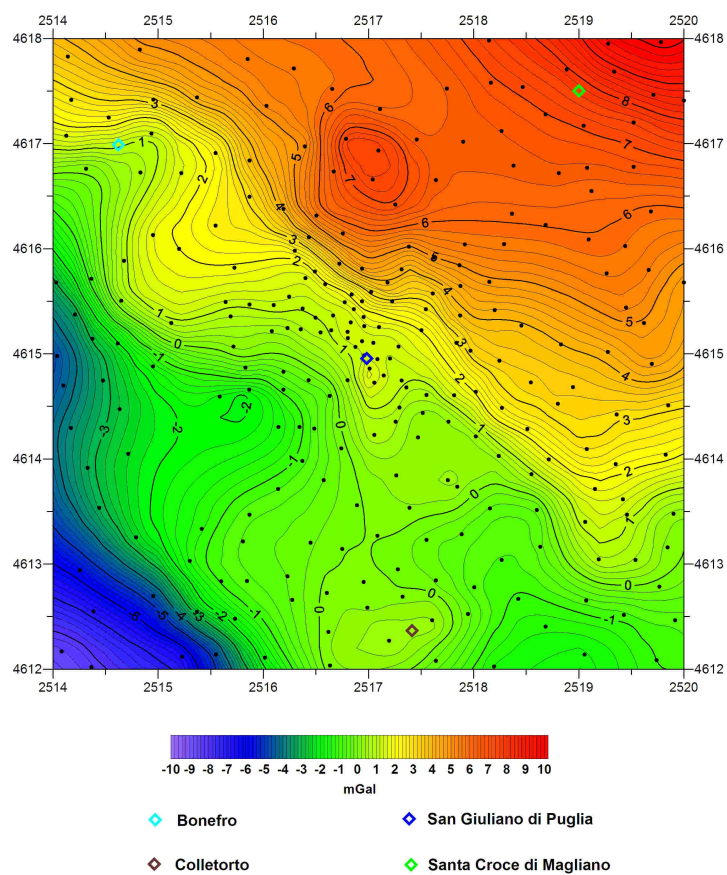


Figura 2.2.1 - Mappa delle anomalie di Bouguer

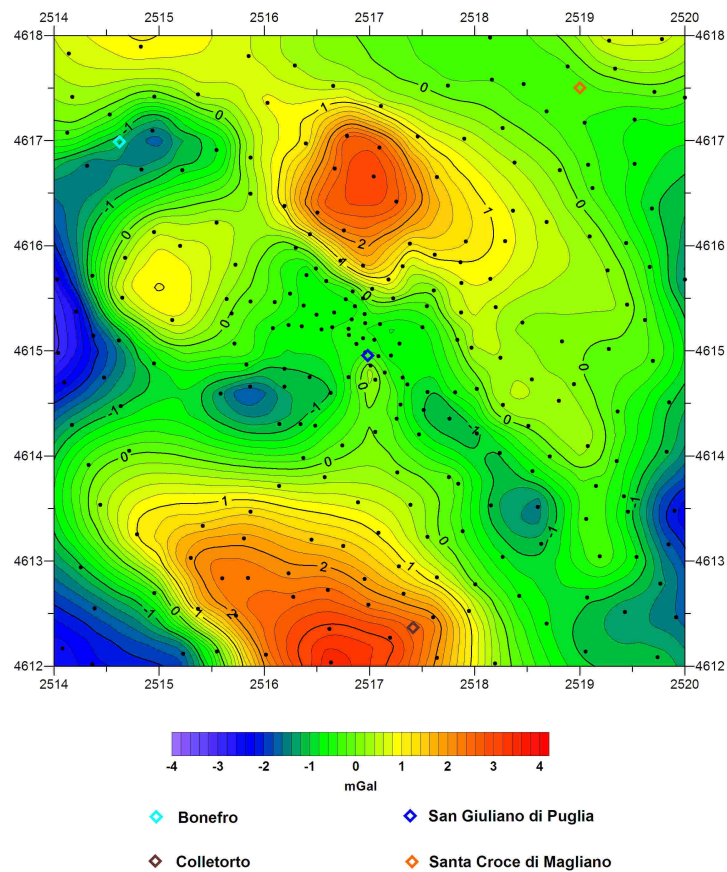


Figura 2.2.2 - Mappa delle anomalie residue (pol. I°).

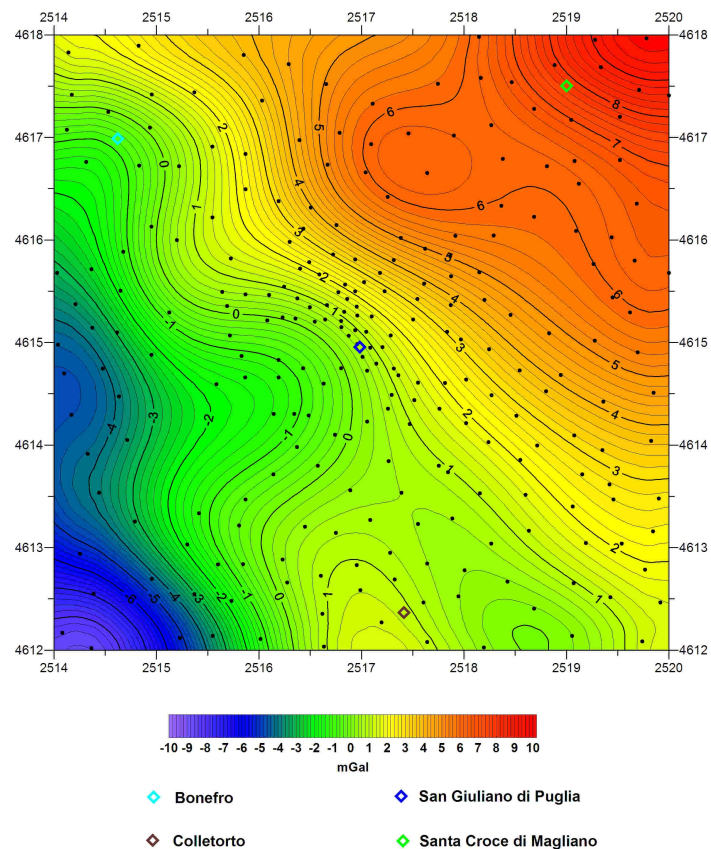


Figura 2.2.3 - Mappa delle anomalie filtrate con $\lambda > 2$ km.

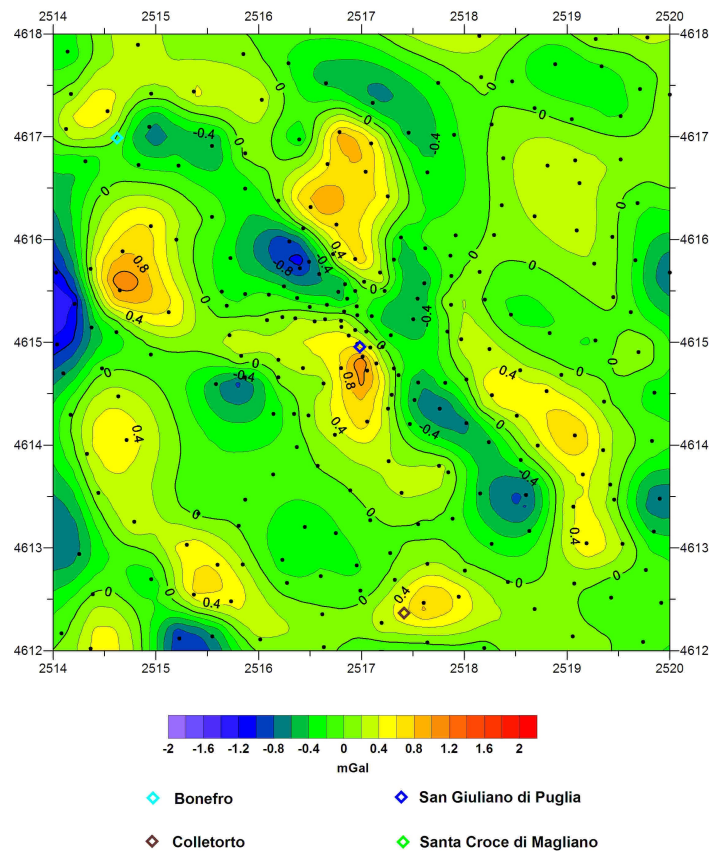


Figura 2.2.4 - Mappa delle anomalie filtrate con $\sigma < 2$ km

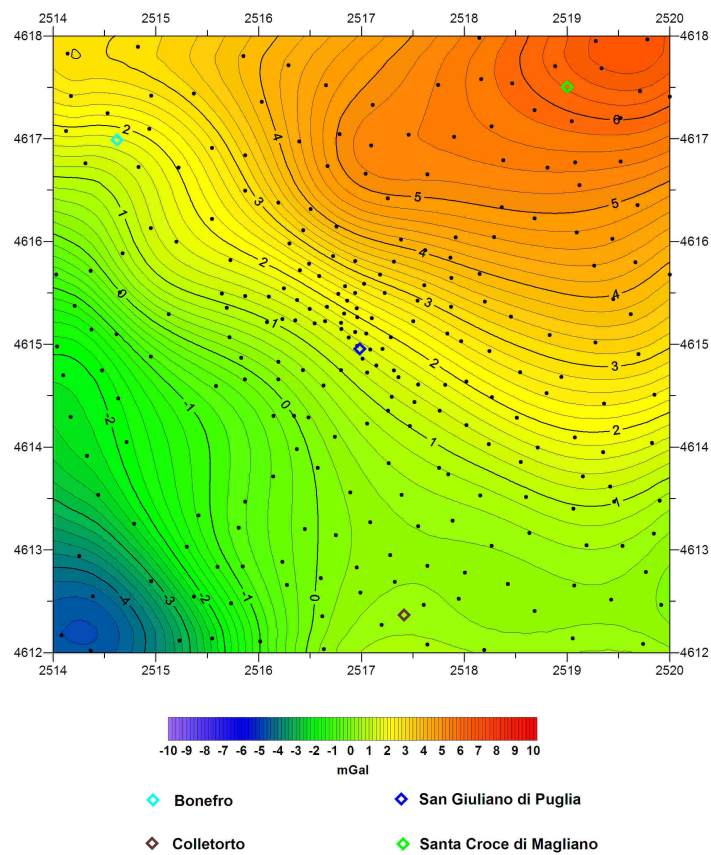
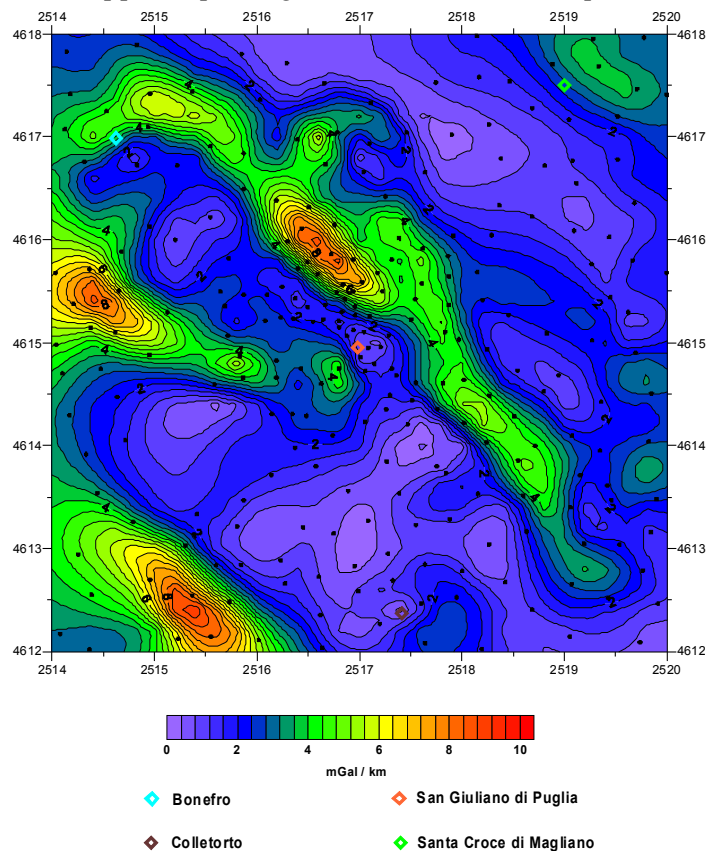
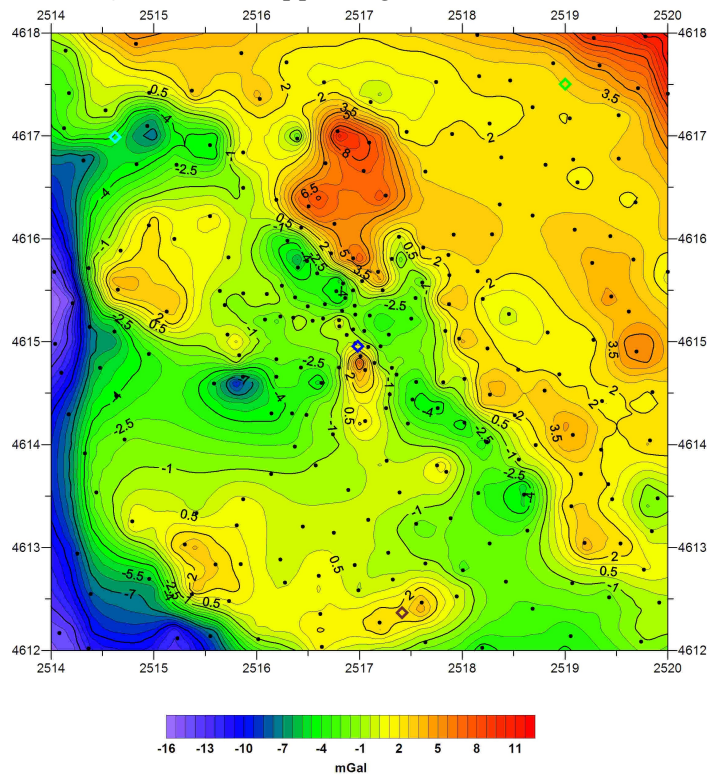


Figura 2.2.5 - Mappa del prolungamento verso l'alto alla quota con $h = -1$ km.**Figura 2.2.6** - Mappa del gradiente orizzontale.**Figura 2.2.7** - Mappa del gradiente verticale.

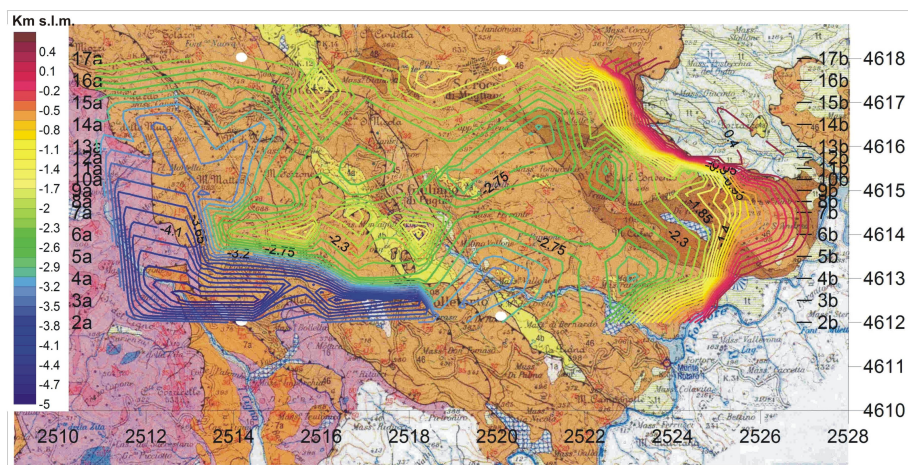


Figura 2.2.8 - Carta Geologica del Molise con sovrimposte le tracce delle sezioni modellate, gli assi con le coordinate in km, e i vertici bianchi che racchiudono l'area coperta dalla campagna gravimetrica. Le isoipse raffigurate rappresentano il tetto della copertura terrigena Plio-Pleistocenica. A sinistra viene riportata la scala relativa alle quote.

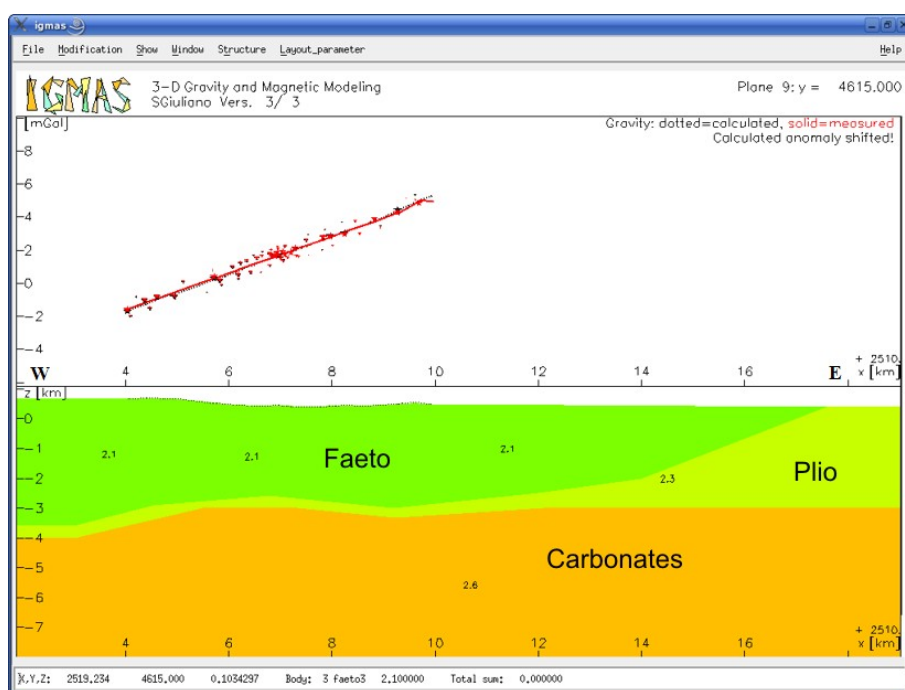


Figura 2.2.9 - Profilo n° 9 del modello profondo. Orientazione E-W (latitudine = 4615 km Gauss-Boaga).

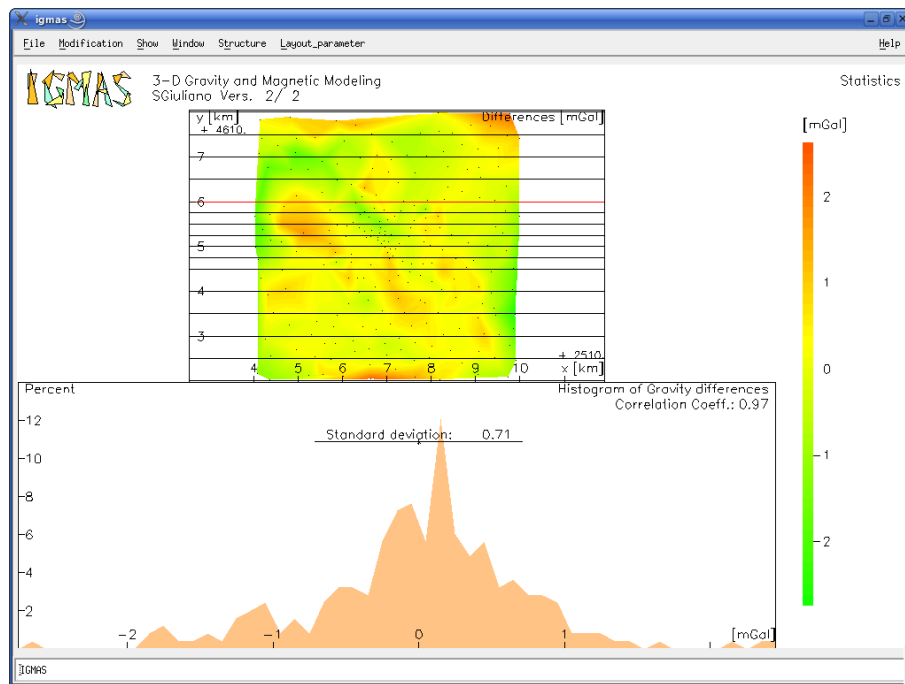


Figura 2.2.10 - Differenze fra modello teorico e anomalie sperimentali (sopra). Andamento dei residui (sotto).

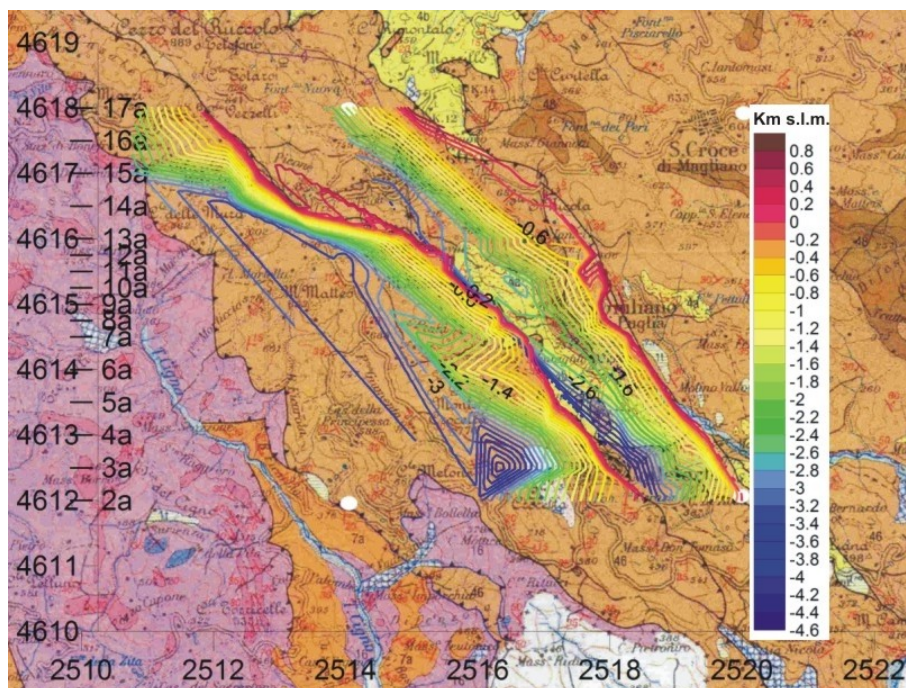


Figura 2.2.11 - Andamento dei piani di faglia che, nella modellazione, suddividono il corpo chiamato Faeto nelle tre falde di ricoprimento definite Faeto1, Faeto2 e Faeto3.

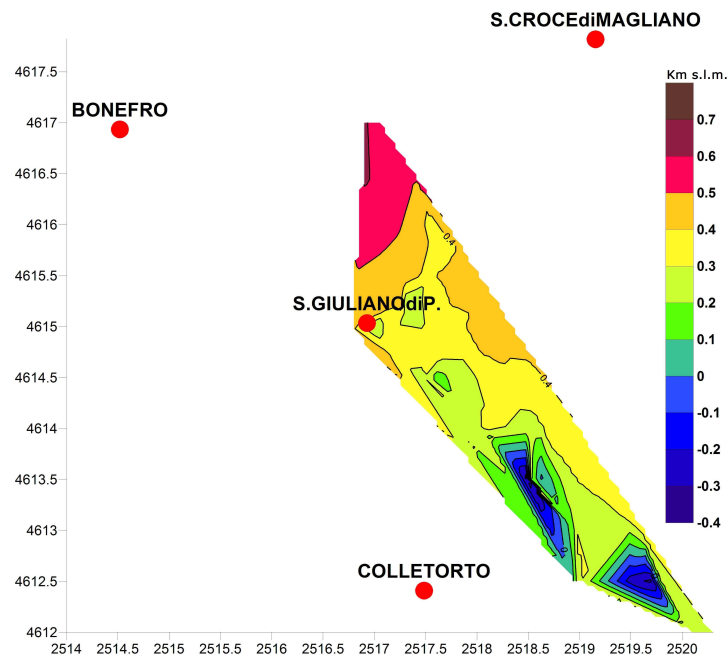


Figura 2.2.12 - Andamento della base delle argille (“clays”). Sono indicate le quote in km s.l.m. I punti e i nomi indicano le località.

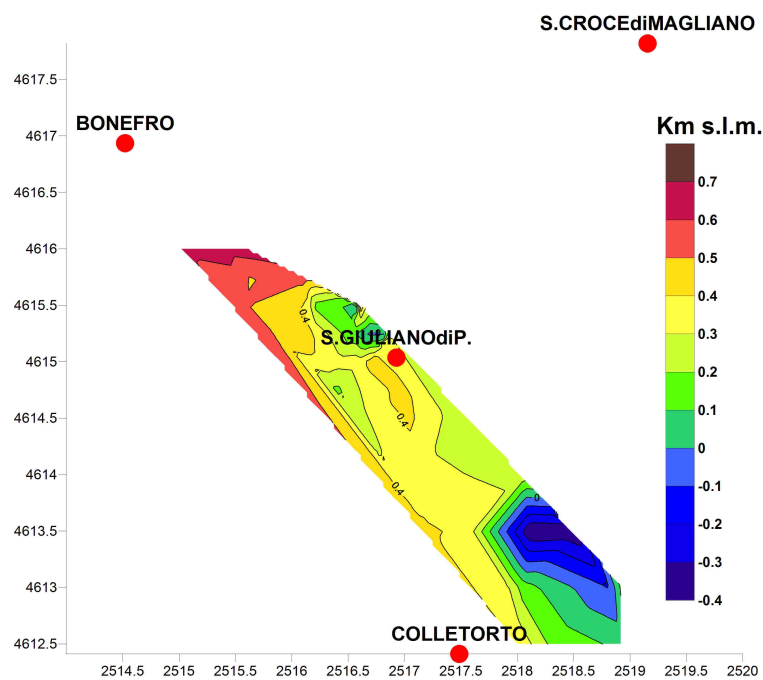


Figura 2.2.13 - Andamento della base del corpo definito “melange”. Sono indicate le quote in km s.l.m. I punti e i nomi indicano le località.

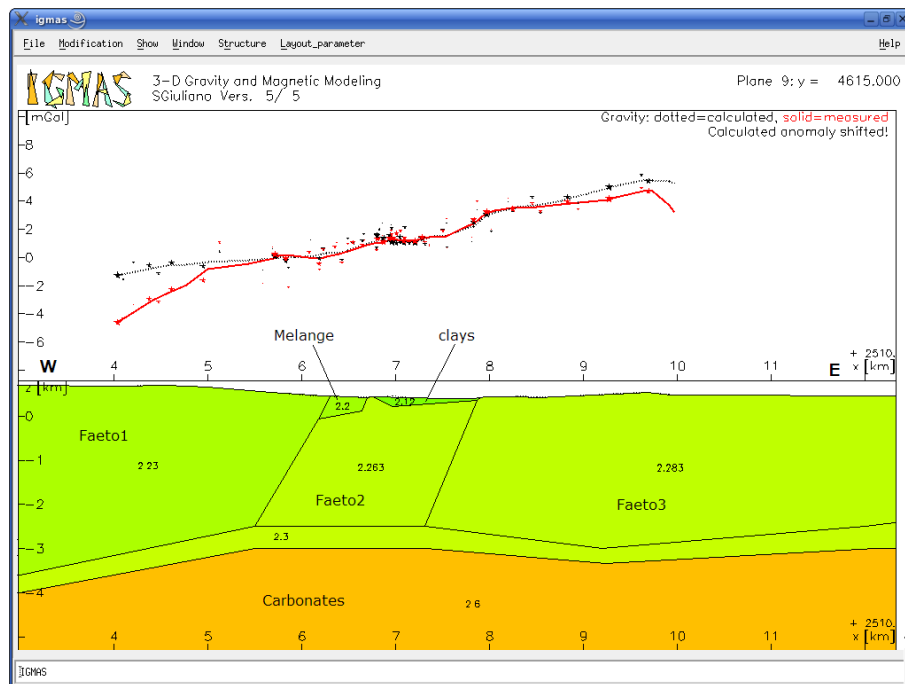


Figura 2.2.14 - Profilo n° 9 del modello definitivo. Orientazione E-W (latitudine = 4615 km Gauss-Boaga).

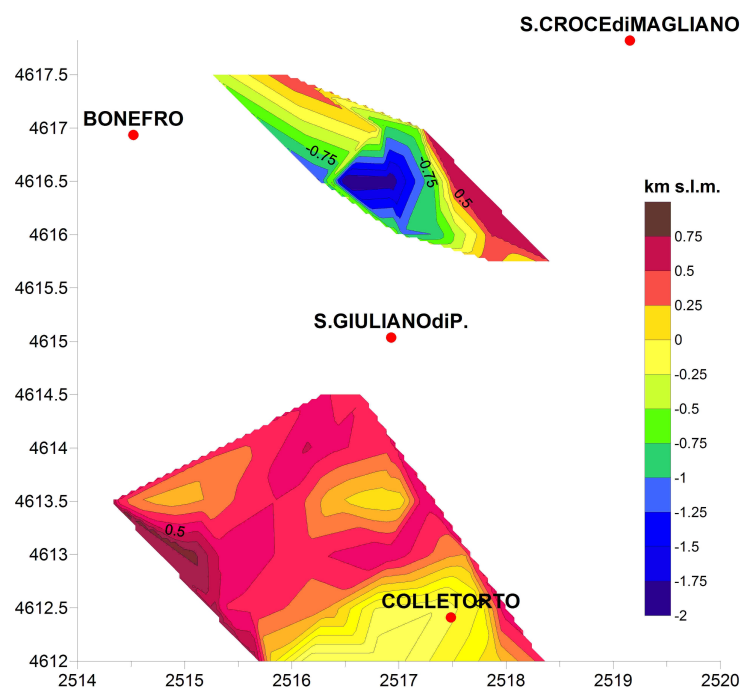


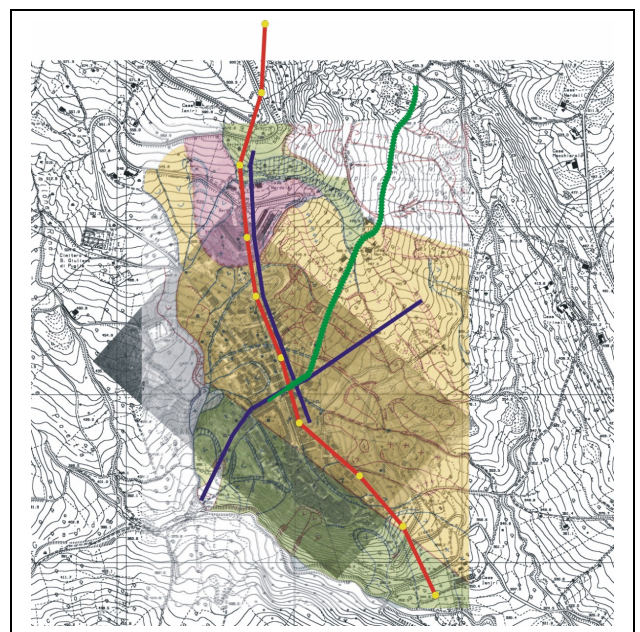
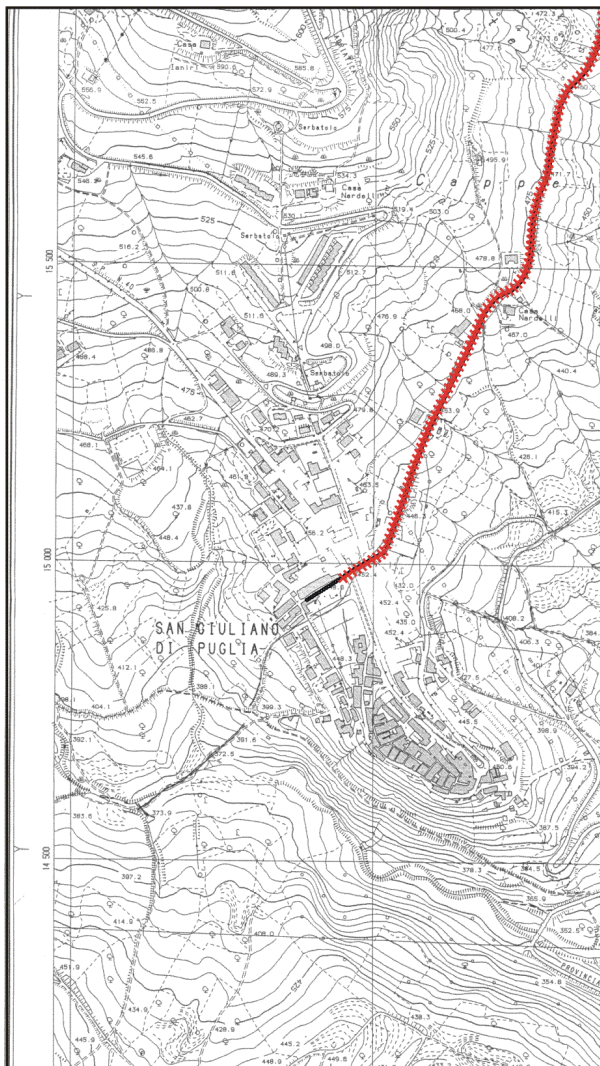
Figura 2.2.15 - Andamento dei margini inferiori dei corpi “anomaly1” (più a S) e “anomaly2” (più a N).

2.3 TOMOGRAFIA SISMICA (UR3 G. Böhm)

Nell'ambito di questo task nel gennaio 2007 è stata acquisita dall'OGS una linea sismica 2D a San Giuliano di Puglia. Lo scopo di questo rilievo è stato quello di integrare i risultati della tomografia geoelettrica ottenuta dai dati delle prospezioni geoelettriche già esistenti con i risultati della tomografia sismica ottenuti da questa nuova linea sismica, cercando di determinare l'esistenza o meno delle strutture profonde (oltre i 500 m) che dovrebbero caratterizzare l'area di San Giuliano. In particolare la tomografia sismica a riflessione dovrebbe consentire di ottenere sia il campo delle velocità P in profondità sia la posizione e la forma di eventuali superfici di riflessione presenti.

Non è stato però possibile posizionare questa linea in corrispondenza delle linee geoelettriche già esistenti, che avrebbero permesso una maggior correlazione tra i due modelli tomografici (sismico e geoelettrico), a causa della difficoltà di movimento e di passaggio del mezzo su cui è montata la sorgente (minivib) utilizzata per questa prospezione. La linea sismica è stata perciò posizionata lungo una strada asfaltata a Nord-Est del paese di San Giuliano (vedi Fig. 2.3.1); scelta obbligata, appunto, dalla necessità logistica del posizionamento del minivib.

L'acquisizione è stata fatta con 230 geofoni posizionali lungo una distanza di circa 1150 m (5 m circa tra i geofoni) e sono state utilizzate 107 vibrate (sorgente onde P) a distanza di circa 10 m tra una vibrata e l'altra.



2.3.1 – Posizione in pianta della linea sismica. A sinistra le croci rosse rappresentano le sorgenti sovrimposte alla linea nera dei geofoni. In alto, la linea sismica, in verde, assieme alle linee blu e rossa della prospezione geoelettrica 2D eseguite nella stessa zona.

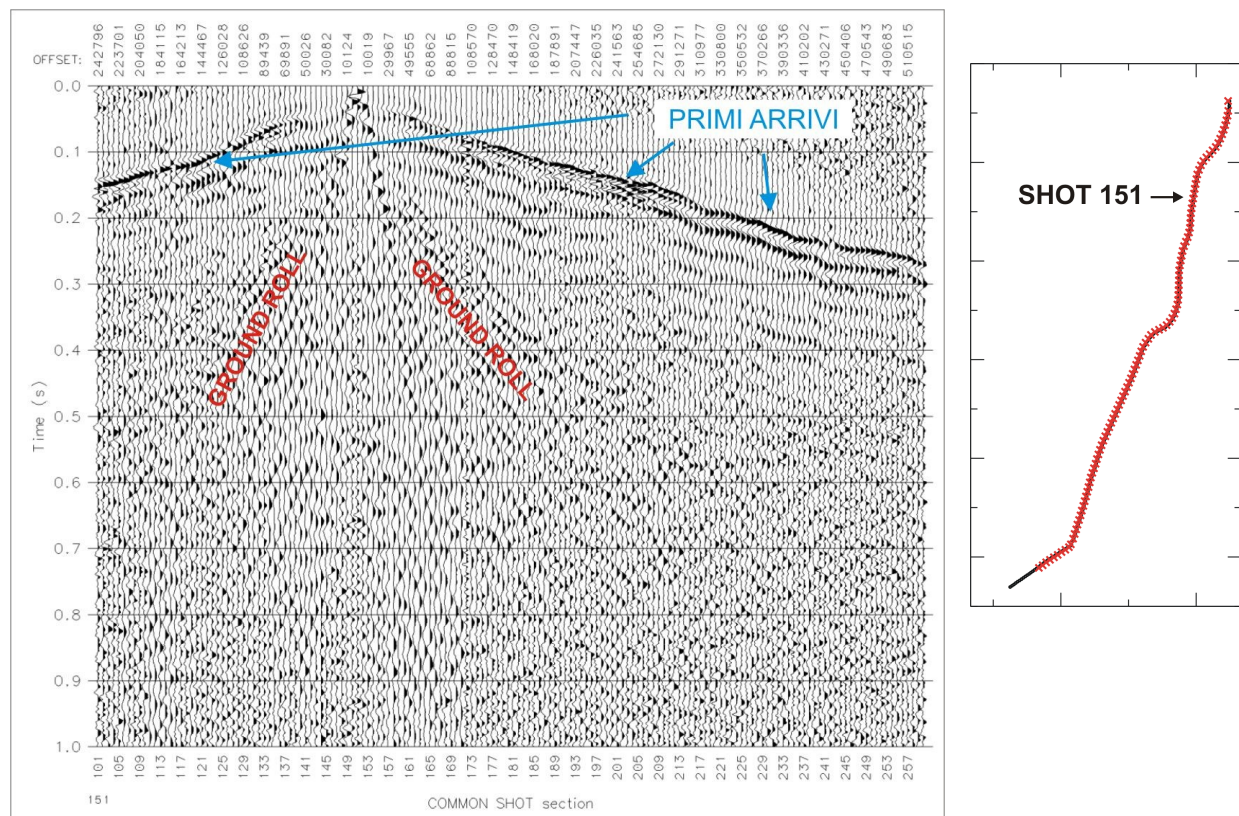


Fig 2.3.2 – Rappresentazione di uno shot gather nella linea sismica; a destra la posizione dello shot rispetto alla linea.

Inversione dei primi arrivi

I dati sismici così ottenuti non hanno messo in evidenza forti riflessioni che potevano essere interpretate come orizzonti sismici che identificassero le strutture cercate e, quindi, come eventi da utilizzare per applicare il metodo di tomografia a riflessione su questa linea; anche a causa del forte rumore a bassa frequenza dovuto alla presenza delle onde di superficie (ground-roll), vedi fig. 2.3.2. Si è quindi pensato di utilizzare per l'inversione i primi arrivi, che vengono associati in genere ad onde dirette e/o rifratte.

A questo scopo sono stati estratti circa 12500 tempi d'arrivo e, partendo da un modello iniziale con velocità omogenea per tutto il modello, si è applicata la tomografia ottenendo il campo di velocità visibile in fig. 2.3.4. Non tutte le sezioni dei dati a *common shot* hanno permesso di estrarre tutti i primi arrivi, a causa della presenza di forte rumore ambientale (cantieri e macchinari in funzione in prossimità della linea) che hanno disturbato il segnale sismico (fig. 2.3.3). Per la parte d'inversione tomografica è stato usato il software Cat3d sviluppato all'interno dell'OGS.

Il campo di velocità P così ottenuto ha messo in evidenza un corpo ad alta velocità (circa 3.5-3.8 km/s) nella parte Nord-Est della sezione che può essere interpretato come l'unità dei calcari (area verde in fig. 2.3.1) che dovrebbe interessare la linea proprio nella parte centrale e verso Nord-Est.

Lo stesso campo di velocità è stato utilizzato come dato di input per il calcolo della migrazione pre-stack in profondità dei dati sismici. La sezione risultante, visibile in sovrapposizione con il campo di velocità in fig. 2.3.4, mostra i probabili confini delle strutture

presenti nei primi 200 m, tra cui il confine tra l'unità delle argilliti a bassa velocità e i calcari (formazione di Faeto) a più alta velocità.

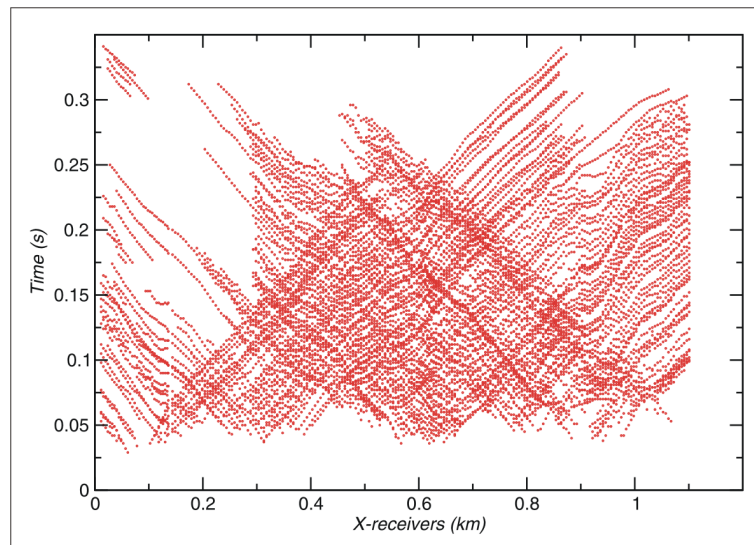
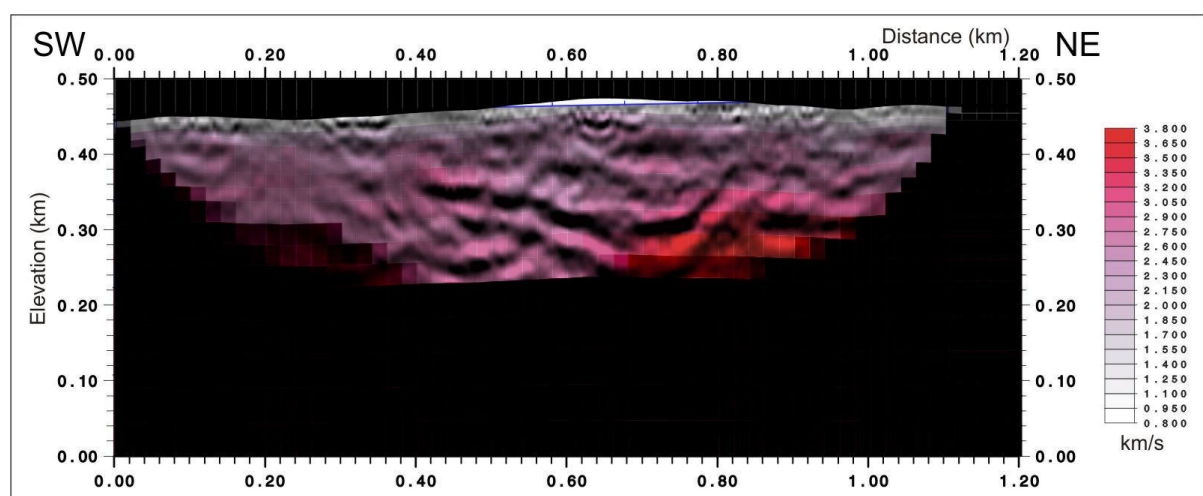
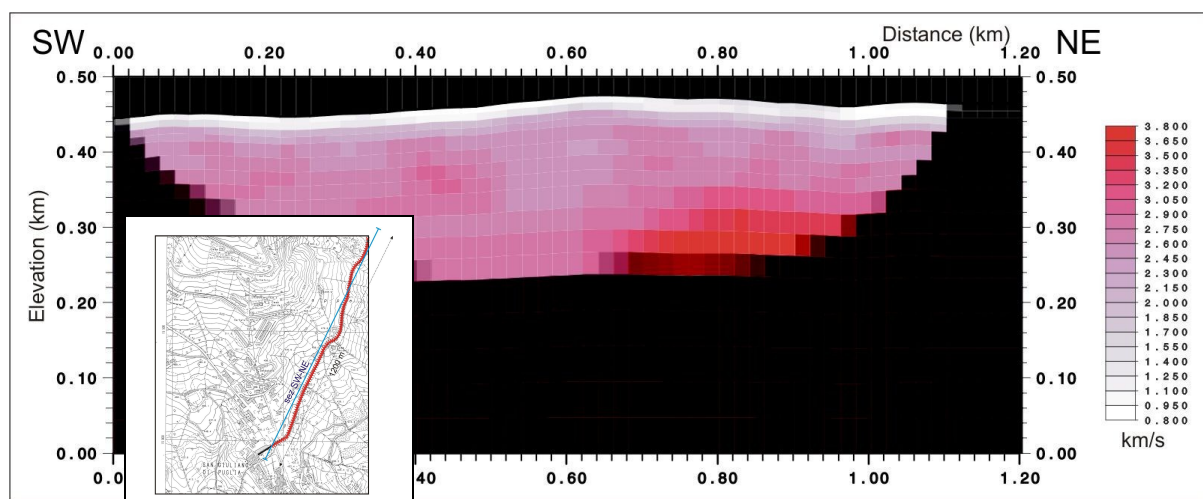


Fig. 2.3.3 – Rappresentazione di tutti i primi arrivi estratti dalle sezioni a common shot. La mancanza di dati a sinistra del grafico è causata dalla presenza di alto rumore all'interno delle tracce dovuto al forte disturbo proveniente dai cantieri edili presenti a SW della linea.



2.3.4 – Sezione verticale del campo di velocità ottenuto dall'inversione tomografica dei primi arrivi in corrispondenza della linea azzurra in pianta (in alto a sinistra); la zona nera definisce la zona non coperta dai raggi e quindi non utilizzata dall'inversione. In basso lo stesso campo di velocità con sovrapposta la sezione sismica migliorata in profondità

2.4 MISURE DI VELOCITÀ DELLE ONDE S A SAN GIULIANO DI PUGLIA (CB)

2.4.1 Caratteri di sismicità dell'area in esame

Il 31 ottobre 2002 alle 11:32 ora locale, un forte terremoto ($M_l = 5.4$; $M_w = 5.7$) (Lat. 41.76; Long. 14.94) ha interessato le zone centro-meridionali del Paese, con epicentro in prossimità del comune di San Giuliano di Puglia in provincia di Campobasso, in posizione S. E. rispetto al capoluogo, distante circa 20 Km. Tale scossa principale, come è spesso caratteristica del fenomeno, è stata preceduta nel tempo da altri eventi di minore magnitudo che non avevano dato origine a segnalazioni di rovine e/o dissesti da parte della popolazione.

Si è trattato di una sequenza sismica di non rilevante entità, notevolmente inferiore ad altri eventi verificatisi anche recentemente nel nostro Paese, ma che ha determinato danni molto ingenti in centri storici datati e normalmente costituiti da edifici in pietrame, spesso con superfetazioni. Gli effetti massimi sono stati riscontrati in una zona ristretta compresa tra i Frentani e il Sannio nelle province di Campobasso e Foggia. In particolare in località San Giuliano di Puglia, si sono verificati crolli parziali di edifici in muratura nella fascia centrale del paese, alcuni crolli totali e un danneggiamento grave diffuso.

Danni alle infrastrutture sono osservati anche nei centri storici delle località Bonefro, Casalnuovo Monterotaro, Castellino del Biferno, Colletorto, Ripabottoni, S.Croce di Magliano.

L'evento è seguito da una sequenza sismica che durerà alcuni mesi; il più forte evento della sequenza viene registrato il giorno 1 novembre 2002 ($M_l = 5.3$; $M_w = 5.7$), (Lat. 41.69, Long. 14.83) creando nuovo spavento nella popolazione ed un aggravamento dei danni.

La zona colpita dal terremoto del 31 ottobre 2002 non risulta essere mai stata sede di eventi paragonabili a quelli delle aree del promontorio del Gargano e della dorsale appenninica molisano-campana che la delimitano a oriente e ad occidente. Infatti, in queste aree eventi sismici disastrosi ($I_0 > IX$ grado) sono registrati nel XV secolo (1456, 1466), nel XVII (1627, 1646, 1688, 1694), nel XVIII (1702, 1731, 1732), nel XIX secolo (1805, 1851) e nel XX secolo (1930, 1962, 1980). Gli effetti prodotti da alcuni di questi terremoti nell'area epicentrale del terremoto del 31 ottobre 2002 hanno raggiunto la soglia del danneggiamento.

2.4.2 Caratteri geomorfologici e geolitologici

Il centro urbano di San Giuliano di Puglia è edificato su una stretta dor-sale orientata in direzione NNW-SSE, alla quota media di 450 metri s.l.m..

Il centro storico, situato nella zona meridionale, sorge su una formazione flyschoidale spiccatamente acclive; l'area di recente espansione, nella quale sono stati registrati i maggiori dovuti all'evento sismico, sorge nella parte centro-settentrionale ed ha una morfologia superficiale che mostra pendenze più dolci per la presenza di terreni a prevalente componente argillosa. In tali terreni sono localizzati fenomeni di dissesto, riferibili essenzialmente a fenomeni gravitativi di versante di tipo superficiale (alcuni peraltro acuiti dagli eventi sismici del 2002), ed a processi di dilavamento. Il sottosuolo del territorio urbano è caratterizzato dalla presenza di due unità principali, che si estendono in profondità per diverse centinaia di metri: il flysch di Faeto, affiorante nel centro storico, e le marne argillose di Toppo Capuana, nella zona di più recente sviluppo urbano. Il flysch di Faeto è una formazione litoide del Miocene inferiore, costituita da un'alternanza di calcari detritici, calcari marnosi, marne bianche ed argille verdi, affiora sia nell'estremità meridionale della dor-sale, in un'unità relativamente scompaginata, che nel settore settentrionale, a monte dell'abitato, dove si presenta molto tettonizzata e smembrata. L'unità di Toppo Capuana (Miocene superiore) è costituita prevalentemente da argille marnose grigio azzurre e da marne argillose. La parte sommitale di tale formazione, di spessore limitato (generalmente inferiore a 10 metri), è

caratterizzata da un grado di fessurazione da medio ad intenso, e si presenta alterata assumendo una colorazione a-vana o grigio avana con tonalità verdognole. Le argille a-vana sfumano nelle sottostanti argille marnose e marne argillose grigie, che talora presentano anch'esse tonalità verdognole, sono meno intensamente fratturate e sono costituite da livelli più argillosi ai quali sono intercalati strati di marne argillose dure. Il contatto tra il flysch e la formazione argillosa nella zona S del centro abitato si presenta con immersione piuttosto ripida in direzione NE. Il deposito di marne argillose è ovunque ricoperto da una coltre detritica, con spessore variabile, costituita da materiali eterogenei (riporti, rimaneggiamenti, accumuli di frana e terreni colluviali).

2.4.3 Analisi delle stratigrafie dei sondaggi

Le campagne di sondaggi geognostici che in diverse fasi hanno interessato il territorio in esame, sono suddivise in quattro gruppi cronologici:

- prima della crisi sismica: indagini del Comune di San Giuliano di Puglia per il P.R.G. (1992) e della Regione Molise (1996), localizzate prevalentemente nelle zone di potenziale espansione a N-NW del centro urbano;
- subito dopo la crisi sismica: programma congiunto DPC-Procura (gennaio-marzo 2003), finalizzato alla Microzonazione Sismica ed alle indagini giudiziarie sul crollo della "Scuola F. Jovine", con l'obiettivo principale di caratterizzare una sezione longitudinale ed una trasversale alla dorsale del centro abitato;
- indagini per la ricostruzione del centro urbano (2004-5), eseguite intensivamente nell'intero abitato.
- indagini condotte nel luglio 2006 facendo uso del dilatometro sismico (SDMT) nelle vicinanze dei sondaggi S1, S3 ed S9.

Le classi basilari sono state definite in numero volutamente ristretto, ma declinabile secondo classi intermedie, alternanze e/o intercalazioni, e specificabile con l'annotazione di caratteristiche distintive eventualmente presenti sulle colonnine dei sondaggi (si veda la tabella 1).

Per la schematizzazione dei terreni è stata utilizzata la terminologia normalizzata dall'Associazione Geotecnica Italiana (Norme AGI, 1977), che utilizza le classi granulometriche e ne esprime il rapporto percentuale. Torbe, Argille, Limi, Sabbie, Ghiaie e Ciottoli sono stati, pertanto, definiti con le prime lettere del nome (T, A, L, S, G, C), mentre le quantità percentuali sono state espresse con semplici notazioni (con-giunzione, virgola o parentesi -si veda la tabella).

I caratteri distintivi, utili anche per l'interpretazione successiva, hanno riguardato la colorazione (ad es. argille grigio-azzurre, sabbie giallastre), l'eventuale presenza di contenuto organico, la natura dei clasti o ancora la presenza di elementi capaci di fornire informazioni sulla natura del deposito (alluvionale, marino).

Nella descrizione si è operata una prima schematizzazione, consistita nel raggruppare strati adiacenti dalle caratteristiche omogenee e nell'inglobare negli strati adiacenti gli strati di spessore inferiore a 0.5 m, quando non significativi.

Ogni perforazione, inoltre, è stata schematizzata graficamente, con il disegno di una colonnina contenente le suddivisioni in classi operate alle rispettive profondità, l'indicazione della quota di testa e le quote progressive sino alla profondità massima di esplorazione.

Durante la campagna DPC-Procura sono state condotte le seguenti indagini (contraddistinte con 'S'):

- rilievo topografico mediante strumentazione GPS;
- 15 sondaggi a rotazione, di cui uno (S1) spinto fino a 70 m;
- 8 sondaggi a distruzione di nucleo;

- installazione di 2 piezometri di Casagrande e di 4 piezometri a tubo aperto;
- 3 prove penetrometriche statiche (CPT), eseguite a pochi metri dai sondaggi S1, S4 ed S5;
- 8 prove down-hole (S2, S3, S5, S7, S8, S9, S10, S11) nelle argille, e 2 nel flysch (SD1, SD2);
- 2 prove Cross-Hole (S1, S4) nelle argille, e 1 nel flysch (S13);
- 2 pozzetti esplorativi.

Le indagini per la ricostruzione (sigla 'P'), distribuite in maniera più uniforme ed intensiva delle precedenti rispetto all'area urbana edificata, permettono un ulteriore ampliamento delle conoscenze sulle caratteristiche stratigrafiche entro i primi 20-25 m di profondità. Si tratta complessivamente di 86 verticali, delle quali:

- 53 sondaggi (sigle 'PP-S' e 'PE-S');
- 32 prove penetrometriche dinamiche non standard (sigle 'PP-DP' e 'PE-DP'), senza stratigrafia e non particolarmente utili per la caratterizzazione geotecnica ai fini della risposta sismica locale;
- una sola prova penetrometrica statica (PP-CPT1), a Nord del centro abitato.

A queste si aggiungono altri 6 sondaggi in prossimità della chiesa, eseguiti nella formazione flyschoidale insieme a prospezioni georadar, per verificare geometria ed integrità delle fondazioni del monumento. Le stratigrafie, pressoché identiche, presentano un sottile strato di coltre detritica e poi flysch di Faeto fino alle massime profondità indagate (40 metri).

Nel luglio 2006, infine, sono state infine effettuate 3 prove con il dilatometro sismico (SDMT) in adiacenza ai sondaggi S1, S3, S9 al fine di caratterizzare meglio il terreno nelle immediate vicinanze della scuola "F. Jovine".

Dall'esame complessivo delle 69 colonne stratigrafiche sintetizzate in Figura 1, si osserva come in tutte le stratigrafie prevalga la componente argillosa del terreno.

2.4.4 Caratteri geotecnici della formazione argillosa

Come è noto, le proprietà fisico-meccaniche di principale interesse per la modellazione numerica della risposta sismica locale consistono in:

peso dell'unità di volume dei terreni e del substrato ($\gamma = \rho g$);

velocità delle onde di taglio (V_s) e di compressione (V_p) nei terreni e nel substrato;

leggi di variazione di rigidità a taglio (G) e smorzamento (D) dei terreni con la deformazione tangenziale γ .

Sono stati ottenuti e confrontati diversi profili di velocità V_s , forniti direttamente da prove D-H ed SDMT, oppure dedotti dalle prove CPT e DPT facendo uso di correlazioni note in letteratura scientifica.

Analizziamo dapprima i risultati ottenuti da prove D-H, CPT e DPT; dedicheremo poi un'attenzione particolare, visto l'elemento di novità che essa costituisce, alla prova SDMT.

I risultati ottenuti dalle prove penetrometriche dinamiche (DPT) e statiche (CPT), eseguite nell'area in esame, sono stati utilizzati per ottenere tramite correlazioni empiriche note in letteratura i valori delle velocità delle onde di taglio necessari per le elaborazioni eseguite con i softwares di calcolo GEODIN ed EERA.

Per le prove DPT sono state utilizzate le seguenti relazioni:

a) Ohta and Goto (1978):

$$V_s = 54.33 \cdot (N_{SPT})^{0.173} \cdot \alpha \cdot \beta \cdot \left(\frac{Z}{0.303} \right)^{0.193} \quad (1)$$

dove: V_s = velocità delle onde di taglio (m/s); N_{SPT} = numero di colpi SPT; Z = profondità (m); a = fattore d'età (Olocene = 1.000, Pleistocene = 1.303); b = fattore geologico (argille = 1.000, sabbie = 1.086).

b) Yoshida and Motonori (1988):

$$V_s = \beta \cdot (N_{SPT})^{0.25} \cdot \sigma'_{v0}{}^{0.14} \quad (2)$$

dove: V_s = velocità delle onde di taglio (m/s); N_{SPT} = numero di colpi SPT; σ'_{v0} = pressione verticale; b = fattore geologico (qualunque terreno = 55, sabbia fine = 49).

Per le prove CPT è stata utilizzata la seguente relazione:

c) Mayne and Rix (1993):

$$G_0 = \frac{406 \cdot q_c}{e^{1.13}} \quad (3)$$

dove: G_0 = modulo di taglio (kPa); q_c = resistenza alla punta (kPa); e = indice dei vuoti.

La Figura 2 mostra l'andamento dei profili di V_s ottenuti da prove Down-Hole nei siti S2, S5, S7, S8, S9, S10, S11; tali profili sono stati messi a confronto evidenziando così una certa tendenza che ben rispecchia l'omogeneità delle stratigrafie sopraelencate.

La Figura 3 mostra l'andamento dei profili di V_s ottenuti per mezzo delle correlazioni empiriche già citate basate su prove CPT nei siti S1, S4, S5.

La Figura 4 mostra l'andamento dei profili di V_s ottenuti per mezzo delle correlazioni empiriche già citate basate su prove CPT e su prove SDMT.

2.4.5 Prove con il dilatometro sismico Marchetti (SDMT)

Il primo gruppo di prove con il Dilatometro Sismico (SDMT) è stato effettuato nel paese di San Giuliano di Puglia (CB), nelle immediate vicinanze della Scuola F. Jovine. Le prove sono state eseguite facendo avanzare l'SDMT mediante la spinta applicata da un penetrometro autocarrato di 20 ton. Ciascuna prova è stata condotta fino a rifiuto, ovvero finché la spinta di 20 ton non era più sufficiente a far avanzare la sonda. Sono state effettuate tre verticali di prova (Figura 5 e tabella 2), denominate con la stessa terminologia adottata per i sondaggi eseguiti nelle vicinanze (SDMT 1, SDMT 3, SDMT 9). La figura 6 mostra un esempio di sismogrammi ottenuti da SDMT a varie profondità di prova.

I risultati delle prove SDMT sono stati elaborati in forma grafica come mostrato nelle Figure 7 e 8. Il profilo di V_s è riportato a fianco di quattro profili DMT base – indice di materiale I_D (tipo di terreno), modulo di deformazione confinato M , resistenza al taglio non drenata c_u e indice di spinta orizzontale K_D (correlato a OCR) – ottenuti da correlazioni DMT usuali.

La tabella 3 riporta un esempio di ripetibilità delle misure di V_s ottenute da SDMT (prova eseguita nel sito S1). Ogni valore di V_s ad una data profondità di prova corrisponde a colpi di martello differenti. Lo stato dell'arte attuale nella ripetibilità di V_s è uno scarto dell'ordine di pochi m/s.

Infine in Figura 9 è riportato un confronto tra i valori di velocità ottenuti mediante prova D-H e prova SDMT.

2.4.6 Prove dinamiche di laboratorio

Nel mese di marzo 2003, sono stati consegnati al Laboratorio Geotecnico del Politecnico di Torino 5 campioni indisturbati, prelevati a San Giuliano di Puglia (CB). E' stata eseguita una campagna di prove di laboratorio consistente in: 1) Classificazione; 2) Edometria; 3) Colonna Risonante (RC). Le prove di Colonna Risonante sono state eseguite con un'apparecchiatura del tipo fixed-free che utilizza un motore elettrico a 4 magneti e 8 avvolgimenti di capacità massima pari a 1.1 Nm (SBEL Arizona), innestato direttamente sulla testa del provino. La prova di Colonna Risonante (CR) è stata eseguita in condizioni non drenate su un provino di diametro 50 mm e altezza 100 mm consolidato isotropicamente alla pressione verticale geostatica. La saturazione del provino è avvenuta mediante un processo di back-pressurizzazione sino al raggiungimento di valori del parametro B di Skempton superiori a 0.95. La condizione di risonanza viene ottenuta come valore massimo dell'accelerazione all'interno di una spazzolata di frequenze. La prova di Colonna Risonante è stata eseguita ed interpretata secondo la norma ASTM D4015- 92. In particolare lo smorzamento è stato determinato con il metodo delle oscillazioni forzate. Al termine della prova di Colonna Risonante viene determinato il modulo iniziale (G_0) a piccole deformazioni. Successivamente viene aperto il drenaggio con un periodo di attesa di circa 24 ore. Per la prova di Colonna Risonante del tipo LST (Large Strain Test) vengono forniti i grafici Accelerazione-Frequenza, $G\text{-log}(\gamma)$ e $D\text{-log}(\gamma)$. Inoltre vengono fornite le tabelle riportanti i valori numerici relativi alle dimensioni correnti del provino ed alle tensioni di consolidazione, nonché i valori di G , D e γ . Le tabelle riportano inoltre i dati identificativi della prova e le condizioni generali di prova. Grazie ai risultati delle prove di colonna risonante eseguiti su 5 provini prelevati a diverse profondità in siti diversi, è stato possibile ottenere le leggi di variazione del modulo di taglio e dello smorzamento in funzione della deformazione. Attraverso le formulazioni di Yokota et al. (1981) sono dunque stati determinati (Figura 10) i parametri α e β , η e λ necessari per poter tarare opportunamente le due seguenti leggi di variazione utilizzate nel codice GEODIN e nel codice EERA, e precisamente $\alpha = 24$; $\beta = 1.184$; $\eta = 46$; $\lambda = 2.42$.

a) Yokota et al. (1981)

$$\frac{G(\gamma)}{G_0} = \frac{1}{1 + \alpha \gamma (\%)^{\beta}} \quad (4)$$

dove: $G(\gamma)$ = modulo di taglio dipendente dalla deformazione; G_0 = modulo di taglio iniziale; γ = deformazione percentuale; α e β = costanti dipendenti dal tipo di terreno.

b) Yokota et al. (1981)

$$D(\gamma)(\%) = \eta \cdot \exp \left[- \lambda \cdot \frac{G(\gamma)}{G_0} \right] \quad (5)$$

dove: $D(\gamma)$ = rapporto di smorzamento dipendente dalla deformazione; $G(\gamma)/G_0$ = modulo di taglio normalizzato in funzione della deformazione; γ = deformazione percentuale; η e λ = costanti dipendenti dal tipo di terreno.

2.4.7 Registrazioni accelerometriche e sismogrammi sintetici

A seguito del mainshock del 31.X.2002 – di magnitudo delle onde di superficie (M_s) pari a 5.6, il successivo riassetamento della sorgente sismica ha indotto una serie di aftershock che sono perdurati per oltre un mese della scossa principale. In particolare poche ore dopo la scossa principale, l'1.XI, è stato registrato un evento di intensità paragonabile al primo. Le registrazioni disponibili per il mainshock e per l'aftershock dell'1.XI sono quelle delle stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale.

Sono stati altresì considerati gli eventi sismici di assestamento registrati dalla rete accelerometrica mobile installata dal Dipartimento della Protezione Civile nel centro abitato per un periodo di circa un mese dopo il 4.XI.2002. La rete constava di due strumenti installati nel centro storico, a Sud – in prossimità della chiesa – e nella zona Nord – scuola – composti da acquisitori digitali ad alta dinamica (24bits) Kinematics, modello Everest, e da sensori Kinematics a tre componenti, modello Episensor. Nell'ambito del Progetto S3 sono stati poi calcolati alcuni accelerogrammi sintetici di livello 2 (simulazioni con tecnica broad-band HIC) nei 5 comuni prescelti nel Progetto (San Giuliano di Puglia, Bonefro, Collotorto, Ripabottoni, Santa Croce di Magliano). Tali sismogrammi simulano gli eventi del 31 Ottobre ed 1 Novembre 2001, essi sono stati contraddistinti con la sigla "SGIA" o "SGIB" per indicare rispettivamente i siti chiesa e scuola, seguiti dalla lettera "e" o "n" per indicare le componenti est-ovest e nord-sud. Inoltre i numeri "01" e "31" indicano il giorno a cui viene fatto riferimento.

2.4.8 Valutazione della risposta sismica locale mediante profili di velocità differenti

Sono state condotte analisi di tipo lineare-equivalente utilizzando i due codici di calcolo GEODIN ed EERA. Le analisi sono state effettuate prendendo in considerazione i profili stratigrafici e di velocità e l'accelerogramma di input descritti precedentemente. I confronti sono stati effettuati in termini di spettri di risposta e profili di massime accelerazioni e massime deformazioni a taglio. A titolo di esempio vengono dunque riportati in figura 11a-f i grafici relativi ai confronti per le prove SDMT S1, S3, S9.

Conclusioni

La possibilità di usufruire di numerose prove in situ e di laboratorio ha permesso di ottenere una buona caratterizzazione dei materiali mediante un'accurata interpretazione delle prove stesse. Particolare attenzione è stata dedicata alle prove con il dilatometro sismico (SDMT), tale strumento infatti fornisce misure accurate e altamente riproducibili della velocità delle onde di taglio V_s – parametro di input fondamentale per analisi sismiche. In aggiunta, SDMT fornisce i risultati DMT usuali (ad es. modulo di deformazione confinato MDMT) per applicazioni di progetto correnti. E' stata inoltre apprezzata l'utilità degli accelerogrammi sintetici di livello 2, ai fini delle analisi di risposta sismica locale e per operare direttamente sulle tracce temporali delle accelerazioni, dal momento che non si avevano a disposizione le registrazioni accelerometriche del main-shock. Si è evidenziata l'importanza di effettuare analisi comparative dei risultati, quando si utilizzano diversi codici di calcolo, poiché ogni codice è in grado di riprodurre alcune caratteristiche del moto sismico che dipendono dalla descrizione numerica della sorgente e del mezzo di propagazione. Gli effetti di sito sono risultati fondamentali per ottenere scenari direttamente utilizzabili dagli enti preposti (DPC ed autorità locali); le funzioni di trasferimento 1D possono tenere in conto le amplificazioni osservate ma in alcune situazioni geomorfologiche è necessario stimare le funzioni di trasferimento 2D e 3D. Infine, un altro aspetto preso in considerazione è il comportamento non lineare dei terreni, che può modificare notevolmente la risposta sismica di un dato sito.

1	Alternanza di arenaria e marna calcarea	1	ARE/M c
2	Alternanza di argilla grigia e argilla avana verdastra da debolmente marnosa a m	2	Aa/Ag
3	Alternanza di argilla marnosa e marna argillosa	3	A(M)/M(A)
4	Alternanza di argilla marnosa limoso-sabbiosa	4	A(M)/A(L)(S)
5	Alternanza di argilla sabbioso-marnosa e argilla limoso-marnosa	5	A(S)(M)/A(L)(M)
6	Alternanza di calcarenite, marna calcarea e argilliti	6	Cc/M(CAL)/A
7	Alternanza di livelli litoidi, ridotti in clasti dalla fratturazione	7	p
8	Alternanza di marna e argilla marnosa	8	M/A(M)
9	Alternanza di marna e marna argillosa	9	M/M(A)
10	Alternanza di marna limosa e/o sabbiosa e arenaria	10	M(LS)/ARE
11	Alternanza di marne argillose e arenarie	11	M(A)/ARE
12	Arenaria	12	ARE
13	Arenaria molto cementata	13	ARE
14	Argilla debolmente marnosa	14	A(M)
15	Argilla limosa	15	A(L)
16	Argilla limosa da debolmente marnosa a marnosa	16	A(M)(M)
17	Argilla limosa debolmente marnosa	17	A(L)(M)
18	Argilla limosa debolmente sabbiosa	18	A(L)(S)
19	Argilla limosa fessurata	19	A(L)fess
20	Argilla limosa rimaneggiata	20	A(L)rim
21	Argilla limosa-marnosa	21	A(L)(M)
22	Argilla limosa-sabbiosa	22	A(L)(S)
23	Argilla marnosa	23	A(M)
24	Argilla marnosa debolmente limosa	24	A(M)(G)
25	Argilla marnosa e marna limosa	25	A(M)/M(L)
26	Argilla marnosa limoso-sabbiosa	26	A(M)(L)(S)
27	Argilla marnosa-sabbiosa	27	A(M)(S)
28	Argilla marnoso-limosa	28	A(M)(L)
29	Argilla sabbiosa	29	A(S)
30	Asfalto	30	asfalto
31	Calcarenite molto fratturata	31	Cc fratt
32	Calcarenite resistente	32	Cc resist
33	Clasti di calcare	33	CAL
34	Clasti di marna calcarea e arenaria	34	M(CAL)/ARE
35	Coltre detritica	35	Dt
36	Coltre di frana	36	Dt
37	Detrito colluvio	37	Dt
38	Detrito fine	38	Dt
39	Detrito medio grossolano	39	Dt
40	Limo argilloso	40	L(A)
41	Limo argilloso-sabbioso	41	L(A)(S)
42	Limo brunastro	42	Lb
43	Livello di asfalto e misto di rilevato stradale originale	43	asfalto
44	Marna argillosa	44	M(A)
45	Marna argilloso-limosa	45	M(A)(L)
46	Marna e argilla marnosa	46	M/A(M)
47	Marna limosa	47	M(L)
48	Marna limoso-argillosa	48	M(L)(A)
49	Marne	49	M
50	Massetto in CLS	50	cls
51	Materiale colluviale (riporto)	51	R
52	Materiale di ricarica	52	R
53	Materiale rimaneggiato	53	R
54	Misto di ricarica stradale	54	R
55	Misto stabilizzato	55	R
56	Rilevato del piazzale	56	R
57	Riporto	57	R
58	Suolo agrario limoso-argilloso	58	Tv
59	Terreno vegetale	59	Tv

Figura 1. Terminologia litologica utilizzata.

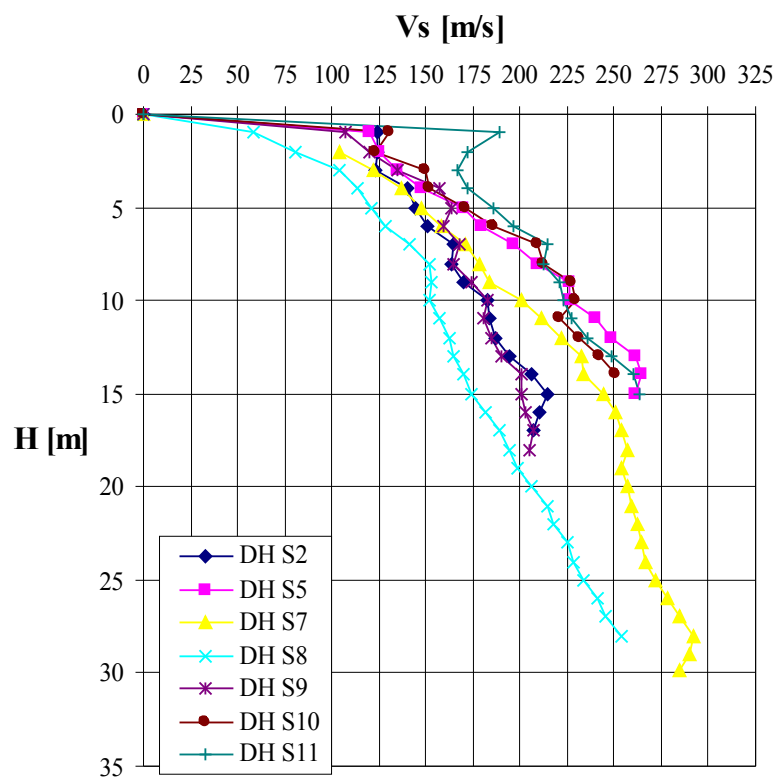


Figura 2. Andamento dei profili di V_s ottenuti da prove Down-Hole nei siti S2, S5, S7, S8, S9, S10, S11.

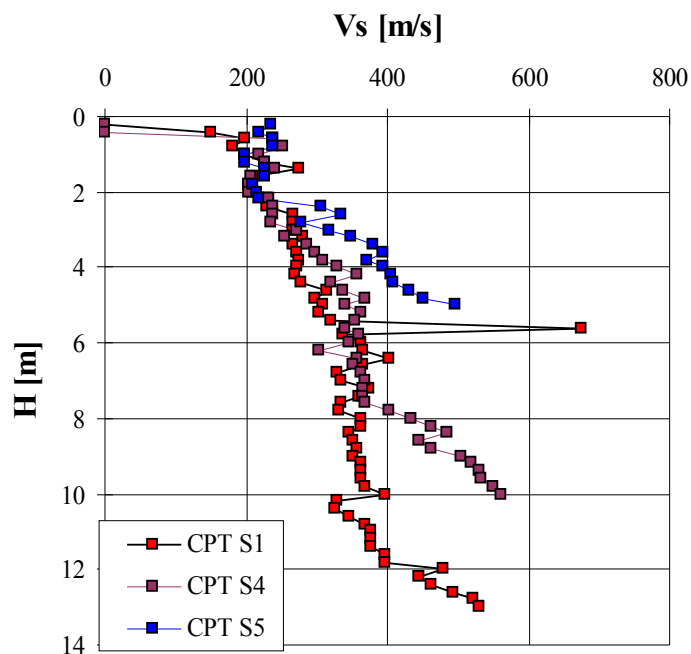


Figura 3. Andamento dei profili di V_s ottenuti da prove CPT nei siti S1, S4, S5.

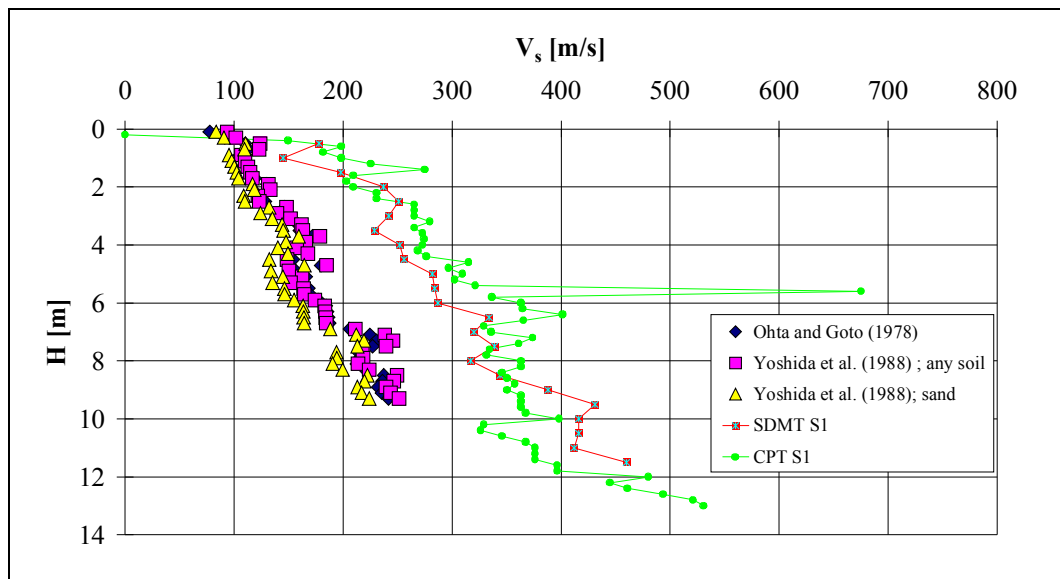


Figura 4. Andamento dei profili di V_s ottenuti da prove CPT e SDMT nel sito S1.

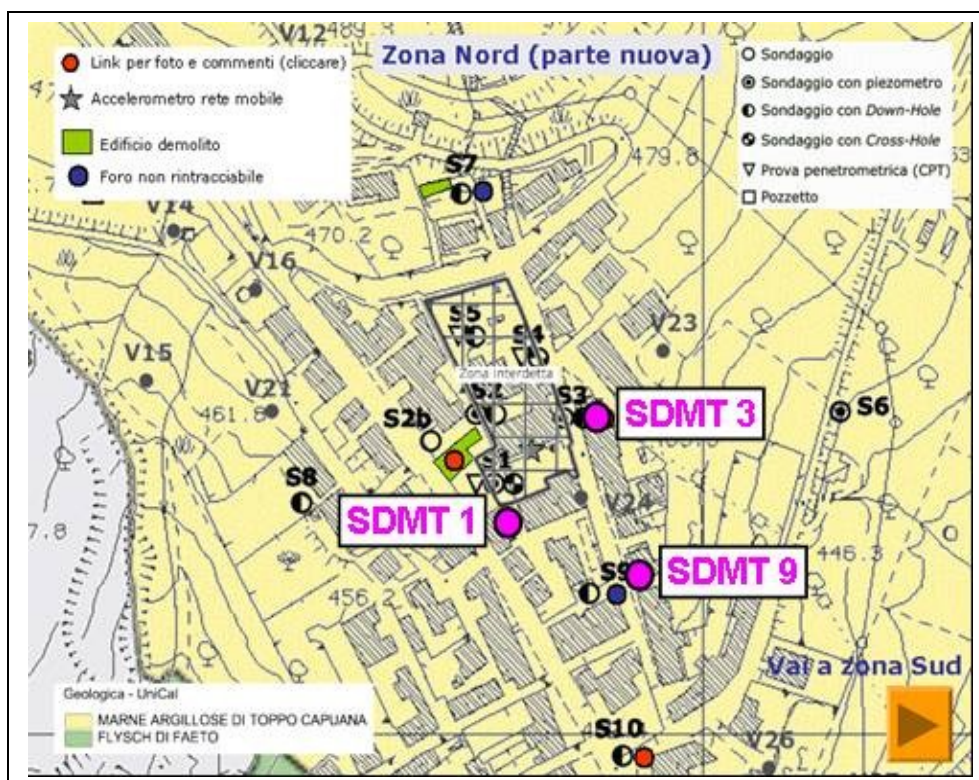


Figura 5. Ubicazione delle prove SDMT a San Giuliano di Puglia (CB).

Tabella 1. Terminologia litologica a cui si è fatto riferimento.

DESCRIZIONE SCHEMATICA DEL TERRENO NEI SONDAGGI			
Classi basilari		Classi intermedie	
Dt	Detrito	Percentuali	termini AGI
R	riporto		esempio
Tv	terreno vegetale	50+50	e SG = sabbia e ghiaia
C	ciottoli	50+25	con S, G = sabbia con ghiaia
G	ghiaia	25+10	-oso S(G) = sabbia ghiaiosa
S	sabbia	10+5	debolmente -oso S[G] = sabbia debolmente ghiaiosa
L	limo		
A	argilla		
T	torba		
E	lave		
X	vulcanoclastiti, rifusa, lave scoriacee		
V	vuoti		
P	piroclastite		
	f=fine m=media		
	g=grossolana		
ARE	arenarie		
CAL	calcari		
Cc	calcareniti		
Cgl	conglomerati		
M	marne		
Alternanze e intercalazioni			
esempio			
A/S intercalazione paritetica di argilla e sabbia			
A-S intercalazione subordinata di sabbia in argilla			
Colorazioni e caratteristiche distintive			
a colorazione grigio-azzurra			
b colorazione bruna			
g colorazione giallastra			
o contenuto organico			
l deposito di natura alluvionale			
p conglomerato con clasti di natura poligenica			
r deposito marino			

Tabella 2. Coordinate GPS e profondità delle prove SDMT a San Giuliano (CB).

Nome prova	Coordinate GPS	prova DMT	prova sismica
SDMT 1	N 41° 41.264' E 14° 57.763'	12.00 m	11.50 m
SDMT 3	N 41° 41.284' E 14° 57.786'	15.40 m	15.00 m
SDMT 9	N 41° 41.241' E 14° 57.813'	12.40 m	12.00 m

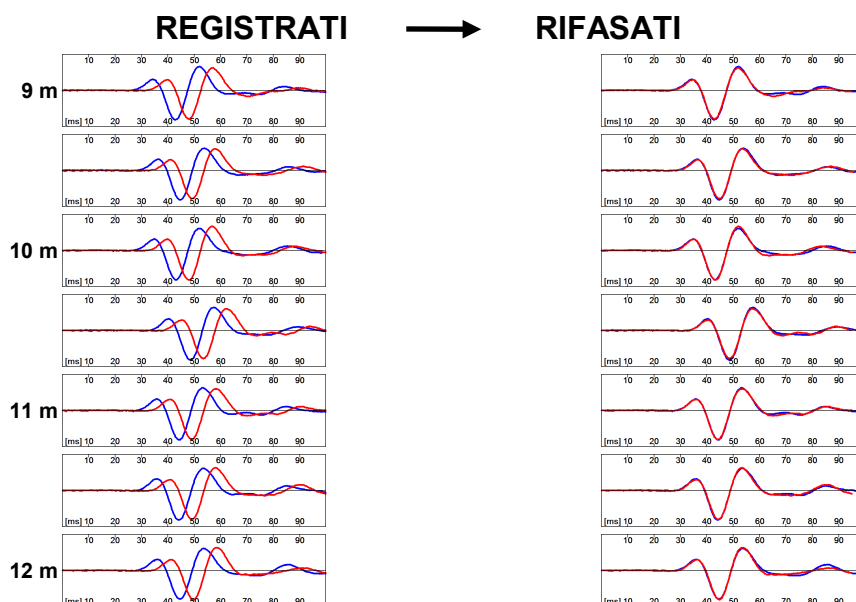


Figura 6. Esempio di sismogrammi ottenuti da SDMT a varie profondità di prova, registrati e rifasati secondo il ritardo calcolato.

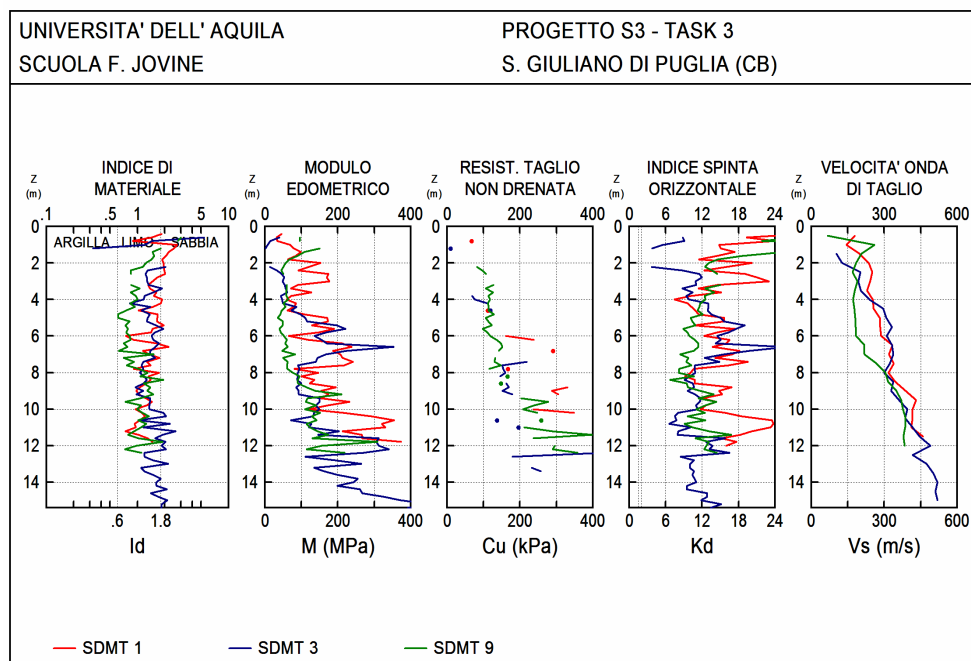


Figura 7. Risultati in forma grafica delle prove SDMT a San Giuliano di Puglia (CB).

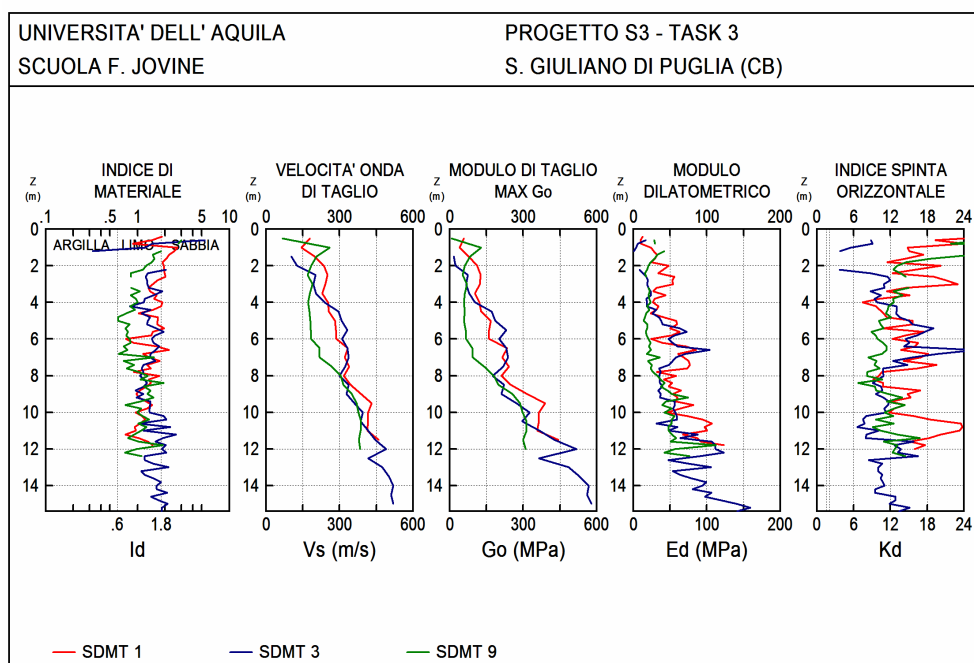


Figura 8. Risultati in forma grafica delle prove SDMT a San Giuliano di Puglia (CB).

Tabella 3. Ripetibilità delle misure di V_s eseguite nel sito S1.

Z	Vs	Go	Rho	Ed	Go/E d	Id	Kd	Ripetibilità Vs	Coeff. Var
[m]	[m/s]	[MPa]	[kg/m ³]	[MPa]				[m/s]	[%]
0.50	178	57.0	1800	11.37	5.02	1.64	24.4	184,178,176,175	1.97
1.00	145	39.9	1900	24.12	1.66	2.73	14.8	152,140,143,150,141	3.36
1.50	198	78.4	2000	31.04	2.53	2.13	15.9	199,198,196,198	0.56
2.00	237	112	2000	48.35	2.32	1.92	20.2	236,238,236	0.42
2.50	251	126	2000	44.89	2.81	2.00	15.7	251,251,252	0.23
3.00	242	123	2100	53.81	2.29	1.46	23.0	243,241,241,241	0.41
3.50	229	102	1950	35.60	2.87	1.49	13.3	228,229,229,229	0.22
4.00	252	121	1900	26.67	4.52	1.87	7.4	251,251,251,254	0.52
4.50	256	128	1950	27.40	4.66	1.25	10.6	254,257,255,257	0.52
5.00	282	167	2100	58.19	2.87	1.65	15.6	279,284,282,282	0.64
5.50	284	161	2000	56.55	2.85	1.71	14.1	285,285,283	0.35
6.00	287	161	1950	23.94	6.71	0.74	12.3	287,287,287	0.00
6.50	334	234	2100	78.41	2.99	1.91	14.9	333,335,333	0.30
7.00	320	215	2100	68.75	3.13	1.36	17.0	318,320,322,320	0.44
7.50	339	241	2100	75.31	3.20	1.33	18.0	335,339,341,341	0.72
8.00	317	211	2100	58.55	3.60	1.73	10.1	316,316,318,318	0.32
8.50	344	249	2100	50.35	4.94	1.33	10.8	342,346,344,346	0.50
9.00	388	316	2100	53.45	5.91	0.97	14.8	390,390,388,386	0.45
9.50	431	390	2100	69.48	5.61	1.34	13.2	437,428,431,429	0.81
10.00	416	363	2100	45.43	8.00	0.95	11.7	413,417,419,415	0.54
10.50	416	363	2100	100.82	3.60	1.13	21.0	411,417,415,419	0.72
11.00	412	356	2100	100.09	3.56	0.96	23.3	410,407,415,417	0.96
11.50	460	444	2100	89.34	4.97	1.16	16.7	459,461,461,459	0.22

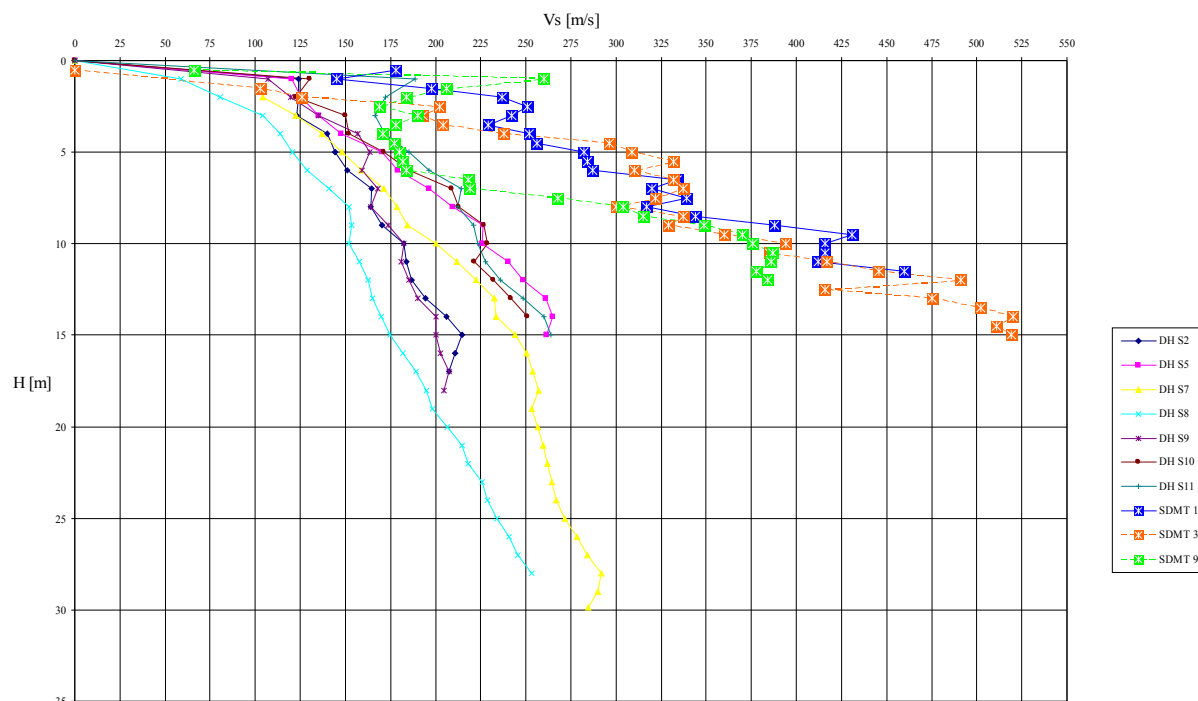


Figura 9. Confronto tra valori di velocità ottenuti mediante prova D-H e prova SDMT

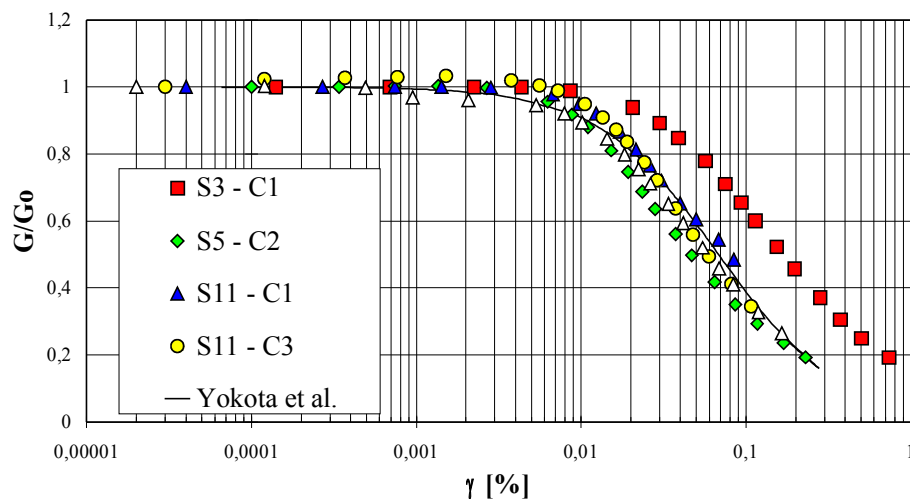


Figura 10a. Variazione del rapporto G/G_0 in funzione della deformazione.

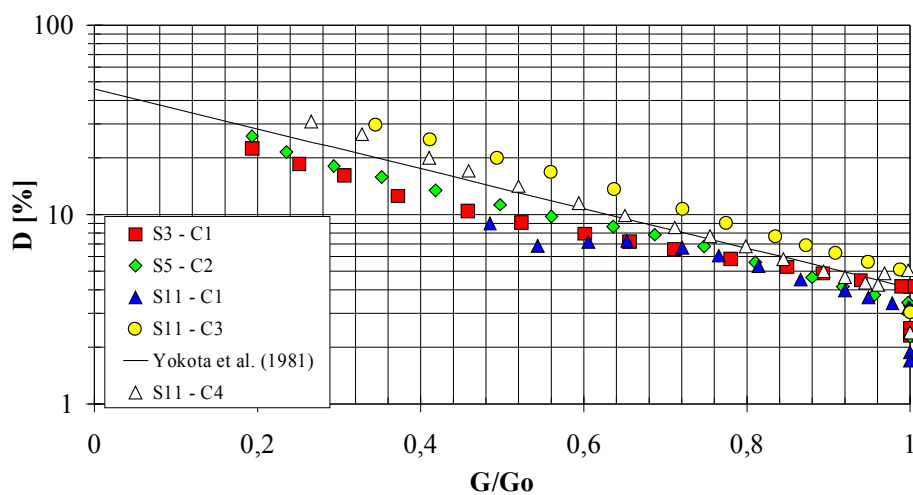


Figura 10b. Variazione di D [%] in funzione del rapporto G/G_0 .

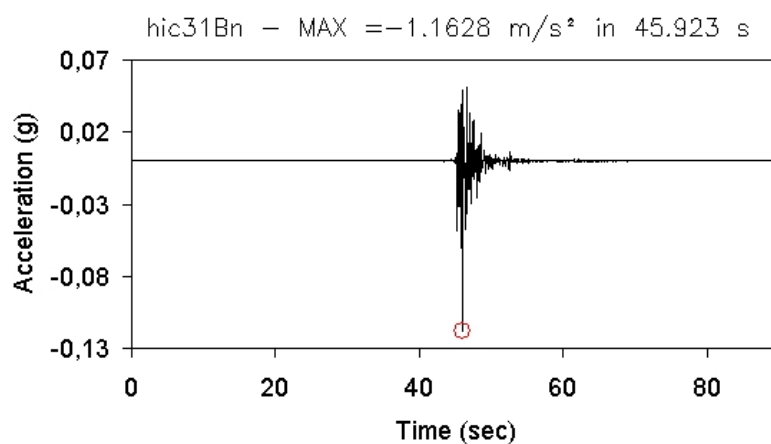


Figura 11a. Accelerogramma al bedrock.

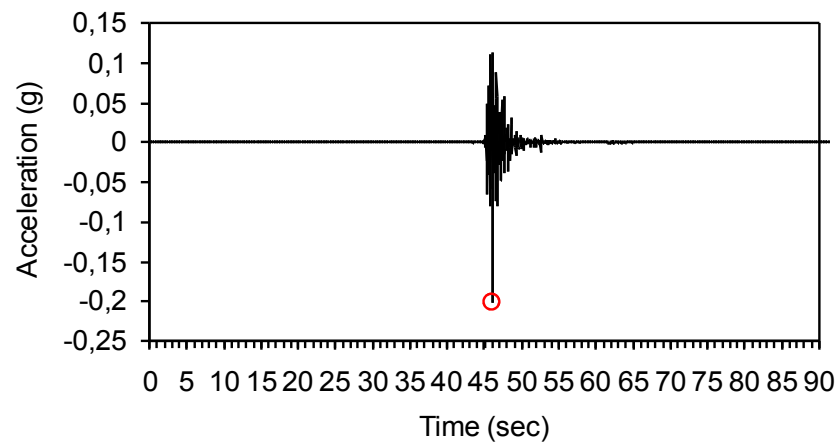


Figura 11b. Accelerogramma di risposta in superficie (max = -1,972 m/s²).

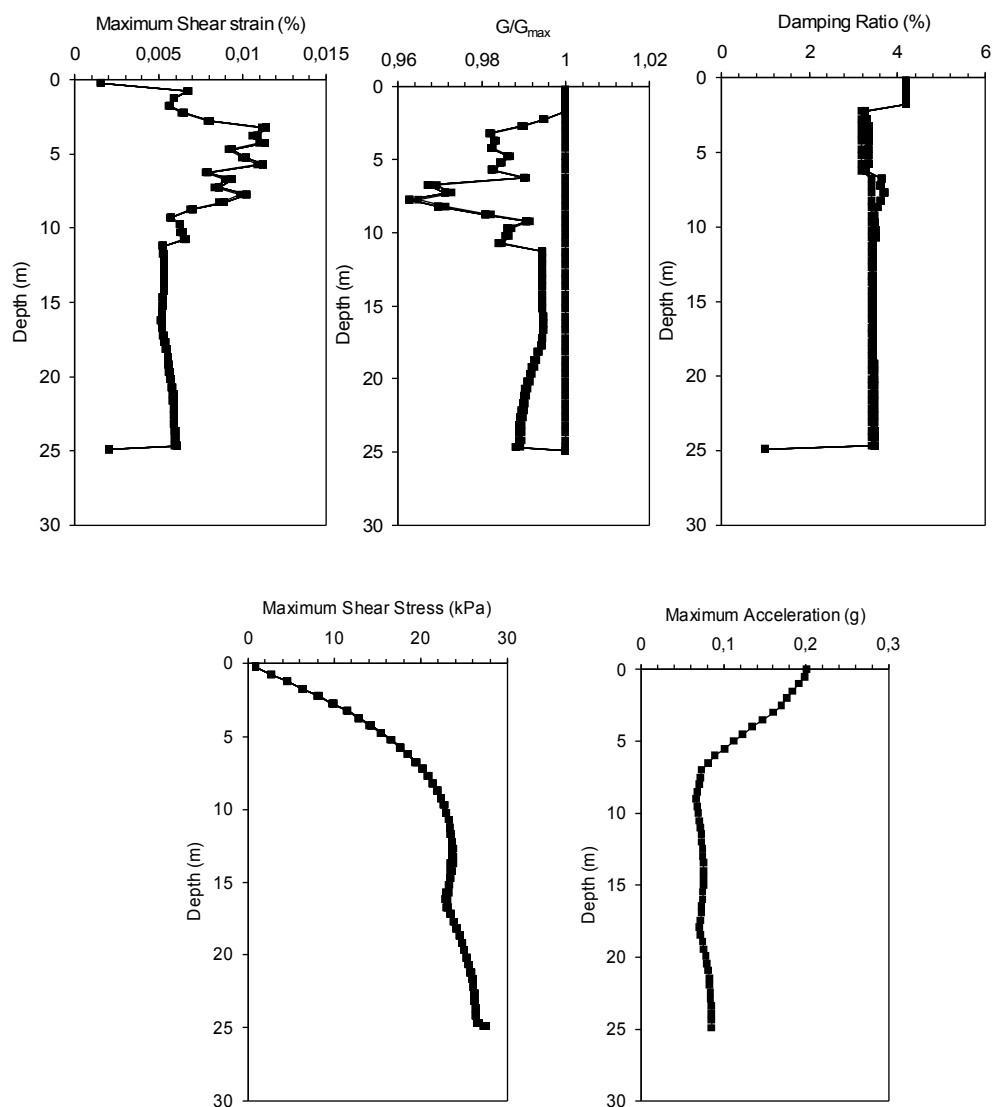


Figura 11c. Iterazioni principali riguardanti deformazioni a taglio, sforzo di taglio, accelerazioni di risposta e rapporti normalizzati del modulo di taglio per ogni strato.

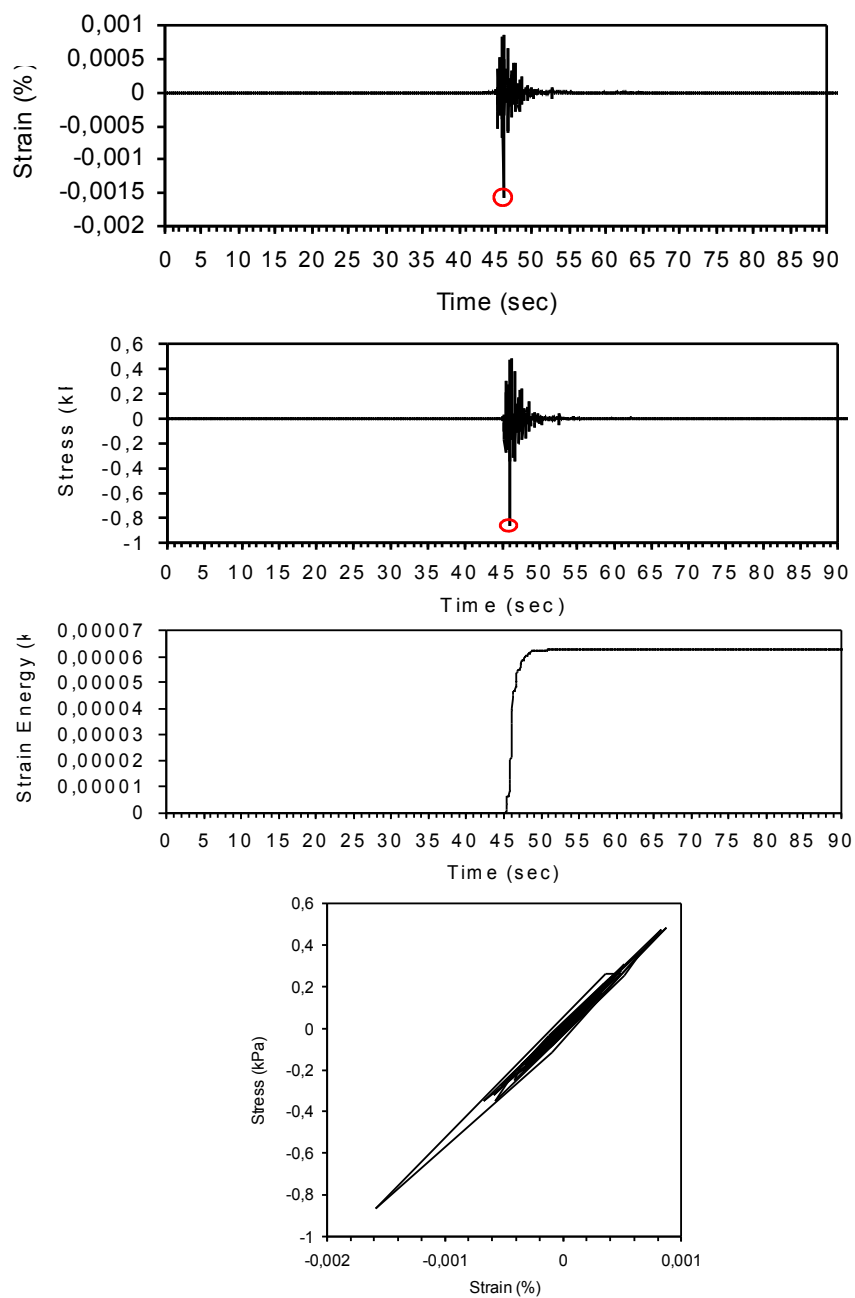


Figura 11d. Time history di sforzi e deformazioni.

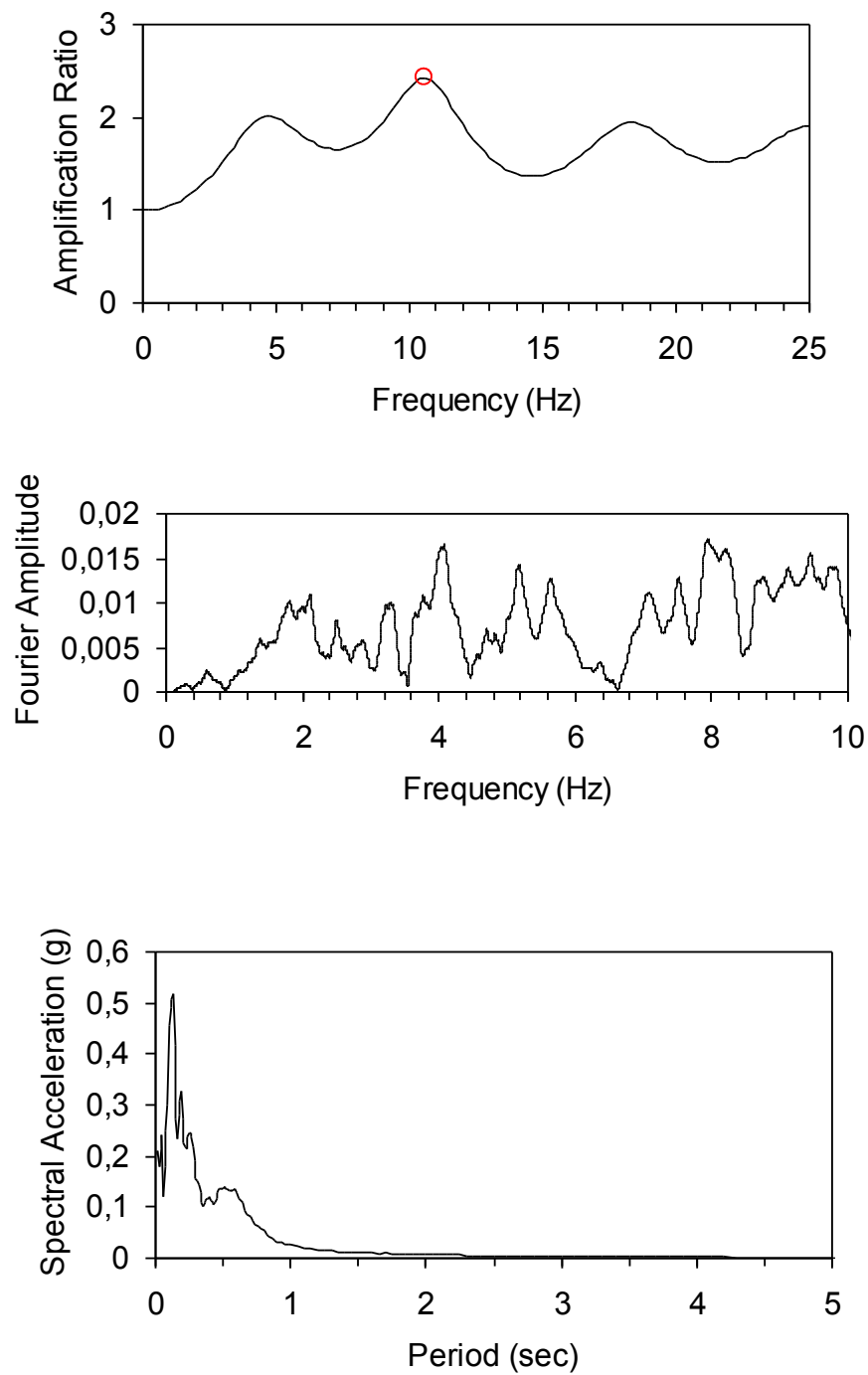


Figura 11e. Rapporto di amplificazione, spettro di Fourier per le accelerazioni, spettro elastico di risposta per le accelerazioni.

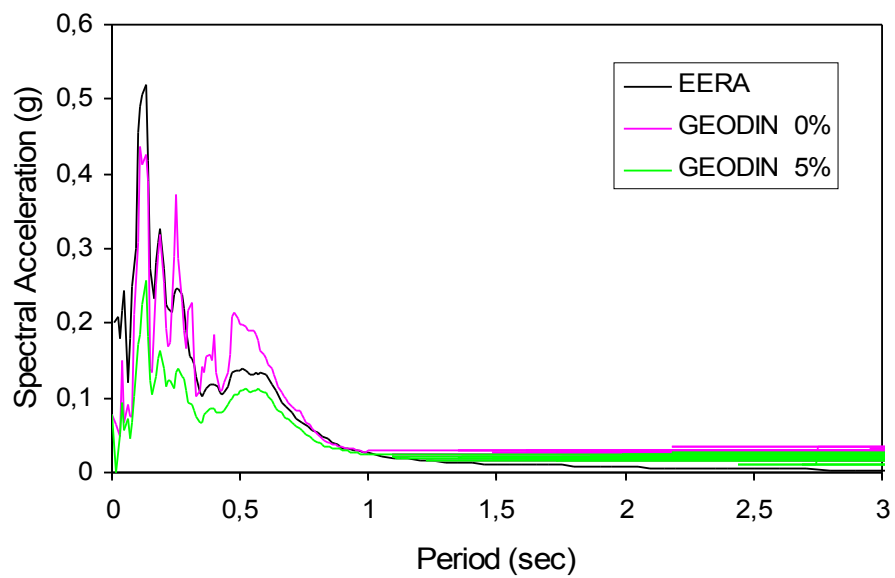


Figura 11f. Confronto tra gli spettri ottenuti con EERA e GEODIN.

3. MODELLO GEOLOGICO/STRUTTURALE E GEOFISICO DI SAN GIULIANO DI PUGLIA

Caputo R. (UR6), Klin P., Palmieri F., Priolo E. (UR3)

Nell'area epicentrale del terremoto è stato effettuato un rilevamento geologico, strutturale e geomorfologico di dettaglio principalmente finalizzato alla ricostruzione delle geometrie delle unità stratigrafiche principali e delle strutture tettoniche maggiori che interessano questo settore dell'Appennino meridionale (Fig. 3.0.1). Il lavoro di terreno, che per completezza è stato svolto su un'area più vasta, è stato effettuato alla scala 1:10.000 sulle CTR della Regione Molise e comprende i paesi di San Giuliano, Bonefro, Santa Croce e Colletorto. La carta geologica rappresentata in Figura 3.0.2 è limitata ad un quadrato di 6 km di lato corrispondente all'area dove sono state effettuate le misure gravimetriche (cfr. Capitolo 2.2).

Sulla base delle indagini di terreno, della relativa rappresentazione cartografica e di vincoli stratigrafici ed utilizzando profili sismici e dati di pozzi ministeriali è stato possibile costruire dei profili geologici seriali (orientati E-O) interpretando il sottosuolo fino ad una profondità di circa 1,5-2 km (Fig. 3.0.3).

I risultati delle indagini geologiche documentano una strutturazione polifasica di questo settore di catena. L'area è stata coinvolta dalle fasi compressive appenniniche che hanno causato l'impilamento di diverse unità tettoniche mediante l'attivazione di un complesso sistema di sovrascorrimenti embriciati a vergenza ENE. Lo scollamento basale separa le unità alloctone dai depositi pliocenico-quadernari dell'avanfossa bradanica settentrionale in successione stratigrafica sul substrato roccioso di pertinenza apula. Le scaglie tettoniche che sono state riconosciute e ricostruite nell'area di indagine sono costituite da due unità stratigrafiche principali.

La prima è la *Formazione Faeto* costituita da calcari marnosi e marne bianche e rosate con intercalazioni di biocalcareni e calciruditi torbiditiche in strati da centimetrici a decimetrici, di età Serravalliano-Tortoniano (Festa *et al.*, 2006). Tale unità affiora estesamente sia in tagli naturali che stradali e, verso l'alto, passa stratigraficamente ad una successione di argille marnose grigio azzurre e marne argillose con intercalazioni di arenarie, di età Tortoniano-Messiniano chiamate *Formazione di Vallone Ferrato* da Festa *et al.* (2006) e note anche con il nome di *Unità di Toppo Capuana*. Gli affioramenti di questa seconda litologia sono generalmente più rari (es. 1 km NNE dell'abitato di San Giuliano o lungo la strada tra San Giuliano e Colletorto) e danno luogo a diffusa reptazione, movimenti di massa lungo i versanti (anche se di debole inclinazione) e a numerosi fenomeni franosi principalmente per colata rapide (*debris flow*) e secondariamente con meccanismi di roto-traslazione.

La deposizione della Formazione di Vallone Ferrato è probabilmente perdurata anche durante le prime fasi contrazionali, inizialmente caratterizzate dallo sviluppo di pieghe per propagazione di faglia, e ciò ha causato variazioni laterali sia di facies che di spessore.

Localmente, come a sud ed a ovest di Santa Croce, affiorano dei materiali prevalentemente argillosi a struttura caotica e non attribuibili con certezza ad alcuna unità stratigrafica. Essi rappresentano un *melanges* di origine tettonica generalmente sviluppatosi alla base dei sovrascorrimenti a spese di argille policrome e calcareniti torbiditiche probabilmente appartenenti alla formazione del Flysch Rosso.

Le unità alloctone così strutturate sono state successivamente coinvolte da un diverso regime tettonico che ha generato faglie ad assetto da verticale ad alto angolo, mediamente orientate NNO-SSE e con prevalente cinematica trascorrente destra. Tali strutture dissecano

in modo obliquo e dislocano anche di centinaia di metri le precedenti strutture contrazionali a basso angolo generalmente orientate NO-SE. L'attivazione di questi sistemi di faglie ha localmente dato luogo a tipiche strutture a fiore, come quella su cui si trova il paese di San Giuliano.

Non è chiaro se tali strutture trascorrenti interessano soltanto il cuneo alloctono superficiale oppure se coinvolgono anche i calcari della sottostante piattaforma apula. Le dimensioni pluri-chilometriche delle faglie osservate in campagna e l'entità dei rigetti stimati fanno propendere per questa seconda ipotesi suggerendo la riattivazione di discontinuità meccaniche ereditate da fasi tettoniche mesozoiche o prodottesi durante la flessurazione prima che la piattaforma carbonatica sottoscorresse nella sua posizione attuale. Ai fini del progetto, comunque, i dati strutturali disponibili permettono di ricostruire, con ragionevole certezza, la geologia del sottosuolo fino ad una profondità di almeno 1,5 km.

In una fase successiva del lavoro, tutte le informazioni geologico-strutturali, sia di superficie che profonde, sono state utilizzate per realizzare un modello digitale geologico/strutturale e geofisico di dettaglio centrato sul paese di S. Giuliano di Puglia (Figg. 3.0.4-3.0.5). Il volume considerato copre un'area di 2 km di lato e si estende fino alla profondità di circa 1500 m rispetto alla superficie. Il modello è stato realizzato usando il *software* GoCad® e si compone di un file vettoriale (modificabile), dove sono definite tutte le interfacce e le loro intersezioni, e di un file *raster* che definisce il volume in termini di proprietà fisiche (velocità P ed S, densità e attenuazione) su un grigliato con passo di 10 m.

Il modello è stato costruito sulla base dell'interpretazione geologico-strutturale precedentemente descritta e del modello altimetrico digitale del terreno, integrati con i risultati del rilievo gravimetrico (UR3: Palmieri, Marello e Priolo), del rilievo sismico a rifrazione e dell'inversione tomografica (UR3: Nieto e Boehm), delle indagini geotecniche (UR7: Silvestri e Puglia), e tenendo conto dei modelli superficiali 1D elaborati dall'UR7 sulla base dei dati precedentemente acquisiti (Silvestri et al., 2006). Grazie al *software* GoCad® è possibile osservare in tre dimensioni le complesse geometrie delle unità stratigrafiche e delle diverse strutture tettoniche. Con lo stesso software è inoltre possibile costruire profili geologici lungo qualsiasi direzione e ciò ha permesso di controllare, modificare localmente e così migliorare l'interpretazione geologica del sottosuolo.

Nella definizione del modello si sono considerate le 4 unità litologiche principali che era possibile vincolare adeguatamente in profondità, e cioè la Formazione Faeto (FF), l'Unità di Toppo Capuana (TC), il *melanges* (M) ed i depositi pliocenici in successione sui carbonati della piattaforma apula (P). I dati delle interfacce, definite in profondità e in superficie, sono stati inseriti nel modello vettoriale digitale, insieme al modello altimetrico, come superfici geo-referenziate, e definiscono le principali fratture e gli orizzonti delle quattro unità strutturali (Fig. 3.0.4). Questi elementi costituiscono il modello vettoriale geologico-strutturale.

Il modello fisico è invece definito su una griglia regolare di passo 10 m (Fig. 3.0.5), calcolato dalla partizione litologica definita nel modello vettoriale. Ad ogni nodo della griglia è assegnata una *label* che definisce la litologia cui appartiene ed i

valori delle proprietà fisiche. Questo è il modello che è stato distribuito alle altre UR (sia come volume 3D sia come sezioni 2D per le rispettive simulazioni. Le Figg. 3.0.6-3.0.7 mostrano, a scopo di visualizzazione, rispettivamente le sezioni nord-sud ed est-ovest estratte dal modello 3D. La Fig. 3.0.8 mostra, invece, le due sezioni orientate parallelamente ed ortogonalmente alla struttura a fiore di S. Giuliano, fornite alle UR2 e UR7 per le simulazioni 2D. Le UR hanno concordato una definizione di base dei parametri fisici che garantisce la coerenza generale del modello adottato dai singoli approcci, mentre hanno eventualmente adottato per le proprie simulazioni caratterizzazioni proprie di maggiore dettaglio soprattutto in prossimità della superficie. La Tabella 3.0.1 mostra i valori dei parametri fisici di base adottati per le varie formazioni. Per le unità litologiche affioranti in superficie (TC e FF) questi sono stati definiti sulla base dei dati resi disponibili all'interno del progetto (UR7), mentre per le due unità litologiche più profonde si sono considerate leggi empiriche di bibliografia (Brocher, 2005). Descrizioni di dettaglio sui modelli utilizzati nelle singole simulazioni sono riportate nei paragrafi del Capitolo 4.

Riferimenti bibliografici

- Brocher T.M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seism. Soc. Am*, **95**(6), 2081-2092.
- Festa A., Ghisetti F. e Vezzani L. (2006): Carta geologica del Molise. Scala 1:100.000 e Note illustrative. Litografia GEDA, Nichelino (To).
- Silvestri F., d'Onofrio A., Guerricchio A., Lanzo G., Pagliaroli A, Puglia R., Santucci de Magistris F., Sica S., Eva C., Ferretti G. e Di Capua G. (2006). *Modelli geotecnici 1D e/o 2D per i comuni di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Ripabottoni, Colletorto e Santa Croce di Magliano*. Progetto S3 – Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico. Task 3 – Molise - Deliverable D8.

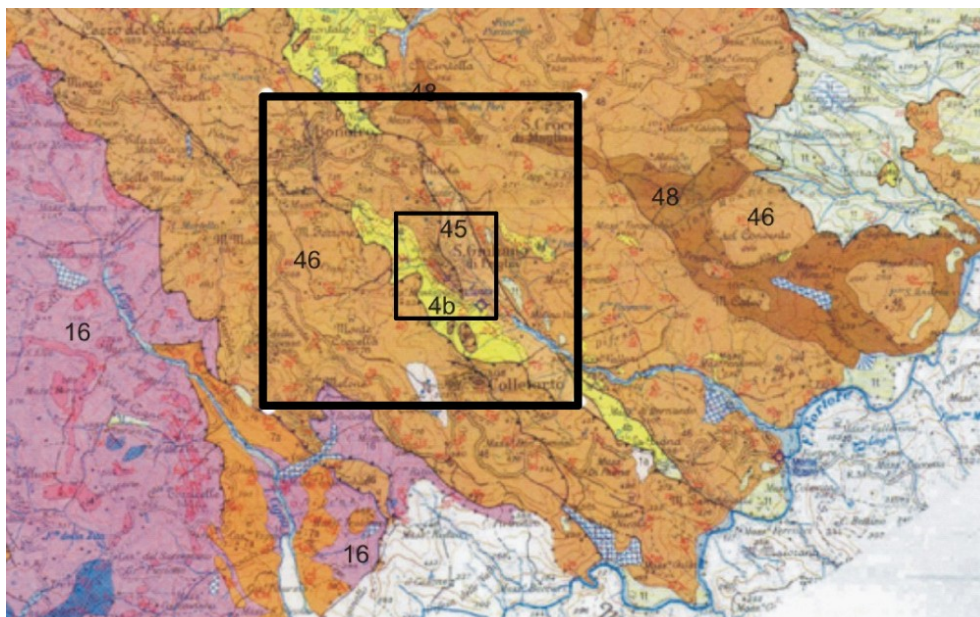


Figura 3.0.1 – Estratto della Carta Geologica del Molise in scala 1:100.000 (Festa *et al.*, 2006). I due riquadri indicano rispettivamente l'area di 6 km x 6 km rilevata in dettaglio (Fig. 3.0.2) e dove è stata effettuata l'indagine gravimetrica (ved. Capitolo 2.2) e l'area di 2 km x 2 km centrata su S. Giuliano per cui è stato costruito il modello digitale (Figg. 3.0.4-3.0.5).

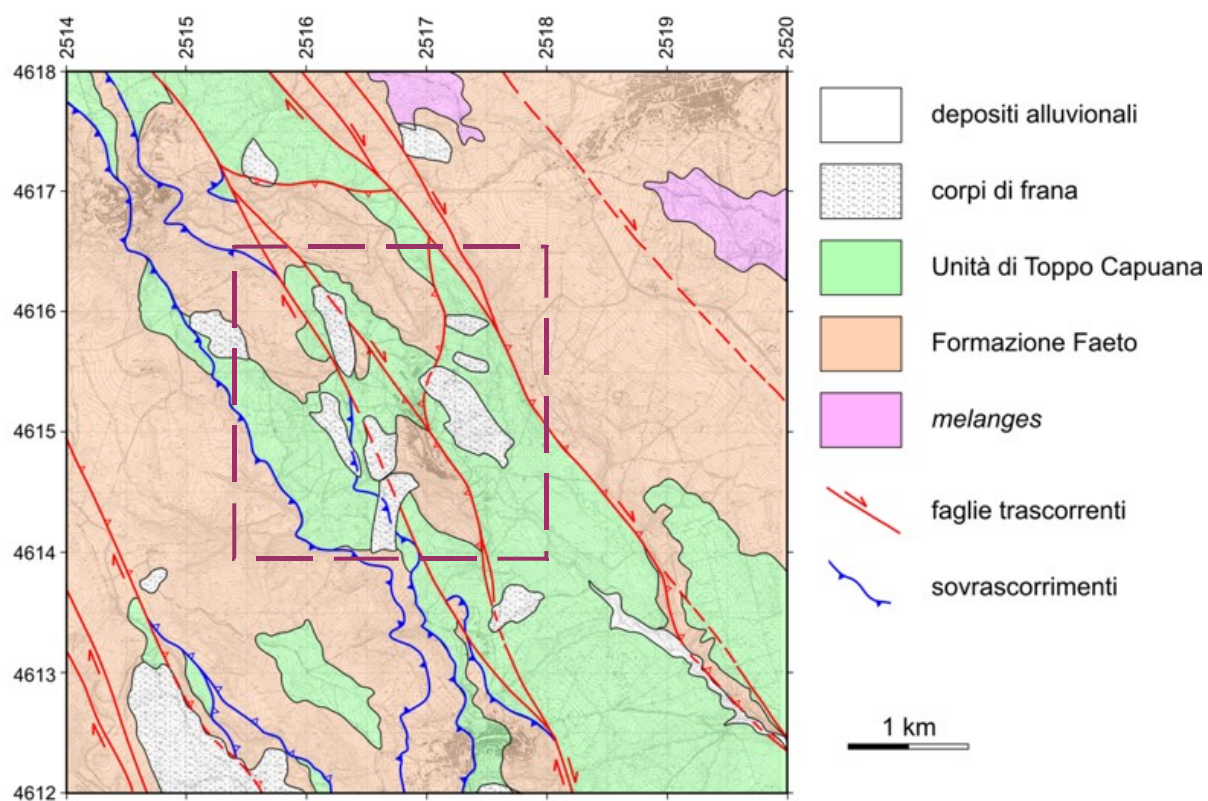


Figura 3.0.2 - Carta geologico-strutturale di dettaglio dell'area di S. Giuliano. Il riquadro tratteggiato delimita l'area di lato 2 km per la quale è stato costruito il modello digitale 3D.

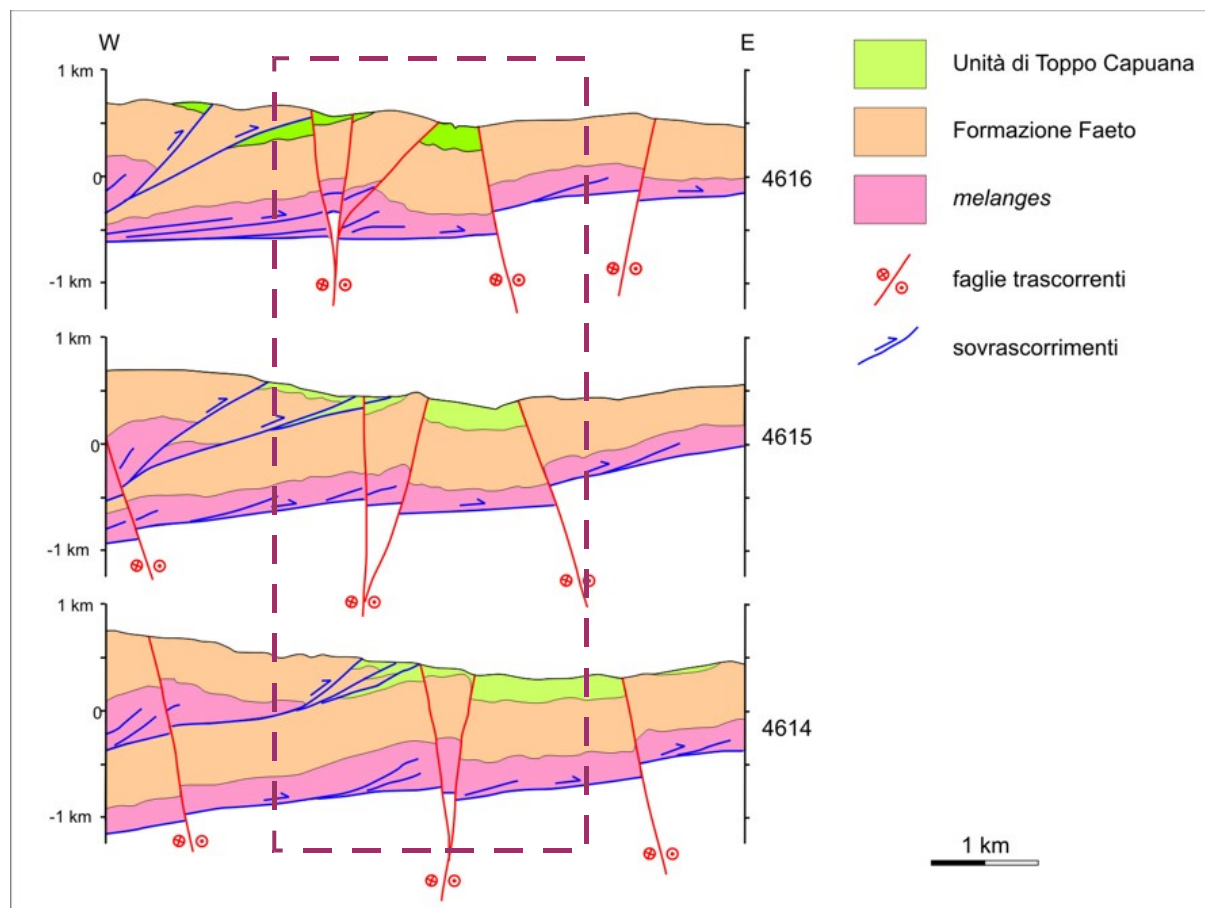


Figura 3.0.3 - Alcuni esempi di sezioni geologico-strutturali orientate est-ovest a partire dalle quali è stato costruito il modello digitale 3D. Il riquadro tratteggiato delimita le porzioni delle sezioni utilizzate nel modello di dettaglio (Fig. 3.0.4).

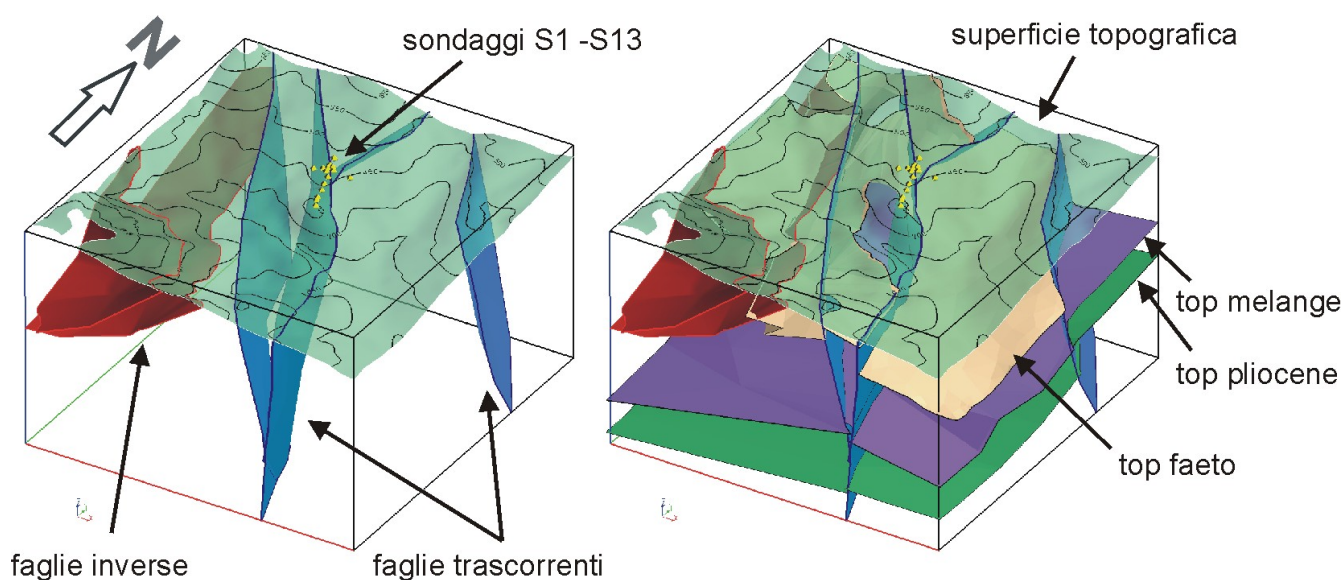


Figura 3.0.4 - Visualizzazioni in trasparenza del modello digitale 3D. A sinistra sono rappresentate le maggiori faglie e la superficie topografica. A destra, invece, sono rappresentati i limiti fra le principali unità stratigrafico-litologiche.

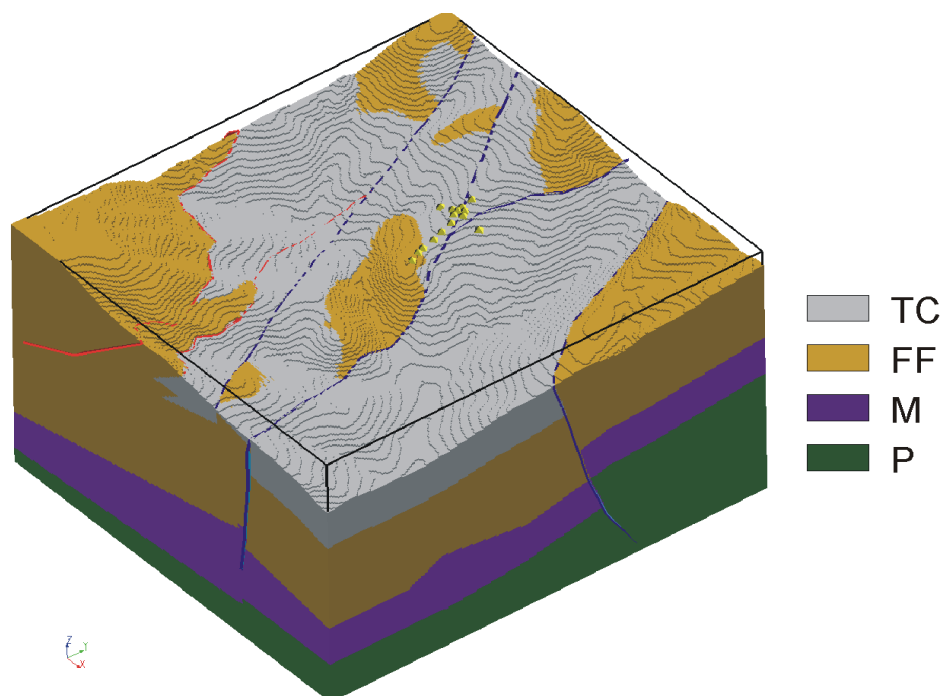


Figura 3.0.5 - Il modello digitale 3D dell'area di S.Giuliano di Puglia in formato *raster* campionato con una griglia di passo 10 m. I simboli gialli indicano le posizioni dei sondaggi S1-S13. TC: Unità di Toppo Capuana; FF: Formazione Faeto; M: *melanges*; P: depositi pliocenici in successione sui carbonati della piattaforma apula.

	Vs (m/s)	Vp/Vs	$\rho(\text{kg/m}^3)$	Q
Unità di Toppo Capuana TC	450	3	2160	20
Formazione Faeto FF	1350	2.22	2240	100
<i>melanges</i> M	1300	2.15	2250	100
depositi pliocenici P	1500	2	2300	100

Tabella 3.0.1 - Valori dei parametri fisici di base adottati per definire le formazioni del modello digitale 3D di S.Giuliano di Puglia.

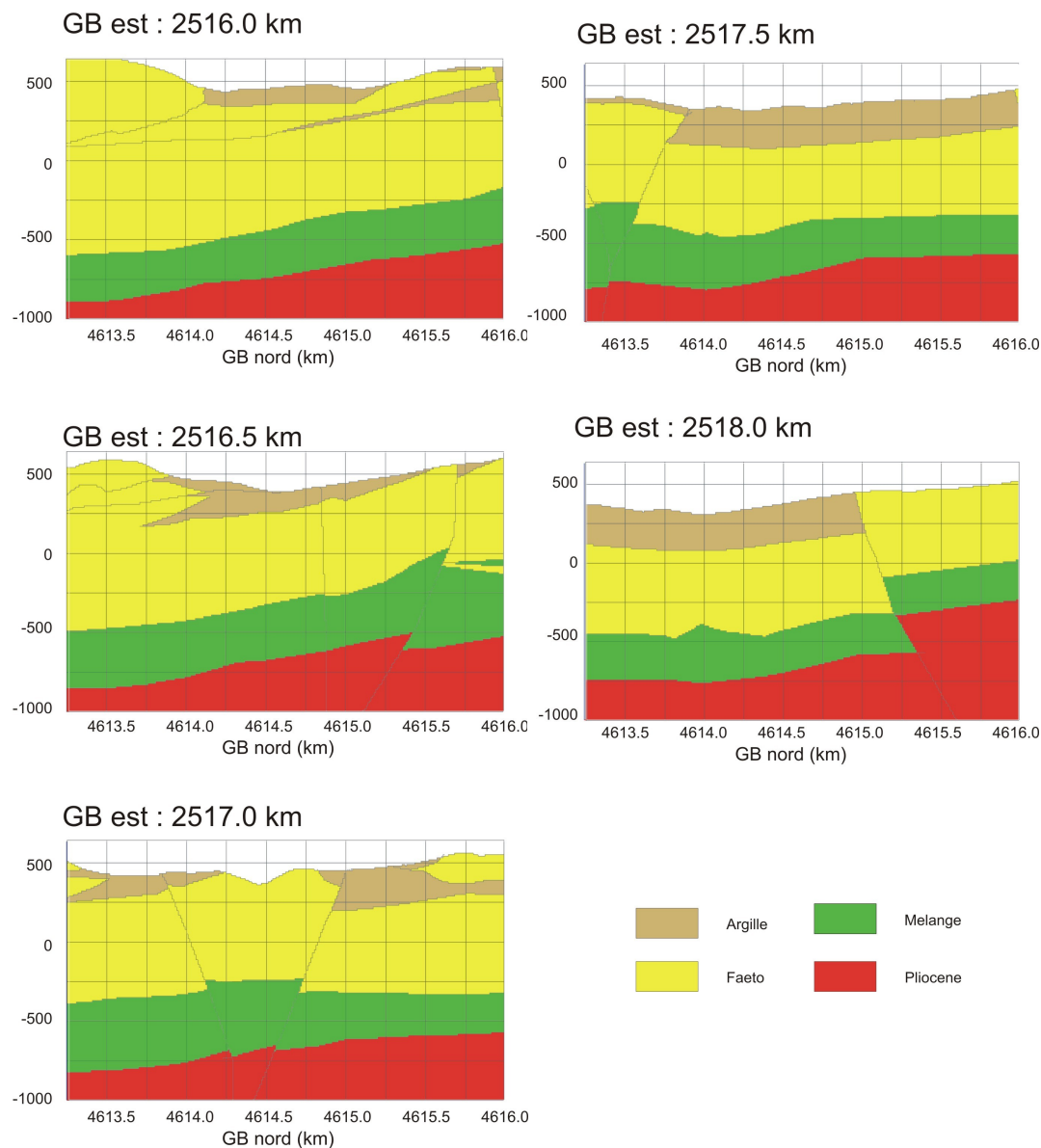


Figura 3.0.6 – Sezioni N-S del modello digitale 3D di S. Giuliano. Sono indicate le coordinate Gauss-Boaga di ogni sezione. Si veda la Fig. 3.0.2 per la localizzazione dei profili.

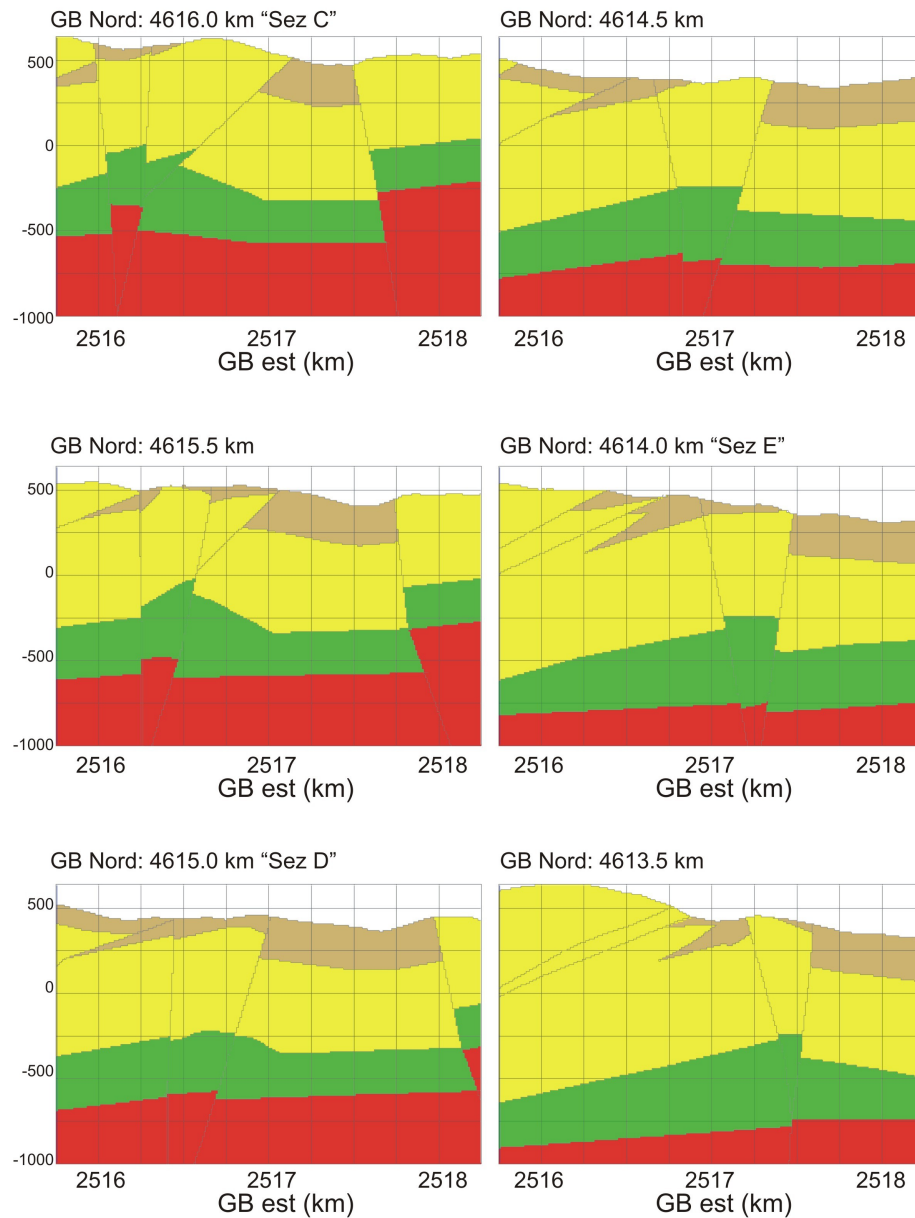


Figura 3.0.7 – Sezioni E-O del modello digitale 3D di S. Giuliano. Sono indicate le coordinate Gauss-Boaga di ogni sezione. Si veda la Fig. 3.0.2 per la localizzazione dei profili.

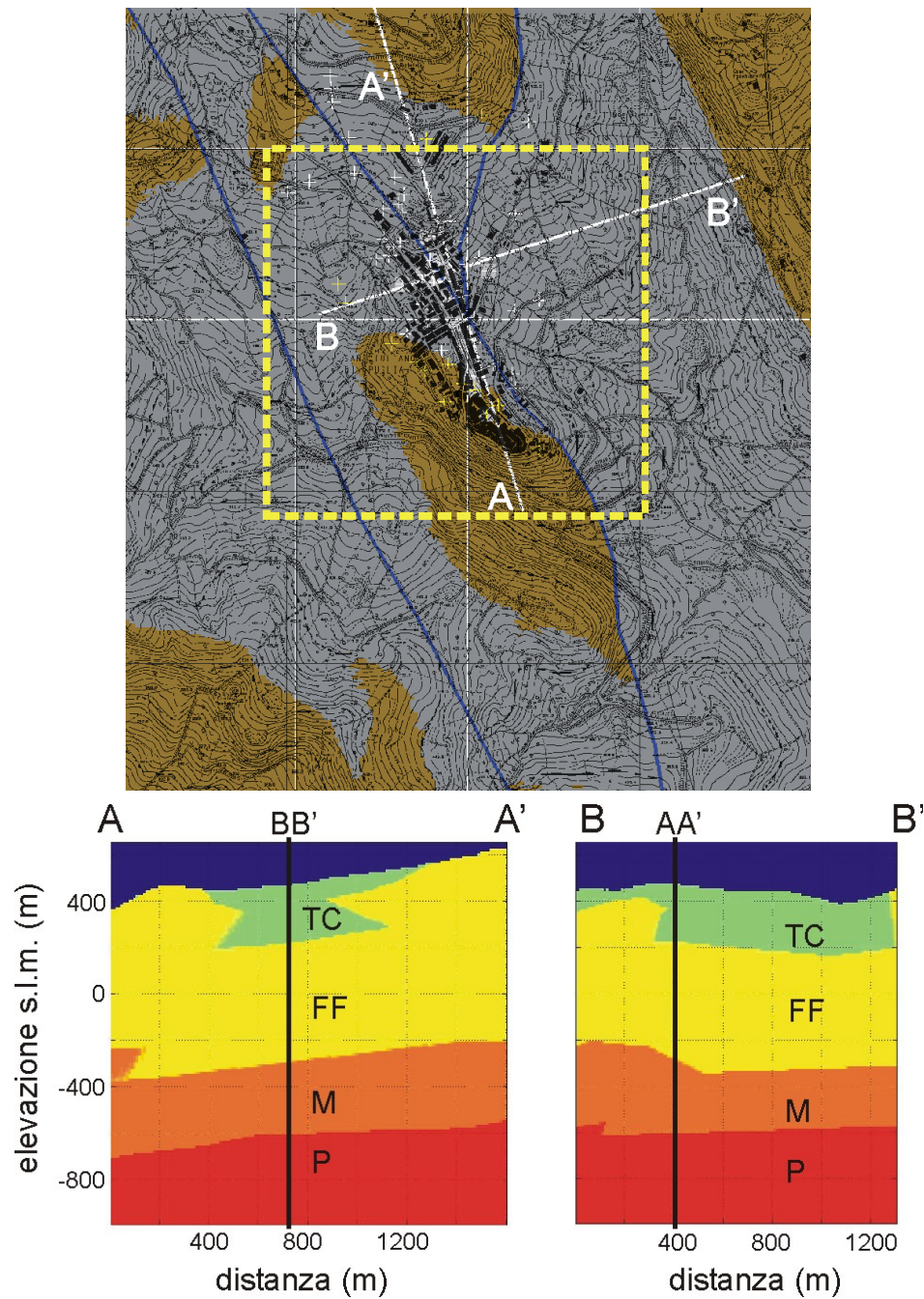


Figura 3.0.8 – Pannello in alto: vista dall'alto dell'area del modello 3D sovrapposta alla carta topografica. Il quadrato giallo delimita l'area di circa 1 km x 1 km considerata per le simulazioni del moto del suolo. Le linee AA' e BB' indicano le tracce delle sezioni verticali rappresentate nel pannello sottostante, che sono state fornite alle UR7 e UR2 per le simulazioni 2D.

4. ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE A SAN GIULIANO DI PUGLIA

4.1 Funzioni di trasferimento empiriche

4.1.1 Elaborazioni dei segnali registrati dalle stazioni mobili DPC

In **Tabella 4.1.1** sono riportate le magnitudo locali (M_L) e le coordinate ipocentrali per le principali scosse di assestamento registrate dalle due stazioni accelerometriche mobili, installate nel centro abitato di San Giuliano di Puglia dal Dipartimento della Protezione Civile il 4.XI.2002, quindi alcuni giorni dopo il *mainshock*. Gli strumenti sono stati posizionati a Sud, nel centro storico ed in prossimità della chiesa (CHI), e nella zona Nord, nei pressi della scuola ‘Francesco Iovine’ (SCL) (cfr. **Fig. 4.1.1**). Le stazioni erano composte da sensori *Kinematics* a tre componenti, modello *Episensor* e da acquisitori digitali ad alta dinamica (24bits) *Kinematics*, modello *Everest*. Dalla tabella si può notare che l’evento più significativo registrato dalla rete mobile è stato quello del 12.XI.2002 *am*, caratterizzato da una magnitudo locale pari a 5.2.

Tab. 4.1.1 - Caratteristiche di alcuni *aftershock* registrati della rete accelerometrica mobile DPC.

Date	hh:mm	Lat	Lon	Depth [km]	M_L	ID ¹	a_{MAX} [g]		AF SCL/CHI	$SI_{0.1\div0.5}$ [cm]		SIF SCL/CHI
							CHI	SCL		CHI	SCL	
11/10	12:23	41.682	14.846	12.9	3.6	026n	0.0024	0.0060	2.50	0.090	0.240	2.67
						026e	0.0017	0.0055	3.24	0.069	0.170	2.46
						026v	0.0009	0.0028	3.11	0.031	0.094	3.03
11/11	18:32	41.707	14.867	15.1	4.0	028n	0.0022	0.0072	3.27	0.086	0.247	2.87
						028e	0.0015	0.0082	5.47	0.054	0.223	4.13
						028v	0.0007	0.0025	3.57	0.022	0.087	3.95
11/12	09:27	41.700	14.806	18.3	5.2	030n	0.0091	0.0351	3.86	0.374	1.270	3.40
						030e	0.0074	0.0293	3.96	0.311	0.950	3.05
						030v	0.0045	0.0105	2.33	0.172	0.384	2.23
11/12	13:46	41.704	14.803	16.4	4.3	031n	0.0009	0.0038	4.22	0.044	0.152	3.45
						031e	0.0009	0.0041	4.56	0.039	0.157	4.03
						031v	0.0006	0.0017	2.83	0.025	0.056	2.24
12/02	20:52	41.679	14.906	3.5	4.0	040n	0.0041	0.0093	2.27	0.102	0.294	2.88
						040e	0.0031	0.0127	4.10	0.087	0.344	3.95
						040v	0.0026	0.0046	1.77	0.044	0.109	2.48

Le registrazioni, acquisite con campionamento a 0.005 s e preventivamente filtrate nell’intervallo 0.2÷50 Hz, sono state successivamente ricampionate a 0.02 s. Secondo la regola di Nyquist, questo trattamento del segnale permette di riprodurre frequenze di oscillazione della forzante sismica fino a 25Hz, cioè una banda adeguata a contenere le prime frequenze naturali delle strutture colpite dall’evento sismico principale²; la riduzione della massima frequenza ha consentito inoltre una notevole diminuzione dell’impegno necessario per le simulazioni numeriche, in termini di discretizzazione dei domini e tempi di calcolo. Successivamente, a ciascuna delle tre componenti sono stati applicati un filtro *lowpass* (tipo Butterworth) a 20 Hz ed una *baseline correction* di ordine 4.

¹ Nelle sigle: ‘n’ sta per Nord-Sud, ‘e’ per Est-Ovest e ‘v’ per verticale.

² Edifici caratterizzati tipicamente da struttura portante in muratura a sacco su 2 o 3 livelli (Mucciarelli et al., 2003), cui, nel “Rapporto finale sulla Microzonazione Sismica del centro abitato di San Giuliano di Puglia” (Baranello et al., 2003), sono attribuiti periodi fondamentali compresi nell’intervallo 0.1÷0.5 secondi, ovvero frequenze nella banda 2÷10Hz.

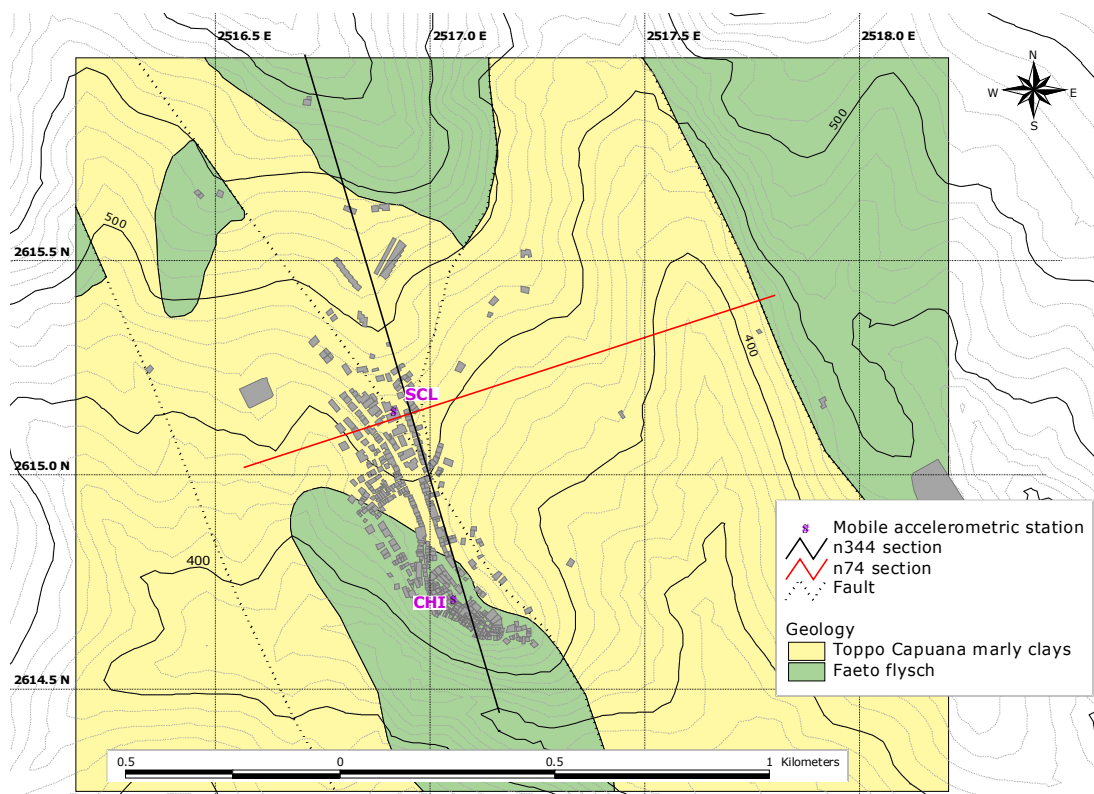


Fig. 4.1.1 - Carta geologica con ubicazione delle stazioni accelerometriche mobili DPC.

La Tabella 4.1.1 mostra l'accelerazione di picco (a_{MAX}) e l'intensità di Housner ($SI_{0.1-0.5}$)³, relative a ciascuna delle tre componenti per entrambe le stazioni sismiche (CHI, SCL). Sono anche riportati i fattori di amplificazione, calcolati come rapporti tra accelerazioni di picco (AF) ed intensità spettrale (SIF) in corrispondenza delle stazioni SCL e CHI. In **Figura 4.1.2** entrambi i parametri sono plottati in funzione dei valori di riferimento, registrati nella stazione accelerometrica CHI. Dai grafici si può notare sia che:

- i fattori di amplificazione delle componenti orizzontali, calcolati come rapporto tra a_{MAX} , assumono valori più dispersi, ed in media (linee tratteggiate di colore arancione e ciano) superiori rispetto a quelli calcolati in termini di intensità di Housner;
- l'amplificazione è riconoscibile, pur se in misura minore, anche per le componenti verticali;
- i fattori di amplificazione mostrano una tendenza a diminuire con l'ampiezza del moto di riferimento.

3 D'ora in avanti, quando si farà riferimento all'intensità di Housner (SI), si intenderà sempre calcolata come integrale tra $T=0.1$ s e $T=0.5$ s dello spettro di risposta elastico smorzato al 5%.

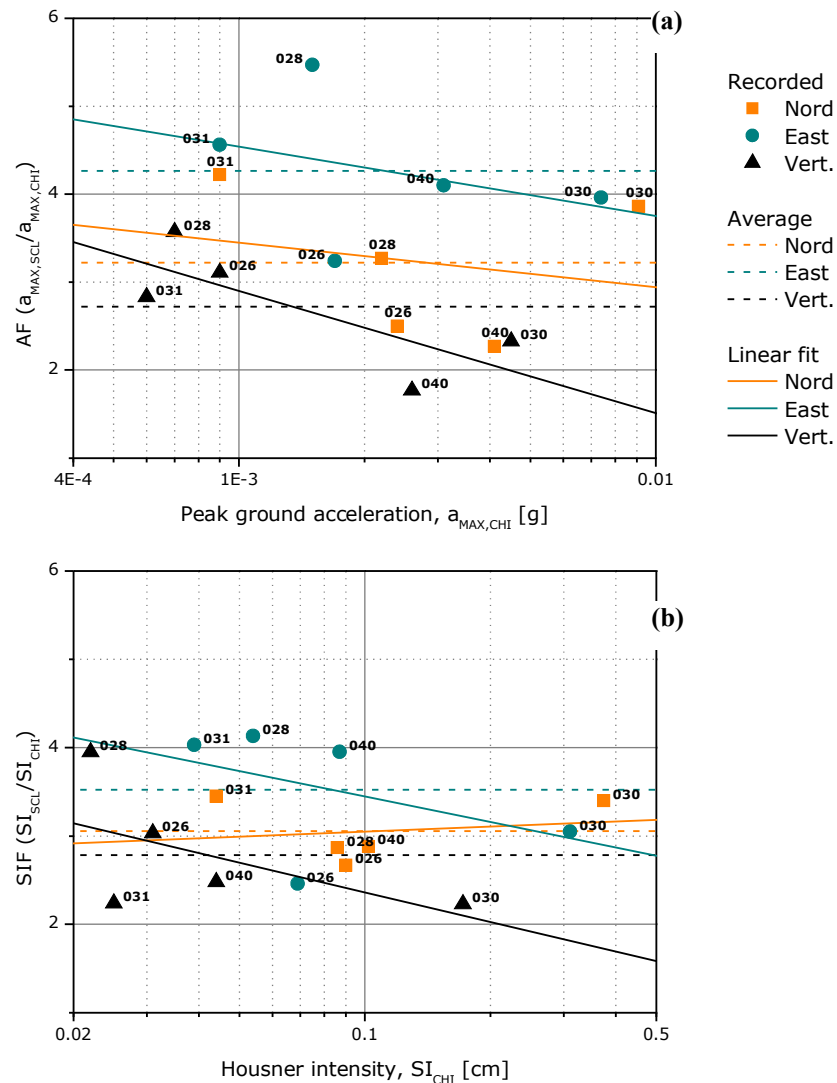


Fig. 4.1.2 - Fattori di amplificazione (a) e rapporti di intensità spettrale (b) per ciascun *aftershock*.

La **Figura 4.1.3** mostra i rapporti tra spettri di risposta SSR scuolachiesa, con riferimento alle due componenti orizzontali ed a quella verticale. Gli andamenti medi sono rappresentati con linea continua, le campiture in grigio indicano le deviazioni standard.

Si osservi che tutti i rapporti spettrali mostrano picchi abbastanza evidenti sia in corrispondenza di 0.25-0.3 s (3-4 Hz) che di 0.35-0.4 s (2.5-3 Hz), decadendo poi visibilmente oltre tale periodo. Per le suddette frequenze dominanti, l'amplificazione è dell'ordine di 3-4, con valori nel complesso più elevati per le componenti EW (**Figura 4.1.3b**). In questa stessa direzione, appare un ulteriore picco intorno a 0.15 s (≈ 7 Hz), frequenza in prossimità della quale la componente ortogonale (NS) presenta un minimo del rapporto spettrale (**Figura 4.1.3a**). Nel complesso, nel campo di periodi 0.1-0.4s (2.5-10 Hz), l'amplificazione per ognuna delle tre componenti oscilla intorno a valori medi dell'ordine di 3 per la NS, 4 per la EW, 2.5 per la verticale.

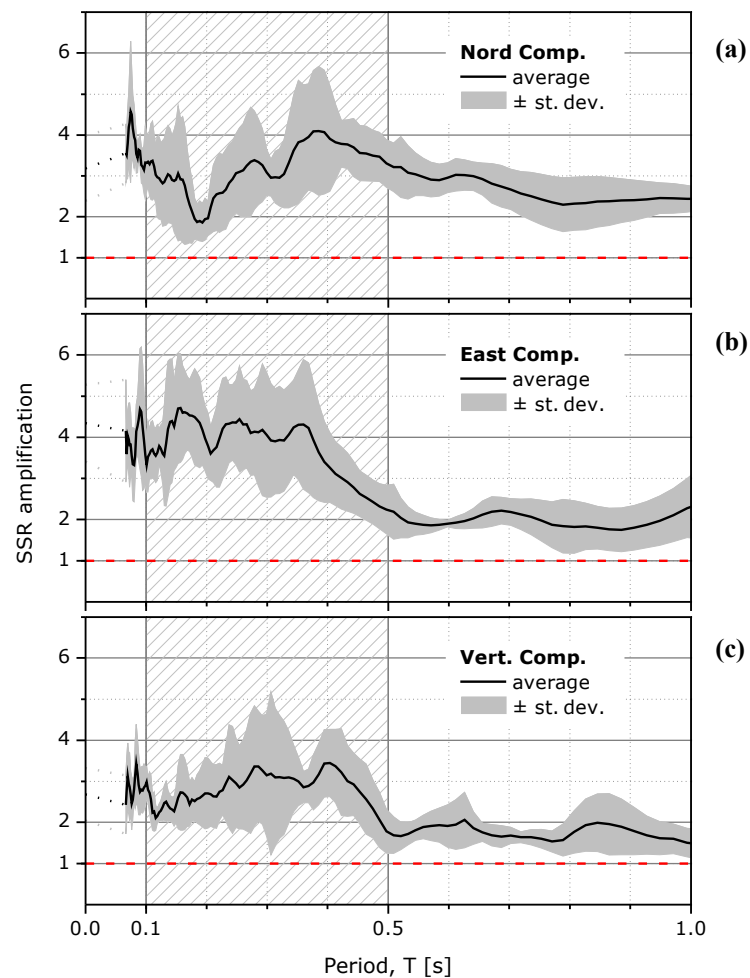
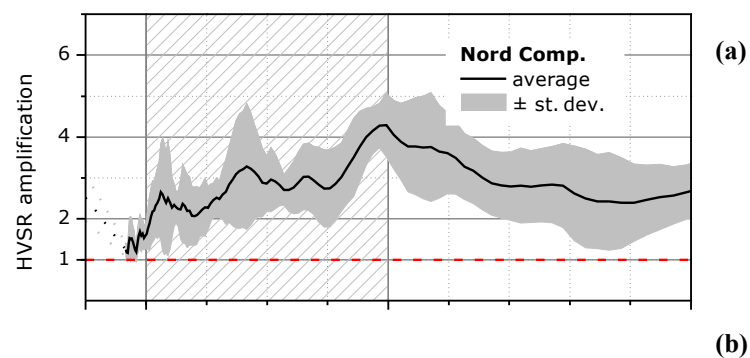


Fig. 4.1.3 - Media $\pm$ deviazione standard dei rapporti spettrali SSR scuolachiesa con riferimento alle componenti orizzontali (a,b) e verticale (c) degli *aftershocks* in esame.

Si osservi che entrambe le registrazioni HVSR al sito scuola (**Fig. 4.1.4**) indicano il picco di amplificazione più evidente a 0.5 s, spostato quindi a frequenze leggermente più basse (2 Hz) rispetto a quello riscontrato negli SSR. Nel campo di periodi inferiore (0.1÷0.4s), i rapporti spettrali HVSR forniscono fattori di amplificazione medi lievemente inferiori (2.5-3) ai corrispondenti valori degli SSR.



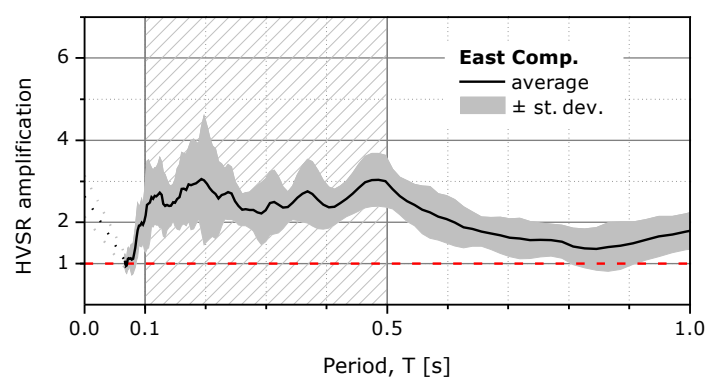


Fig. 4.1.4 - Media $\pm$ deviazione standard dei rapporti spettrali HVSr al sito scuola con riferimento alla componente Nord (a) ed Est (b) degli *aftershocks* in esame.

4.1.2 Funzioni di trasferimento empiriche di riferimento per le analisi 2D

Le analisi di risposta sismica locale 2D (cfr. § 4.3) sono state eseguite con riferimento ad una sezione inclinata di 344° rispetto al Nord, che segue l'asse principale del centro urbano, e passa in prossimità di entrambe le stazioni sismiche DPC (n344 in Fig. 4.1.1). Per tale motivo, le registrazioni degli *aftershocks* sono state proiettate lungo questa direzione e quella ad essa ortogonale (n74), e successivamente sottoposte a filtraggio *lowpass* tipo *box*⁴ a 12 Hz. Ciò ha permesso un affidabile utilizzo delle indicazioni di Lysmer & Kuhlemeyer (1969), che correlano le massime frequenze riproducibili nelle analisi FEM alla dimensione massima degli elementi. I parametri sintetici in termini di ampiezza di picco ed intensità spettrale di questi segnali sono riportati in **Tabella 4.1.2**, ed i corrispondenti fattori di amplificazione diagrammati in **Figura 4.1.5**.

Tab. 4.1.2 - Caratteristiche degli *aftershock* considerati, con riferimento alle sezioni n344 ed n74.

ID	a_{MAX} [g]		AF $\frac{SCL}{CHI}$	SI _{0.1-0.5} [cm]		SIF $\frac{SCL}{CHI}$
	CHI	SCL		CHI	SCL	
026n344F	0.0026	0.0065	2.50	0.100	0.249	2.49
026n74F	0.0015	0.0056	3.73	0.058	0.158	2.72
026vF	0.0008	0.0027	3.38	0.031	0.094	3.03
028n344F	0.0023	0.0080	3.48	0.091	0.288	3.16
028n74F	0.0016	0.0064	4.00	0.045	0.161	3.58
028vF	0.0008	0.0025	3.13	0.022	0.086	3.91
030n344F	0.0089	0.0349	3.92	0.380	1.430	3.76
030n74F	0.0071	0.0241	3.39	0.299	0.709	2.37
030vF	0.0040	0.0104	2.60	0.172	0.383	2.23
031n344F	0.0008	0.0039	4.88	0.043	0.180	4.19
031n74F	0.0007	0.0033	4.71	0.038	0.127	3.34
031vF	0.0005	0.0012	2.40	0.025	0.056	2.24
040n344F	0.0038	0.0097	2.55	0.099	0.331	3.34
040n74F	0.0037	0.0114	3.08	0.090	0.293	3.26
040vF	0.0023	0.0041	1.78	0.044	0.109	2.48

4 Si è scelto di adottare tale filtraggio perché implica un netto taglio delle frequenze superiori a quella prefissata, e quindi l'eliminazione delle code generate utilizzando filtri tipo *Butterworth*.

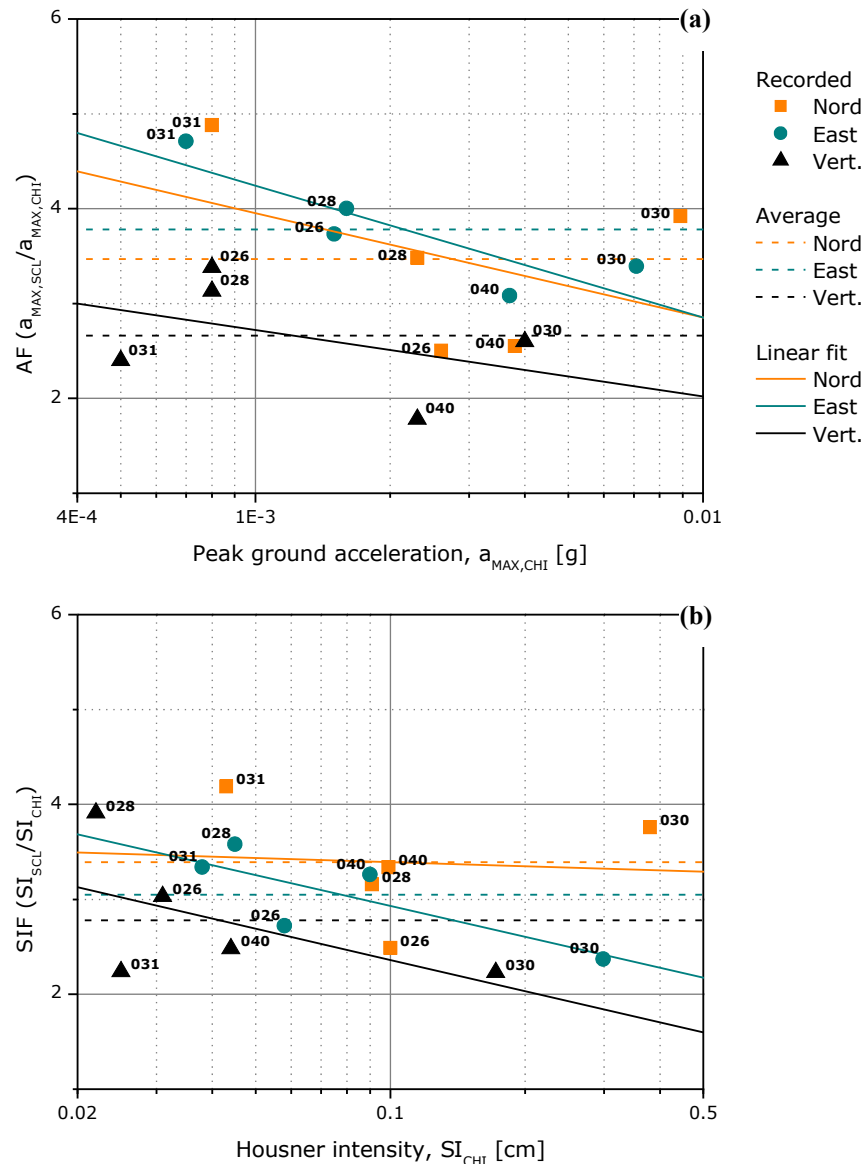


Fig. 4.1.5 - Fattori di amplificazione (a) e rapporti di intensità spettrale (b) per ciascun *aftershock*.

Dal confronto tra **Figura 4.1.2** e **Figura 4.1.5**, con riferimento alla componente verticale, è evidente l'effetto del filtro *lowpass* sul fattore di amplificazione AF. Infatti, tale filtro induce tendenzialmente una diminuzione dell'accelerazione di picco, condizionata dalle frequenze più elevate. Il filtro *lowpass* sembra invece avere poca influenza sull'amplificazione calcolata come rapporto tra intensità di Housner (SIF), come del resto è logico attendersi, perché tale parametro dipende dall'energia sviluppata nella banda di frequenze 2÷10Hz, e al contrario il filtro è applicato al di sopra di 12Hz.

Per il resto, i risultati ottenuti dall'analisi delle componenti proiettate in direzione delle sezioni principali del centro abitato sostanzialmente confermano le amplificazioni osservate per quelle registrate in direzione NordSud ed EstOvest. Con riferimento alle componenti orizzontali, va rilevata una diminuzione – sia in termini di rapporto medio tra intensità di Housner (cfr. linee tratteggiate nelle **Figg. 4.1.2b** e **4.1.5b**), sia in termini di rapporti spettrali (cfr. **Figg. 4.1.3a,b** e **4.1.6a,b**) – dei moti sismici proiettati in direzione n74 rispetto alle relative componenti EstOvest. Ne consegue un aumento delle suddette funzioni medie per le componenti n344 rispetto alle NordSud. Si possono trarre conclusioni simili anche dal confronto tra le **Figure 4.1.4** e **4.1.7** riferite alle funzioni HVSR.

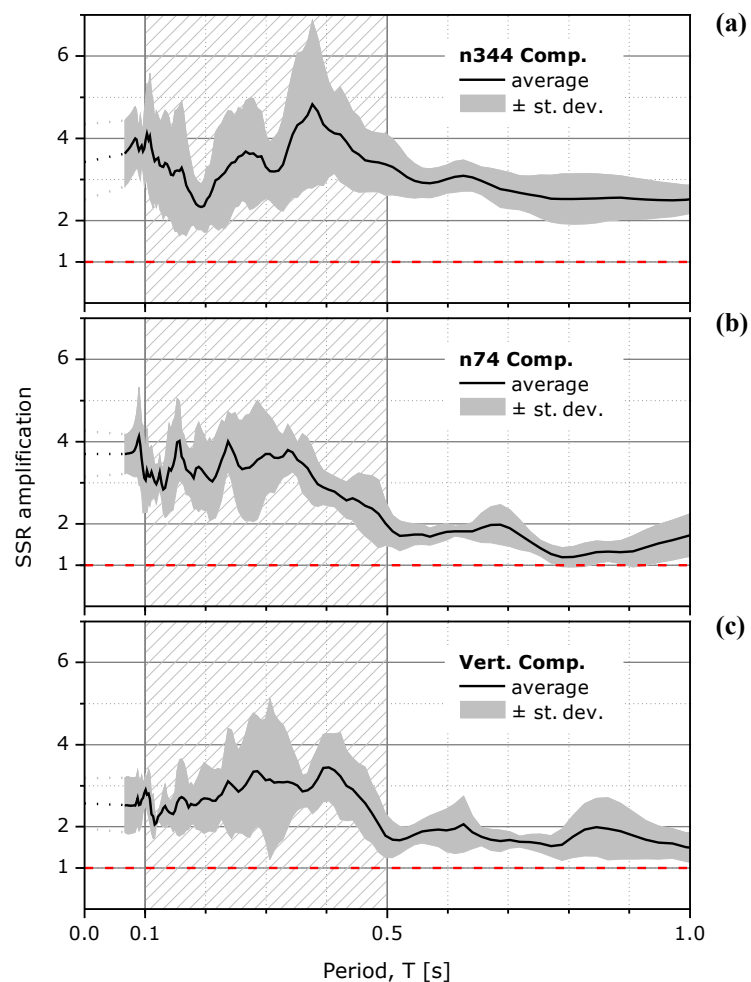


Fig. 4.1.6 - Media $\pm$ deviazione standard dei rapporti spettrali scuolachiesa con riferimento alle componenti n344 (a), n74 (b) e verticale (c) degli *aftershocks* in esame.

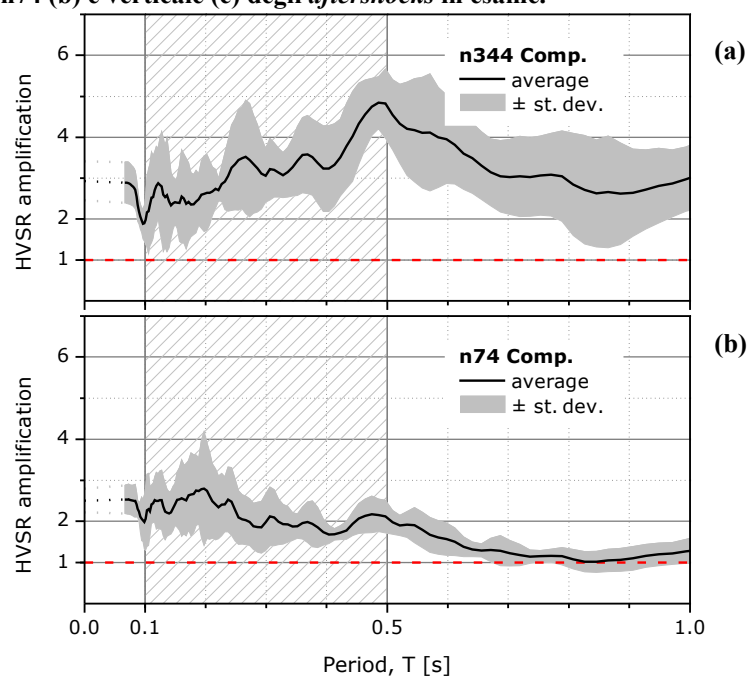


Fig. 4.1.7 - Media $\pm$ deviazione standard dei rapporti spettrali H/V al sito scuola con riferimento alla componente n344 (a) ed n74 (b) degli *aftershocks* in esame.

4.2 FUNZIONI DI TRASFERIMENTO 1D

4.2.1 Modelli Lineari

I modelli lineari monodimensionali sono già stati discussi nel precedente capitolo 2.4

4.2.2 Modelli non lineari

Lo scopo di questa parte dello studio è quello di analizzare gli effetti del comportamento non lineare dei terreni sul fenomeno di amplificazione locale in corrispondenza della scuola di San Giuliano di Puglia. A tale fine è stato utilizzato il programma di calcolo agli elementi finiti Sumdes (Li et al., 1992; 1998), applicando la metodologia enunciata da Bazzurro e Cornell (2004a; 2004b) e applicata in varie occasioni ad altri siti italiani (Pelli et al., 2004; 2006a; 2006b).

Sumdes è un programma di calcolo agli elementi finiti dotato di un modello elastoplastico avanzato (Dafalias, 1986, Wang e Dafalias, 1990), ed è in grado di modellare la propagazione d'onda in direzione verticale in un semispazio composto da strati orizzontali di estensione infinita. Come input possono essere applicate tre diverse componenti del moto (due orizzontali ed una verticale), ma in questo studio, per semplicità, ogni singola analisi è stata condotta applicando un'unica componente orizzontale. Come descritto nel seguito di questa nota, il principale limite di Sumdes in situazioni geometricamente complesse come quella di San Giuliano è costituito dalla sua monodimensionalità.

Nella metodologia proposta da Bazzurro e Cornell (2004a; 2004b), gli effetti della non-linearità del terreno sugli effetti di amplificazione locale sono descritti da una funzione specifica del sito $AF(f) = S_a^s(f) / S_a^r(f)$, dove f è la frequenza di oscillazione, $S_a^s(f)$ e $S_a^r(f)$ sono le accelerazioni spettrali in superficie e al bedrock, rispettivamente, alla frequenza f . La variabile random $AF(f)$ è stata modellata come segue:

$$AF(f) = \exp \left\{ a + b \left[\ln S_a^r(f) \right] + c \left[\ln S_a^r(f) \right]^2 + \varepsilon \sigma \right\} \quad (1)$$

dove a , b e c sono costanti di regressione, ε è una variabile che descrive l'errore nella regressione che assumiamo essere normale standard e σ è la deviazione standard di AF condizionata al valore di $S_a^r(f)$. Nell'ambito di una analisi probabilistica di pericolosità sismica, la mediana di $AF(f)$ ottenuta mediante regressione e la relativa incertezza possono essere combinate con la pericolosità in roccia mediante una procedura di convoluzione, ottenendo in questo modo la pericolosità sismica in superficie. Seguendo tale metodologia le analisi sono state effettuate applicando ai modelli 58 diversi accelerogrammi di input, di cui 51 provenienti da un database di eventi strong-motion e sette costituiti dagli aftershock esaminati nel corso dello studio. I risultati consistono in funzioni di amplificazione (valori mediani + deviazione standard) ottenute per l'accelerazione massima al suolo (PGA) e per 20 diverse accelerazioni spettrali smorzate al 5% del critico. Si noti quindi che le funzioni di amplificazione proposte in questa nota sono costituite da rapporti tra spettri di risposta di un sistema nonlineare e non sono quindi definibili, a rigore, funzioni di trasferimento.

Per il sito di San Giuliano si è fatto riferimento ad una verticale in corrispondenza della scuola, cercando in primo luogo di valutare quali possano essere le potenzialità predittive e le limitazioni di un modello monodimensionale in un contesto complesso, caratterizzato dalla presenza di una valle sepolta relativamente stretta e profonda, con una geometria spiccatamente tridimensionale. Si è quindi proceduto ad una serie di analisi numeriche di calibrazione, utilizzando il programma Sumdes e applicando alla base del modello alcune registrazioni di aftershock ottenute in corrispondenza della chiesa, sulla formazione lapidea.

Le analisi sono state condotte sia in direzione Nord-Sud che in direzione Est-Ovest, utilizzando modelli indipendenti e applicando in input le relative componenti orizzontali degli accelerogrammi.

In primo luogo l'analisi è stata condotta modellando, senza correzioni particolari (**MODELLO 1**), una colonna di terreno con profondità $H=250m$, pari cioè alla profondità presunta del bedrock in corrispondenza della scuola, attribuendo al substrato roccioso, ipotizzato elastico lineare e non viscoso, una velocità delle onde di taglio $V_{SR} = 1350m/s$ ed una densità di massa $\rho_R = 2,2 \times 10^3 kg$ (Figura 4.2.2-1).

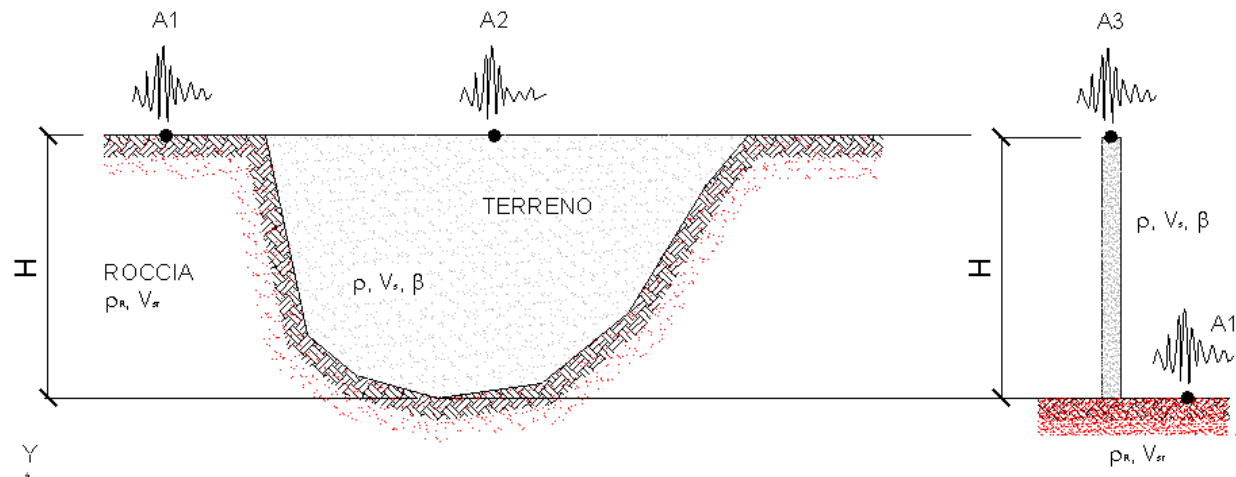


Figura 4.2.2-1 – MODELLO 1 (schema)

Tali parametri sono quelli stimati per il bedrock in base alle informazioni raccolte in fase di studio. Le velocità delle onde di taglio nel terreno, $V_s = 126 - 471m/s$, sono state poste variabili con la profondità in base alla relazione proposta nel Deliverable 8. Dallo stesso documento sono stati inoltre tratti i valori della densità di massa ($\rho = 2,0 \times 10^3 kg/m^3$ per la coltre, e $\rho = 2,16 \times 10^3 kg/m^3$ per le argille avana e le argille grigie) e le curve G/G_{max} considerate per la calibrazione della legge costitutiva elastoplastica di Sumdes. Confronti tra le curve G/G_{max} di riferimento e quelle prodotte, a solo scopo di confronto, con Sumdes, sono presentate nella Figura 4.2.2-2. La calibrazione è stata effettuata con riferimento ai risultati delle prove di colonna risonante disponibili, mantenendo tuttavia valori plausibili della resistenza del terreno a tutte le profondità.

La dimensione degli elementi componenti la griglia di calcolo è stata fatta variare tra $0,4m$ in prossimità della superficie e $1,0m$ alla massima profondità.

Il modello così preparato ha una frequenza fondamentale elastica nei confronti delle onde di taglio $f_s \approx 0,45Hz$, sensibilmente inferiore alla frequenza di massima amplificazione ricavata dal confronto delle registrazioni effettuate in sito. Applicando come input uno degli aftershock registrati in corrispondenza della chiesa (aftershock del 12/11/2002, ore 09:27, $M_W=4,2$, n. identificativo 030) si osserva una sostanziale sottostima della funzione di amplificazione $AF(f)$ (Figura 4.2.2-3) a tutte le frequenze, con un picco in corrispondenza di circa $8Hz$ che riflette probabilmente la frequenza fondamentale degli strati più superficiali.

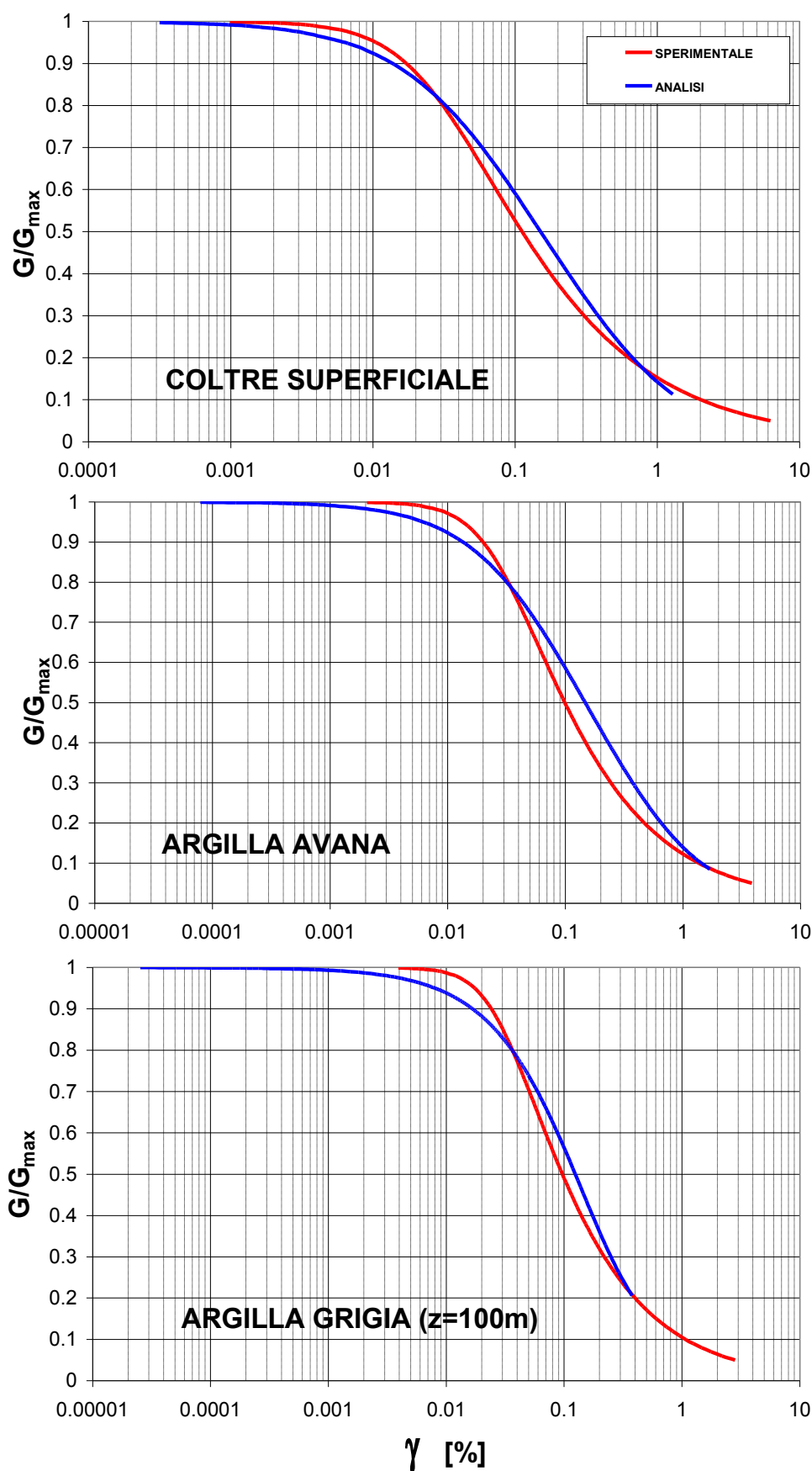


Figura 4.2.2-2 – Tipici andamenti della legge costitutiva confrontati con curva $G/G_{\max}$ ottenuta in laboratorio

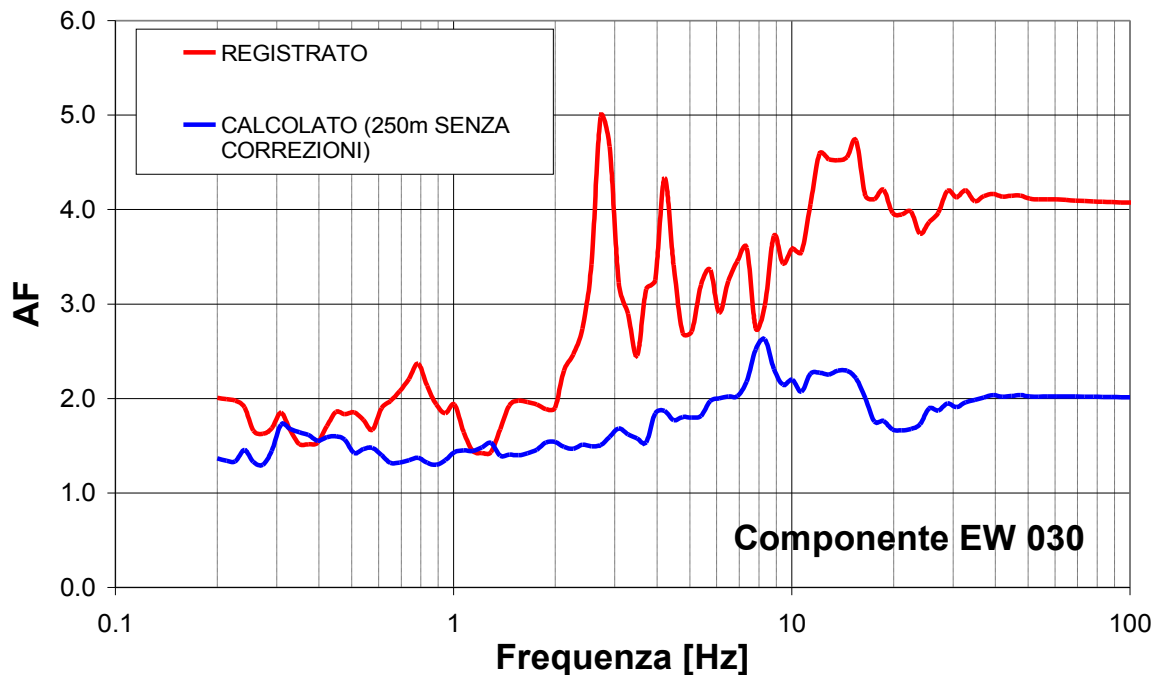


Figura 4.2.2-3 – Confronto dei valori di AF calcolati con modello 1D non corretto con quelli ottenuti empiricamente dagli accelerogrammi registrati in corrispondenza della scuola e della chiesa, rispettivamente.

Tali differenze sono del resto da attendersi nella situazione di San Giuliano, in quanto il modello monodimensionale non è in grado di riprodurre gli effetti delle reali condizioni al contorno ai lati del deposito, e anche l'ipotesi di propagazione del moto nella sola direzione verticale appare, in questo caso inadeguata. Mentre da un lato è evidente che l'utilizzo di modelli bidimensionali o tridimensionali rappresenta l'opzione preferibile in casi complessi come quello di San Giuliano, va anche riconosciuto che in molti casi pratici l'impegno richiesto per l'applicazione di tali modelli, soprattutto in campo non lineare, ma ancora di più la scarsa disponibilità di informazioni sulla morfologia profonda può giustificare, almeno in fase preliminare, l'utilizzo di metodologie più semplificate. Questo purché vengano individuati criteri adeguati per la calibrazione del modello. Sotto questo profilo il caso di San Giuliano, che è stato oggetto di indagini geologiche e geofisiche approfondite, rappresenta un utile caso di studio.

Per quanto riguarda le correzioni da applicare al modello modimensionale si identificano le seguenti finalità:

- 1) Modificare la frequenza fondamentale elastica della colonna in modo da renderla compatibile con la frequenza di massima amplificazione caratteristica del sito come stimata da registrazioni effettuate durante eventi di bassa intensità.
- 2) Modificare l'energia intrappolata nella colonna di terreno per supplire ai contributi non riproducibili attraverso la sola propagazione d'onda verticale.

La frequenza fondamentale della colonna di terreno può essere stimata come segue:

$$f_s = \frac{C \times V_{S-H}}{H} = \frac{C \times \sqrt{G_{\max-H}}}{\sqrt{\rho_H} \times H} \quad (2)$$

dove C è una costante che nel caso in esame (MODELLO 1) è stata stimata in 0,239, compresa tra il valore di 0,25, tipicamente adottato per strati elastici con modulo costante al variare della profondità, e il valore di 0,223 tipicamente adottato per strati elastici con modulo che aumenta in modo parabolico al variare della profondità (vedi ad es. Gazetas, 1991). H è la profondità del substrato roccioso e i parametri ρ_H , V_{S-H} e $G_{\max-H}$ sono, rispettivamente, la densità di massa, la velocità delle onde di taglio e il modulo elastico di taglio a piccolissimi livelli deformativi del terreno alla profondità H .

Nel corso di questo studio la calibrazione è stata effettuata con riferimento ai due aftershock di magnitudo maggiore (030 e 040), introducendo successivamente gli altri aftershock alcuni dei quali sostanzialmente diversi da quelli considerati in prima fase.

Per modificare la frequenza fondamentale della colonna in modo da ottenere il valore voluto (circa 2.5-2.75Hz), senza tuttavia modificare i parametri che definiscono la legge costitutiva del terreno, si può modificare H selezionando un valore ridotto di 35m e inserendo nella Eq. (2) il relativo valore di V_{S-H} , ottenendo $f_s = 2,6\text{Hz}$ (**MODELLO 2**, vedi Figura 4.2.2-4),

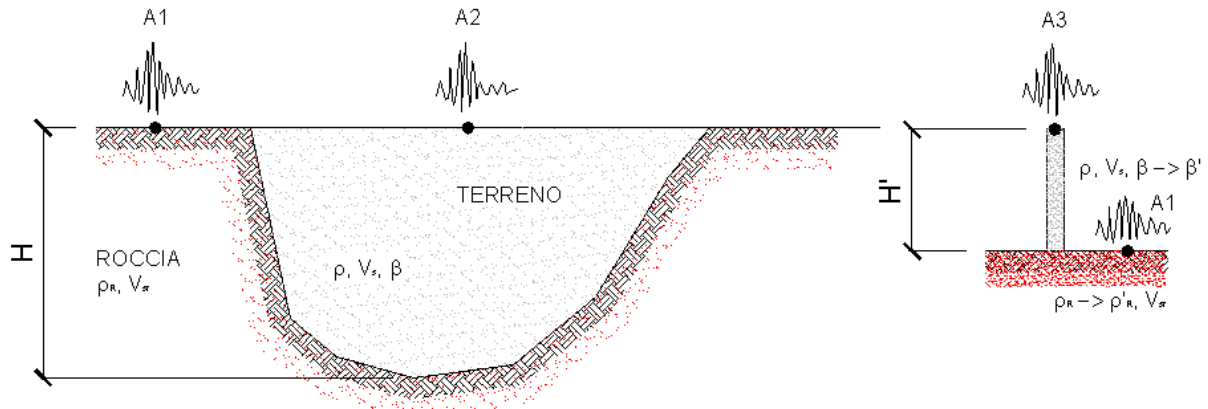


Figura 4.2.2-4 – MODELLO 2 (schema)

oppure mantenendo $H = 250\text{m}$ e modificando la densità di massa del terreno ρ_H in modo da avere $\sqrt{\rho_{MOD}} = 0.180 \times \sqrt{\rho_H}$ (cioè $\rho_{MOD} = 0.0324 \times \rho_H$) per la direzione NS, ottenendo $f_s = 2,5\text{Hz}$, e $\sqrt{\rho_{MOD}} = 0.165 \times \sqrt{\rho_H}$ (cioè $\rho_{MOD} = 0.0272 \times \rho_H$) per la direzione EW, ottenendo $f_s = 2,7\text{Hz}$ (**MODELLO 3**, vedi Figura 4.2.2-5). Si noti che l'applicazione di due correzioni diverse nelle direzioni NS e EW, omessa per semplicità nel caso del MODELLO 2, è fisicamente giustificata dalla variabilità spaziale delle condizioni al contorno. Si noti inoltre che nel MODELLO 3 la riduzione della densità di massa del terreno comporta anche un considerevole aumento del rapporto delle impedenze sismiche $\frac{\rho_R \times V_{SR}}{\rho \times V_S}$ con un deciso incremento degli effetti amplificativi.

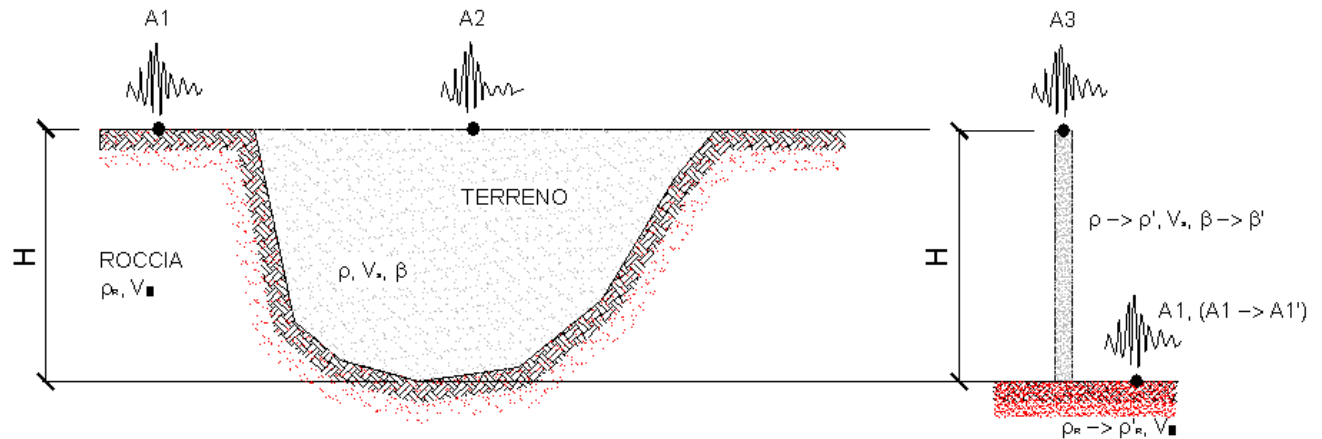


Figura 4.2.2-5 – MODELLO 3 (schema)

Sono quindi stati definiti due modelli distinti, di cui uno con profondità ridotta e l'altro con masse ridotte in modo da ottenere frequenze fondamentali prossime alla frequenza di massima amplificazione ottenuta empiricamente, mediante confronto degli accelerogrammi registrati alla superficie del deposito e i rispettivi accelerogrammi di riferimento. In ambedue i modelli è inoltre stata modificata l'impedenza sismica del substrato roccioso, per ottenere amplificazioni di ampiezza paragonabile a quelle ottenute empiricamente, confrontando gli accelerogrammi registrati. In particolare il valore $\rho_R \times V_{SR}$ nel MODELLO 2 è stato moltiplicato per un fattore 1,8, mentre i valori $\rho_R \times V_{SR}$ per il modello 3 sono stati moltiplicati per 0,68 (EW) e 0,45 (NS), rispettivamente. La ragione di questa riduzione, che contrasta con l'incremento necessario nel MODELLO 2, è che nel MODELLO 3 il rapporto delle impedenze è già stato fortemente incrementato dalla correzione delle masse del deposito superficiale. I modelli così ottenuti sono stati quindi utilizzati applicando in input sette aftershock registrati in corrispondenza della chiesa, su un affioramento dei Flysch di Faeto (Figura 4.2.2-6).

La mediana e la deviazione standard dei risultati calcolati sono state confrontate con quelle ottenute empiricamente, facendo il rapporto degli spettri di risposta degli accelerogrammi registrati in corrispondenza della scuola (target) e in corrispondenza della chiesa (sito di riferimento). I risultati di questo confronto sono presentati nelle Figure 4.2.2-7 e 4.2.2-8, da cui si osserva:

- I valori mediani calcolati sono ragionevolmente vicini a quelli ottenuti empiricamente, con una tendenza del modello monodimensionale a sottostimare la funzione di amplificazione alle frequenze più elevate.
- I valori della deviazione standard sono sostanzialmente sottostimati nel calcolo, soprattutto in prossimità della frequenza di massima amplificazione e ad alcune frequenze maggiori.

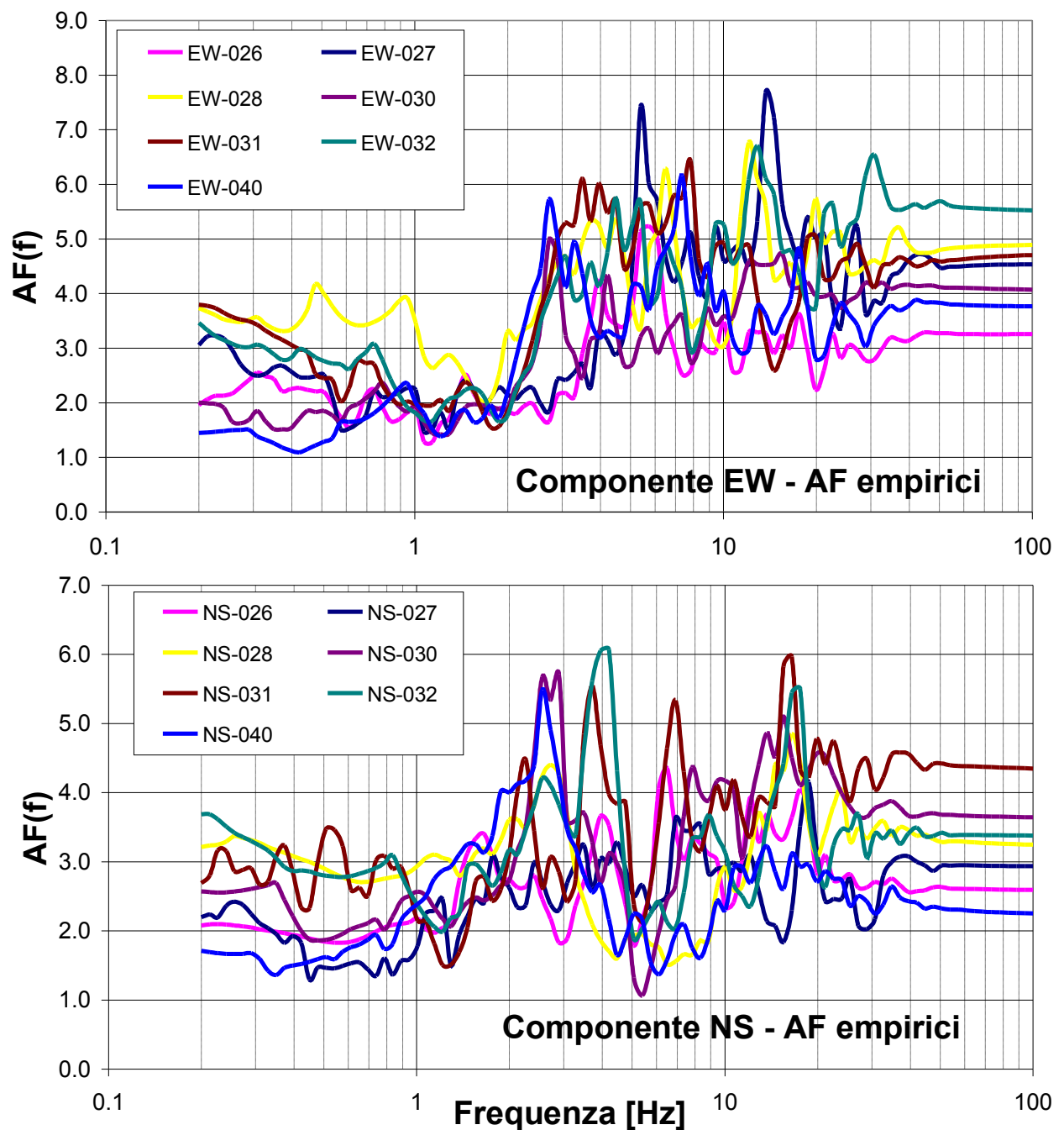


Figura 4.2.2-6 –AF empirici ottenuti dal rapporto tra gli spettri di risposta degli accelerogrammi registrati in corrispondenza della scuola e della chiesa, rispettivamente.

L'ampia divergenza di risultati ottenuti per la deviazione standard, soprattutto nei dintorni della frequenza fondamentale (2,5 e 3,0Hz), è dovuta alle significative differenze tra gli aftershock utilizzati per la calibrazione e altre registrazioni considerate nel confronto. Tuttavia quando utilizzati come input del modello numerico, tutte le registrazioni vengono forzate a comportarsi in modo simile, con una drastica riduzione della variabilità soprattutto in corrispondenza della frequenza fondamentale.

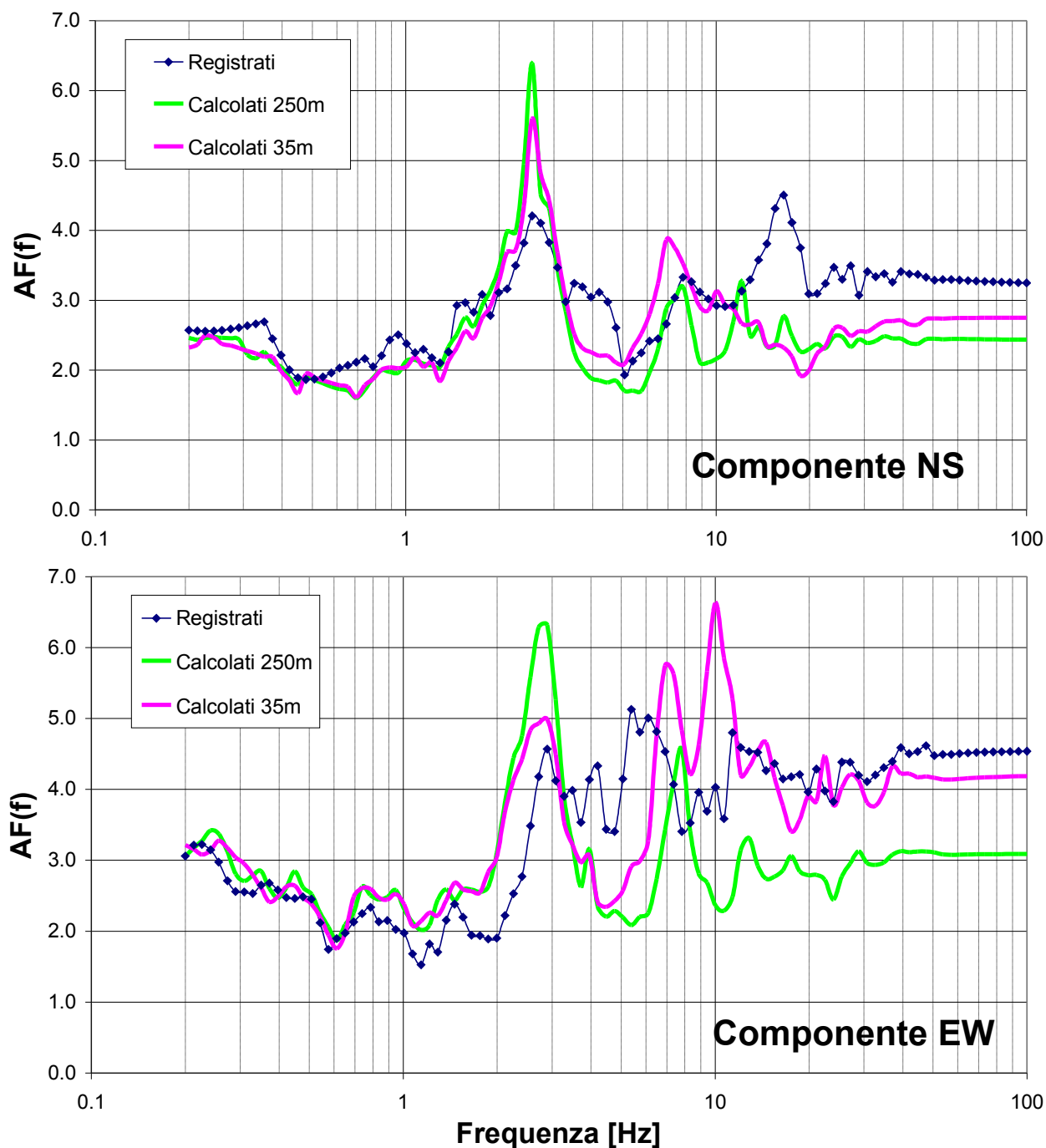


Figura 4.2.2-7 – Valori medi di $AF(f)$ calcolati o ottenuti empiricamente utilizzando sette aftershock registrati in corrispondenza della chiesa

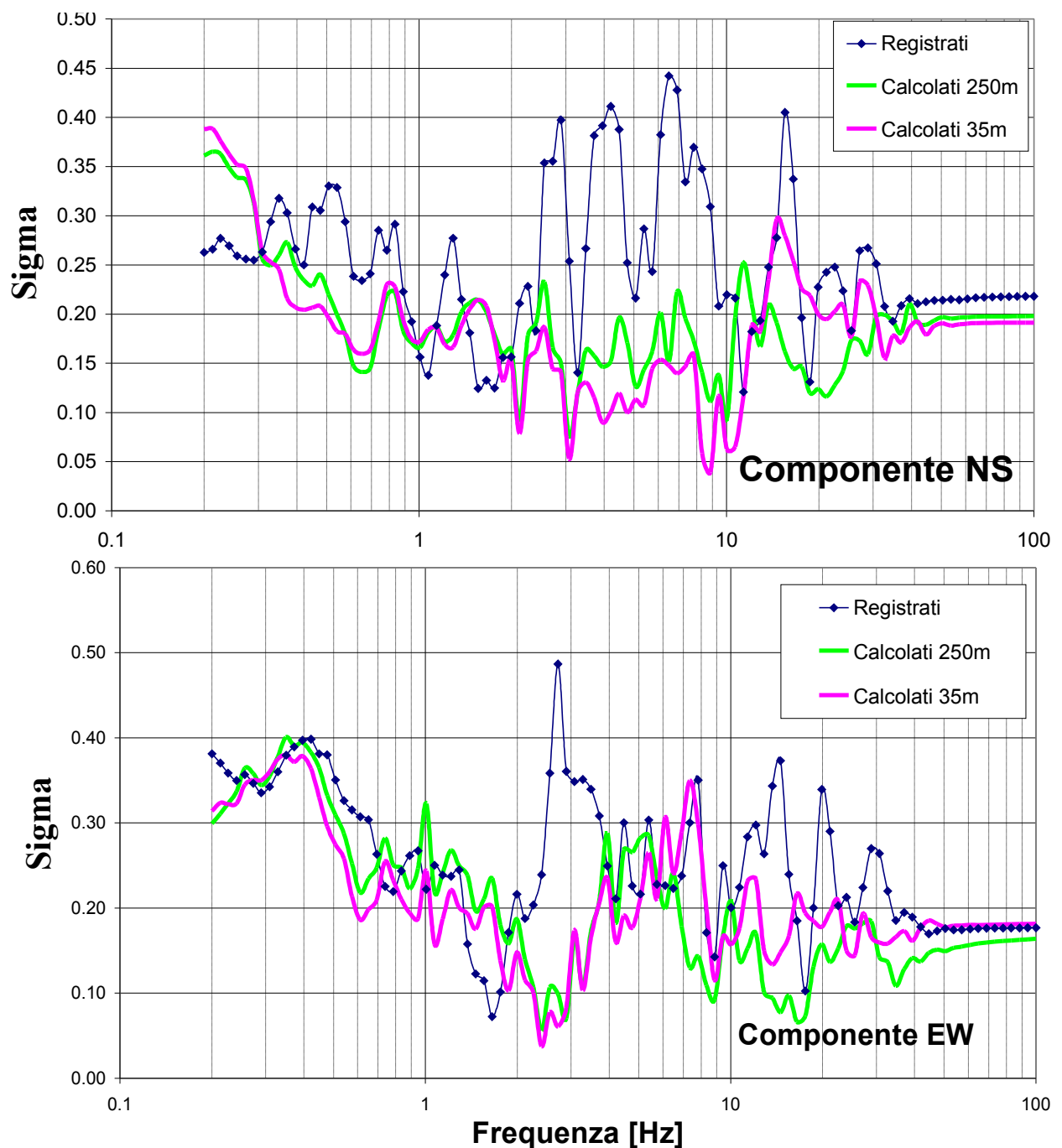


Figura 4.2.2-8 – Valori di deviazione standard, σ , di $AF(f)$ calcolati o ottenuti empiricamente utilizzando sette aftershock registrati in corrispondenza della chiesa

Nel corso dello studio sono stati effettuati alcuni tentativi di calibrare il modello utilizzando le registrazioni in corrispondenza della chiesa “deconvolute” alla profondità di 250m. Visto che l’approccio utilizzato non consente una vera e propria deconvoluzione di tipo elastico, è stata applicata una procedura di correzione spettrale di tipo diretto-iterativo, applicabile anche a mezzi con comportamento non lineare. Tali prove, tuttavia, non hanno condotto ad una migliore approssimazione del moto registrato in corrispondenza della scuola, e pertanto sono state sospese.

Infine i modelli sono stati utilizzati per analisi non lineari condotte secondo la metodologia enunciata da Bazzurro e Cornell (2004), applicando oltre 58 diversi accelerogrammi di input,

di cui 51 provenienti da un database di eventi strong-motion e sette costituiti dagli aftershock esaminati nel corso dello studio. I risultati consistono in funzioni di amplificazione (valori mediani +deviazione standard) ottenute per l'accelerazione massima al suolo (PGA) e per 20 diverse accelerazioni spettrali.

Nelle Figure da 4.2.2-9 a 4.2.2-12 sono presentati i valori mediani delle funzioni di amplificazione AF ottenuti raggruppando gli accelerogrammi per valori crescenti di PGA con i Modelli 2 e 3.

Le figure indicano l'effetto della non linearità dei terreni sul comportamento amplificativo prevedibile del sito. Nel caso del Modello 2, all'aumentare del livello accelerativo l'amplificazione tende a diminuire significativamente per valori di PGA superiori a 0,3g, mentre per valori inferiori la diminuzione, per quanto evidente, si mantiene a livelli moderati. D'altro canto nel caso del Modello 3 le variazioni di AF sono modeste anche per livelli accelerativi elevati. Questo è dovuto al fatto che riducendo la massa del terreno vengono a ridursi anche le deformazioni indotte dal moto sismico (vedi Figura 4.2.2-13), in accordo con quanto ci si può aspettare in una valle sepolta dove il deposito di terreno è confinato lateralmente da una formazione più rigida. Mentre un confronto diretto con modelli pluridimensionali aventi una legge costitutiva non lineare non è al momento disponibile, i risultati ottenuti nell'ambito di questo stesso progetto con metodologie bidimensionali, adottando il metodo lineare-equivalente, sembrano indicare che il Modello 3 potrebbe sottostimare gli effetti di non linearità del terreno. Il confronto con gli accelerogrammi sintetici sviluppati durante il progetto appare soddisfacente.

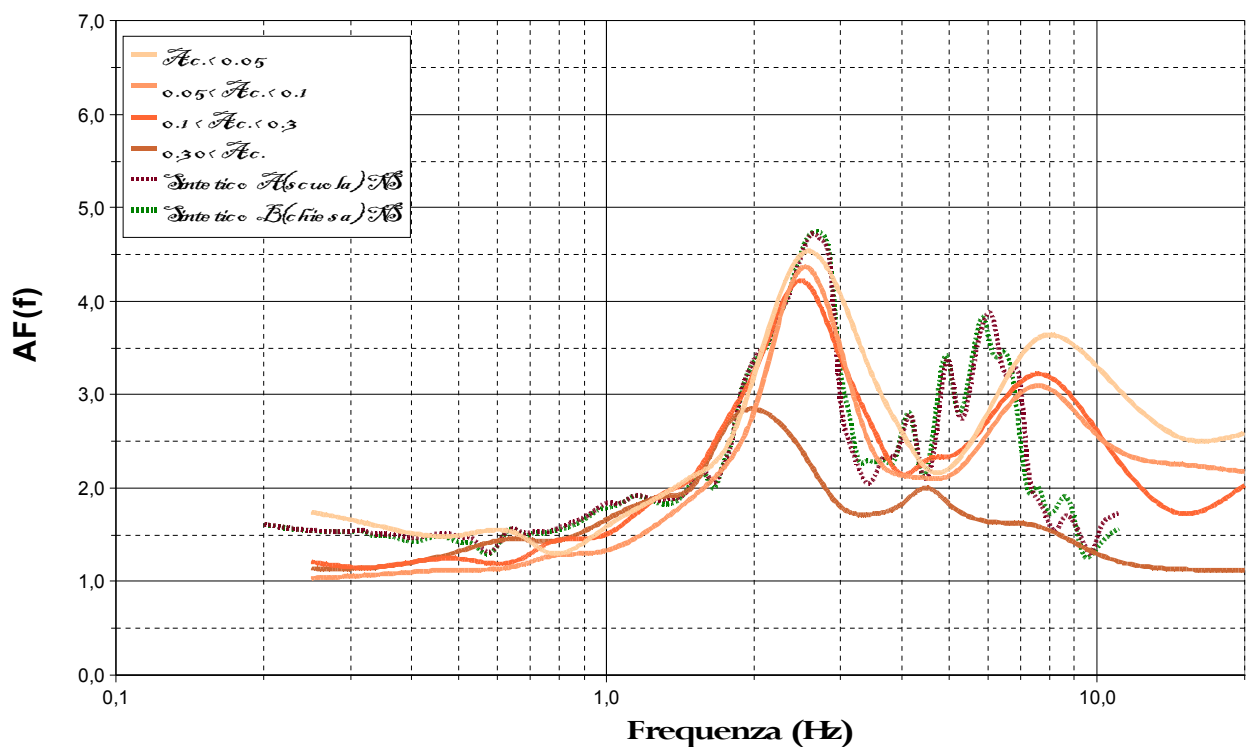


Figura 4.2.2-9 – Valori mediani di $AF(f)$ calcolati con il Modello 2 ($H=35m$) in direzione NS, e risultati ottenuti applicando in input un accelerogramma sintetico (evento del 31 ottobre, in corrispondenza della scuola).

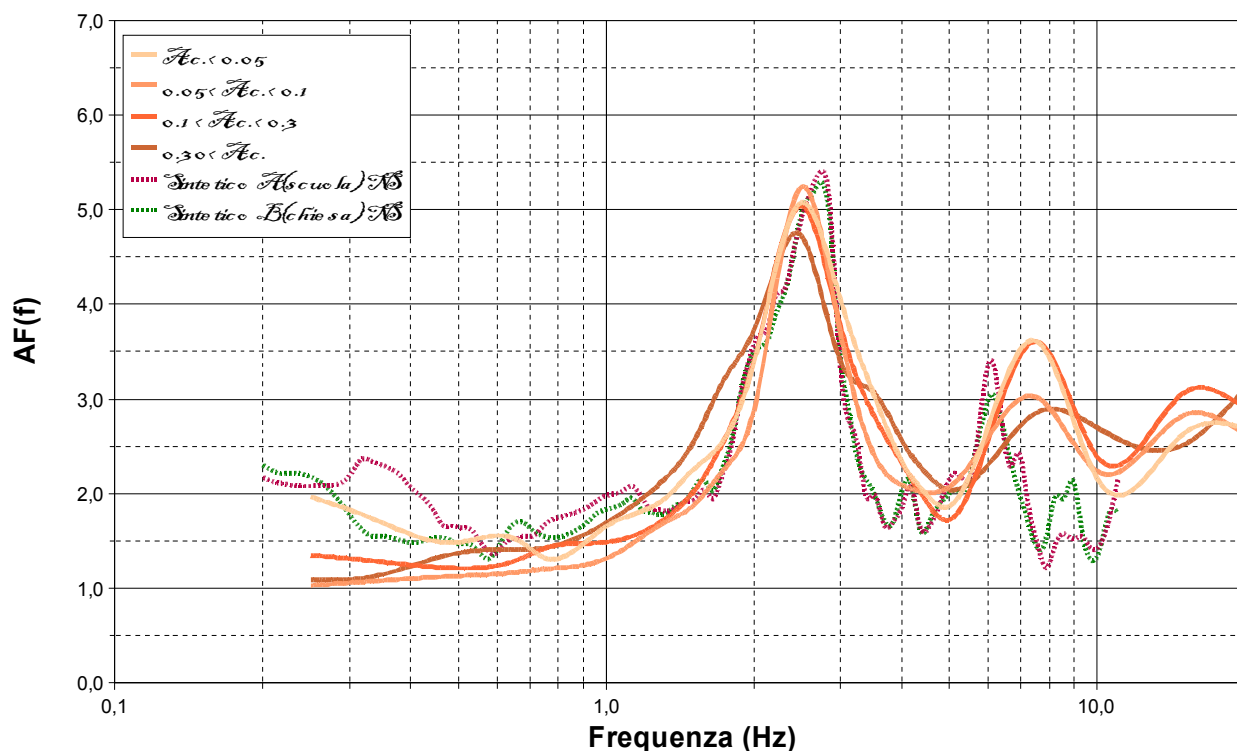


Figura 4.2.2-10 – Valori mediani di $AF(f)$ calcolati con il Modello 3 (H=250m) in direzione NS, e risultati ottenuti applicando in input un accelerogramma sintetico (evento del 31 ottobre, in corrispondenza della scuola).

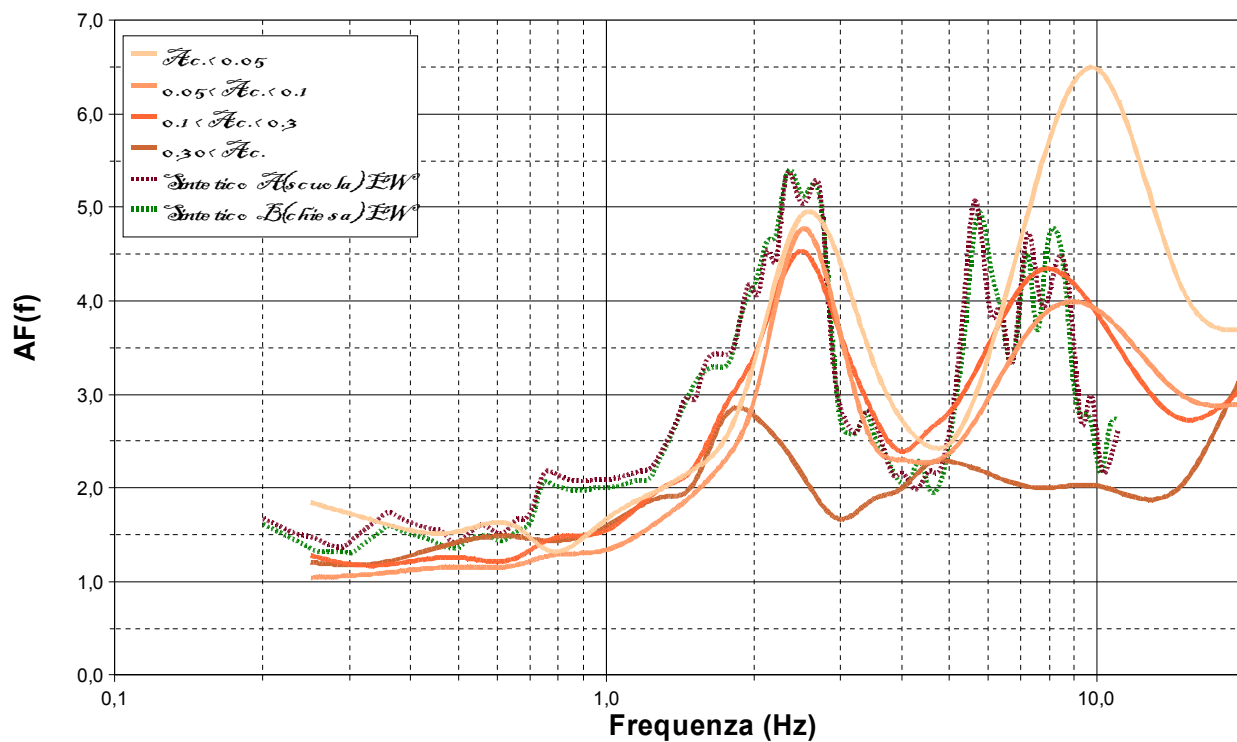


Figura 4.2.2-11 – Valori mediani di $AF(f)$ calcolati con il Modello 2 (H=35m) in direzione EW, e risultati ottenuti applicando in input un accelerogramma sintetico (evento del 31 ottobre, in corrispondenza della scuola).

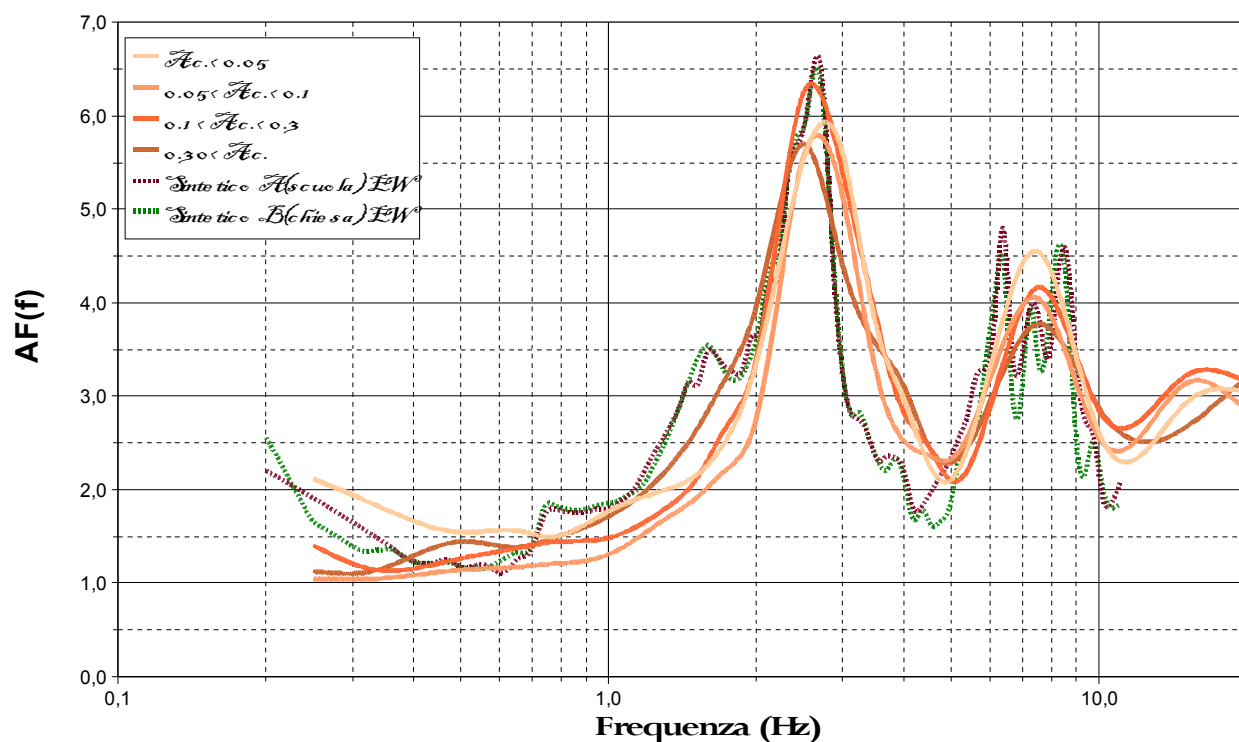


Figura 4.2.2-12 – Valori mediani di $AF(f)$ calcolati con il Modello 3 ($H=250m$) in direzione EW, e risultati ottenuti applicando in input un accelerogramma sintetico (evento del 31 ottobre, in corrispondenza della scuola).

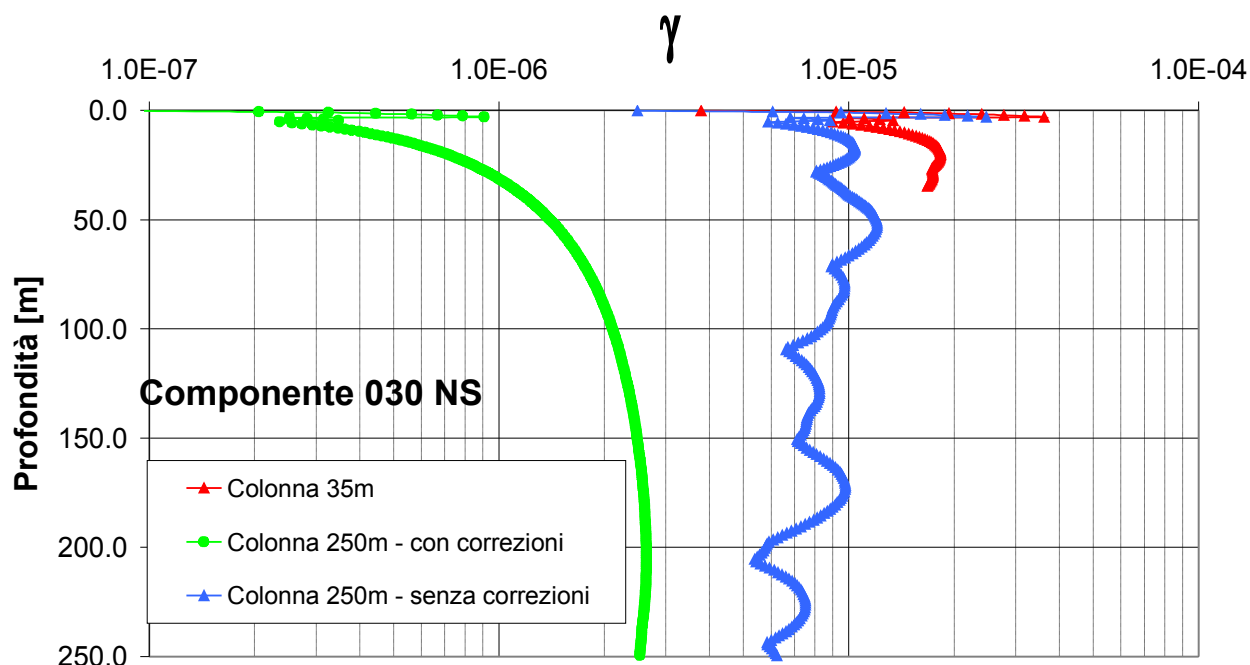


Figura 4.2.2-14 – Esempio di valori della massima deformazione di taglio ottenuta con i tre modelli applicando in input uno degli aftershock.

RIFERIMENTI

- Bazzurro, P., and C. A. Cornell (2004a), Ground-motion amplification in nonlinear soil sites with uncertain properties, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, no. 6, 2090–2109.
- Bazzurro, P., and C. A. Cornell (2004b), Nonlinear soil-site effects in probabilistic seismic-hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* 96, 2110–2123.
- Cornell, C.A. (1968), Engineering Seismic Risk Analysis, *Bullettin of Seismological Society of America*, Vol. 58, No. 5.
- Dafalias Y. F. (1986), Bounding Surface Plasticity, I. Mathematical Foundation and the concept of Hypoplasticity, *Journal of Engineering Mechanics, ASCE*, Vol. 112, No. 9.
- Gazetas G. (1991), Foundation vibrations, *Foundation engineering handbook – second edition*, Fang editor, Chapman & Hall.
- Li X.S., Wang, Z.L. and Shen C.K. (1992), SUMDES - A nonlinear procedure for response analysis of horizontally-layered sites subjected to multi-directional earthquake loading, *University of California at Davis*.
- Li X.S., Shen, C.K. and Wang Z.L. (1998), Fully coupled inelastic site response analysis for 1986 Lotung Earthquake, *J. Geotech. and Geoenviron. Engrg.*, ASCE, Vol. 124, No. 7, pp. 560-573.
- Mucciarelli M., Masi A., Gallipoli M. R., Harabaglia P, Vona M., Ponzo F., Dolce M. (2004), Analysis of RC Building Dynamic Response and Soil-Building Resonance Based on Data Recorded during a Damaging Earthquake (Molise, Italy, 2002), *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 94, No. 5, pp. 1943–1953,
- Pelli, F., P. Bazzurro, M. Mangini, and D. Spallarossa (2004), Probabilistic seismic hazard mapping with site amplification effects, in *Proc. of the 11th International Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Berkeley, California, 7-9 January 2004, Vol. 2, pp. 230-237.
- Pelli F., Mangini M., Bazzurro P. (2006a), A simplified approach for site amplification assessment in non-linear soil deposits, *Third International Symposium on “the Effects of Site Geology on Seismic Motion” – ESG 2006*, Grenoble.
- Pelli F., Mangini M., Bazzurro P., Eva C., Spallarossa D. and Barani S. (2006b), PSHA in Northern Italy accounting for non-linear soil amplification effects and epistemic uncertainty, *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*, Geneva, Switzerland.
- Wang Z. and Dafalias Y. F. (1990), Bounding Surface Hypoplasticity model for sands, *Journal of Engineering Mechanics, ASCE*, Vol. 116, No. 5.
- Zhang J., R.D. Andrus and C. H. Juang (2005), Normalized shear modulus and material damping ratio relationships, *Journal of Geotechnical and Geoenviron. Engineering*, ASCE, Vol. 131, No. 4, pp. 453-464.
- Vucetic M. e Dobry R., (1991), Effect of soil plasticity on cyclic response, *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, Vol. 117, No.1, pp.89-107.

4.3 ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE 2D

4.3.1 Modellazione agli elementi finiti

4.3.1.1 Modelli di sottosuolo

Come è noto (cfr. Deliverable D8), nell'area del centro urbano affiorano due formazioni geologiche principali (**Fig. 4.3.1a**): le marne argillose di Toppo Capuana ed il flysch di Faeto. Esse rappresentano le litologie principali dei modelli di sottosuolo presi in considerazione per le analisi di risposta sismica locale 2D; la **Fig. 4.3.1b** mostra il confronto tra le diverse ipotesi formulate sull'andamento del *bedrock* nel corso del progetto, qui identificate dalle denominazioni *Basin* (sinclinale), *Wedge* (sovrascorrimento) ed *Anvil* (doppia struttura a fiore)⁵. Si osservi che le sezioni A-A' e B-B', orientate lungo la direzione n344, sono parallele ma distanti circa 50m.

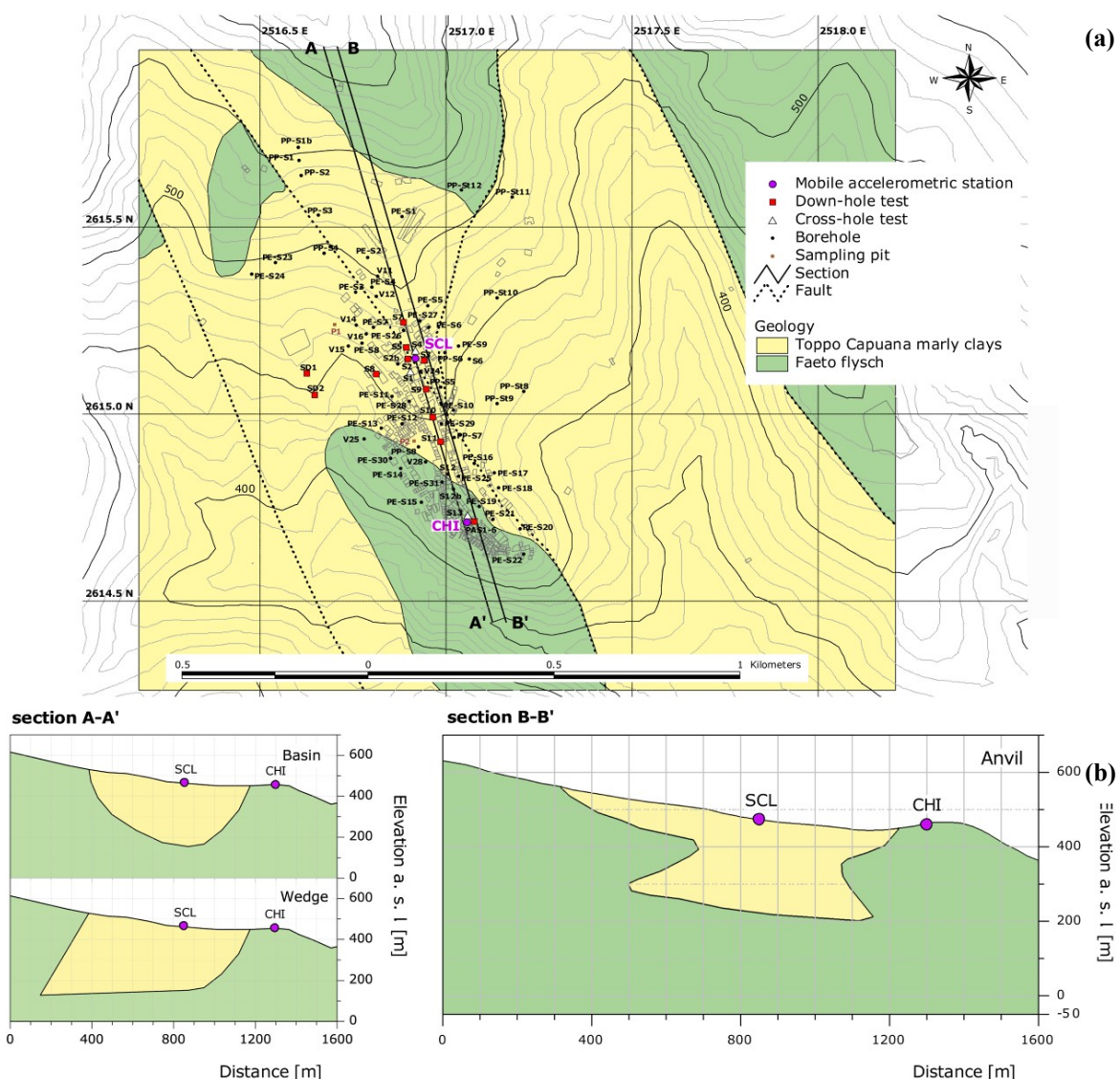


Fig. 4.3.1 - Carta geologica con ubicazione delle indagini (a) (da Puglia & Silvestri, 2007, modificata) e sezioni di riferimento per analisi 2D (b).

Le proprietà geotecniche delle marne argillose di Toppo Capuana sono state descritte nel

⁵ Le descrizioni dei primi due modelli sono contenute nel D8, mentre per il modello *Anvil* si veda il §3. Si noti che in esso il limite tra flysch ed argilla è spostato circa 100m più a N rispetto agli altri due casi.

dettaglio nel Deliverable D8, sia in base ai risultati delle indagini geofisiche in foro (di tipo *Down-Hole* e *Cross-Hole*), e sia, in laboratorio, grazie alle numerose prove di taglio torsionale ciclico (CTS) e di colonna risonante (RC). I dati mettono in evidenza caratteristiche di rigidità al taglio G_0 (ovvero V_s) e smorzamento D_0 dipendenti dalla mesostruttura delle argille, e in particolare dal loro grado di fessurazione (Silvestri *et al.*, 2006). Ciò ha condotto all'identificazione di tre diverse sub-unità: una coltre detritica (spessore medio nel centro urbano 2.5m), uno strato di argille avana alterate ed intensamente fessurate (in media 5m), ed un banco molto profondo di argille grigie compatte, con grado di fessurazione meno intenso. Per ognuno di tali terreni, dalla sintesi dei risultati delle prove DH e RC, sono stati ricavati i profili di V_s e V_p in funzione della profondità (**Fig. 4.3.2**); dall'insieme delle prove di laboratorio sono state ottenute le curve di variazione di rigidità normalizzata G/G_0 e smorzamento D con la deformazione γ (cfr. Deliverable D8).

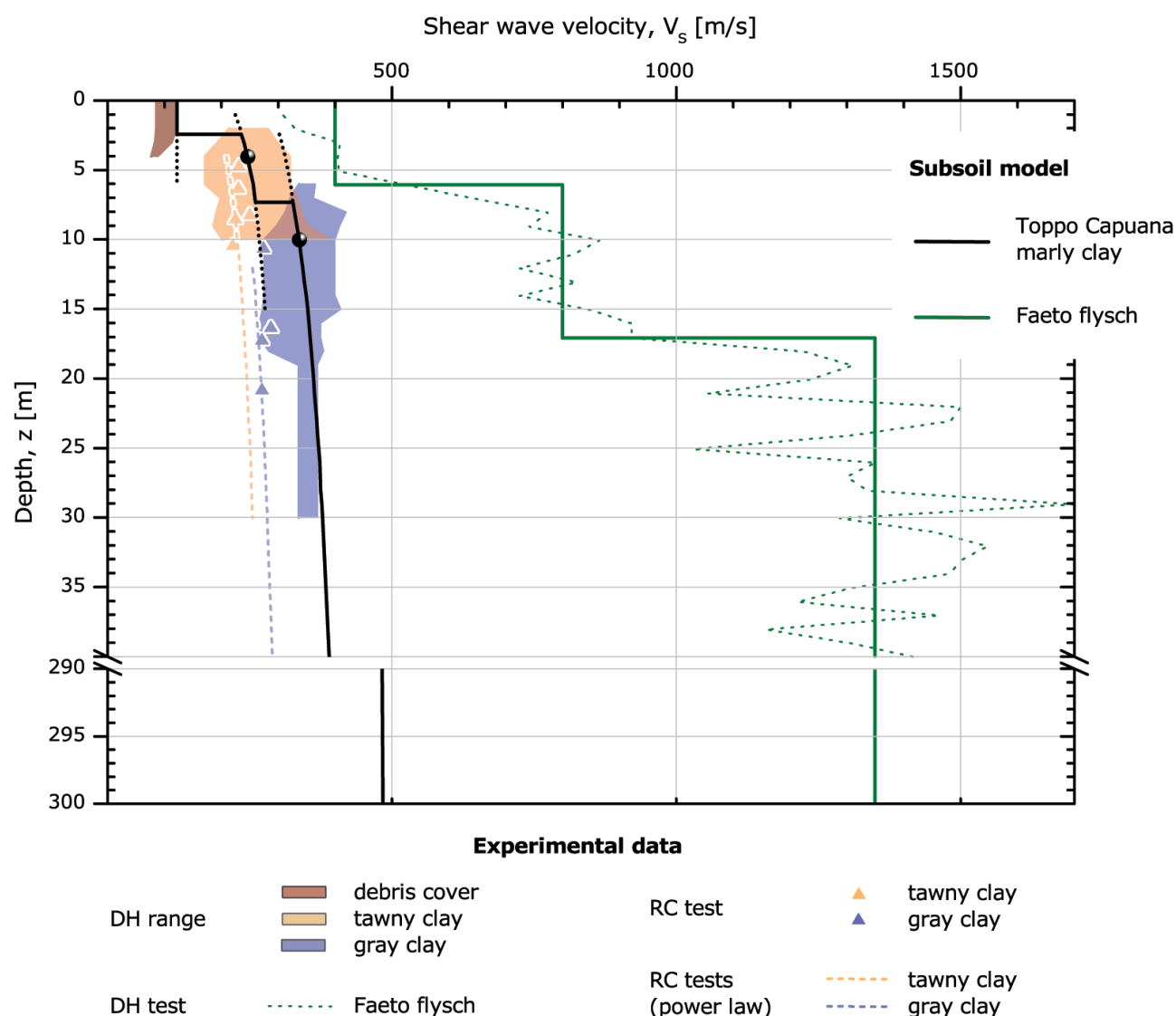


Fig. 4.3.2 - Profili di velocità delle onde di taglio nelle marne argillose di Toppo Capuana e nel flysch di Faeto (da Puglia *et al.*, 2007).

I profili di V_s e V_p per la formazione del flysch di Faeto (**Fig. 4.3.2**) sono stati definiti in base alla prova DH eseguita nei pressi del sito chiesa (PAS1-6 in **Fig. 4.3.1**)⁶.

⁶ I risultati di tale prova (linea tratteggiata verde in Fig. 4.3.2) sono stati acquisiti solo dopo la redazione del

Le caratteristiche di peso dell'unità di volume e di smorzamento per questa formazione, in mancanza di prove di laboratorio utili, sono state fissate in base ad indicazioni di letteratura. In virtù dei livelli energetici contenuti dell'intera crisi sismica, il comportamento del flysch nella modellazione 2D è stato considerato lineare.

Le **Tabelle 4.3.1-4** riportano le proprietà attribuite ai terreni secondo le diverse ipotesi adottate sull'eterogeneità delle due formazioni principali. Per contraddistinguere i modelli sono state adottate degli acronimi (HH, HO, OO) in cui il primo carattere è riferito all'argilla, mentre il secondo al flysch: tali caratteri indicano se la formazione è considerata eterogenea (H), oppure omogenea (O). Nelle ipotesi di formazione eterogenea, è stato considerato un modello di sottosuolo stratificato con spessori medi costanti degli strati.

Tab. 4.3.1 - Proprietà attribuite alla formazione delle marne argillose di Toppo Capuana (modelli HH e HO).

		H [m]	γ [kN/m ³]	V_s [m/s]	D_0 [%]	ν	V_p [m/s]
Toppo Capuana	marly clays						
	Debris cover	2.4 ⁷	19.6	122	3	0.493	1010
	Tawny clay	4.97	21.15	250	2.3	0.489	1700
	Grey clay 1	7.7		339		0.485	1970
	Grey clay 2	15		364		0.483	2000
	Grey clay 3	30		391		0.481	2050
	Grey clay 4	60		421		0.479	2100
	Grey clay 5	120	21.2	454	2.5	0.477	2160
	Grey clay 6	-		483		0.475	2210

Tab. 4.3.2 - Proprietà attribuite alla formazione del flysch di Faeto eterogeneo (modelli HH).

		H [m]	γ [kN/m ³]	V_s [m/s]	D_0 [%]	ν	V_p [m/s]
Faeto flysch	Flysch 1	6.0		400		0.456	1400
	Flysch 2	11	22.0	800	0.5	0.443	2500
	Flysch 3	-		1350		0.392	3200

Tab. 4.3.3 - Proprietà attribuite alla formazione del flysch di Faeto omogeneo (modelli HO).

	γ [kN/m ³]	V_s [m/s]	D_0 [%]	ν	V_p [m/s]
Faeto flysch	22.0	1350	0.5	0.392	3200

Tab. 4.3.4 - Proprietà attribuite al modello flysch omogeneo - argilla omogenea (OO).

	γ [kN/m ³]	V_s [m/s]	D_0 [%]	ν	V_p [m/s]
Toppo Capuana marly clay	21.2	440	2.5	0.477	2100
Faeto flysch	22.0	1350	0.5	0.373	3000

E' stato inoltre considerato un modello, denominato IDW, ottenuto stimando puntualmente, lungo la sezione n344, lo spessore delle formazioni di coltre detritica ed argilla avana, secondo il metodo dell'*Inverse Distance Weight* applicato alle numerose colonne stratigrafiche disponibili nell'area (Puglia & Silvestri, 2007). Nelle analisi FEM, per tutti i modelli con flysch stratificato (HH), l'input sismico orizzontale è stato preventivamente

Deliverable 8, e quindi non sono in esso riportati.

7 Nei modelli IDW gli spessori delle formazioni di coltre detritica ed argilla avana sono variabili.

sottoposto a deconvoluzione 1D al *bedrock* in modalità *outcrop* tramite il codice SHAKE.

4.3.1.2 Moto sismico di riferimento

Il moto sismico di riferimento per le simulazioni dello scenario del 31.X.2002 ($M_w=5.8$) è stato riprodotto mediante due segnali accelerometrici:

- il sismogramma sintetico del *mainshock* (**Fig. 4.3.3**) risultante delle simulazioni HIC sviluppate dall'UR1 (cfr. Franceschina *et al.*, 2006),
- l'*aftershock* di energia più elevata registrato al sito chiesa (12.XI.2002 am, $M_L=5.2$), scalato in base alle leggi di attenuazione regionali calibrate dall'UR1 sull'intera sequenza sismica molisana (**Fig. 4.3.4**).

Considerando per l'evento principale del 31.X.2002 una distanza ipocentrale di 20.4 km e una magnitudo locale $M_L=5.7$, le leggi di attenuazione regionali per le componenti orizzontali e verticali prevedono valori medi dell'accelerazione di picco rispettivamente pari a 0.076g e 0.0497g. Tali valori risultano circa un ordine di grandezza superiori a quelli massimi registrati nel sito chiesa durante l'*aftershock* di riferimento del 12.XI.2002 a.m., pari a 0.0094g in direzione approssimativamente EW (**Fig. 4.3.4a**) e 0.0042g in direzione verticale. I rapporti tra i valori citati corrispondono a fattori di scala di 8.1 (hz) e 11.77 (vert).

Gli spettri di risposta nelle **Figure 4.3.3a** e **4.3.4b** mostrano che i due segnali, soprattutto le componenti orizzontali proiettate lungo n344, hanno un contenuto in frequenza abbastanza ben confrontabile, almeno nella banda 0.1÷0.5 s (i.e. il campo dei periodi fondamentali tipici delle strutture del centro urbano). I parametri sintetici del moto sono invece piuttosto diversi (**Tab. 4.3.5**), in quanto l'accelerazione orizzontale di picco (a_{MAX}) è più elevata di circa il 20% per il *mainshock*, mentre la componente verticale e l'intensità di Housner (SI), calcolata nell'intervallo 0.1÷0.5s, sono maggiori per l'*aftershock* scalato. Si osservi inoltre che l'operazione di deconvoluzione comporta una riduzione a circa il 90% delle diverse grandezze rispetto a quelle omologhe in superficie.

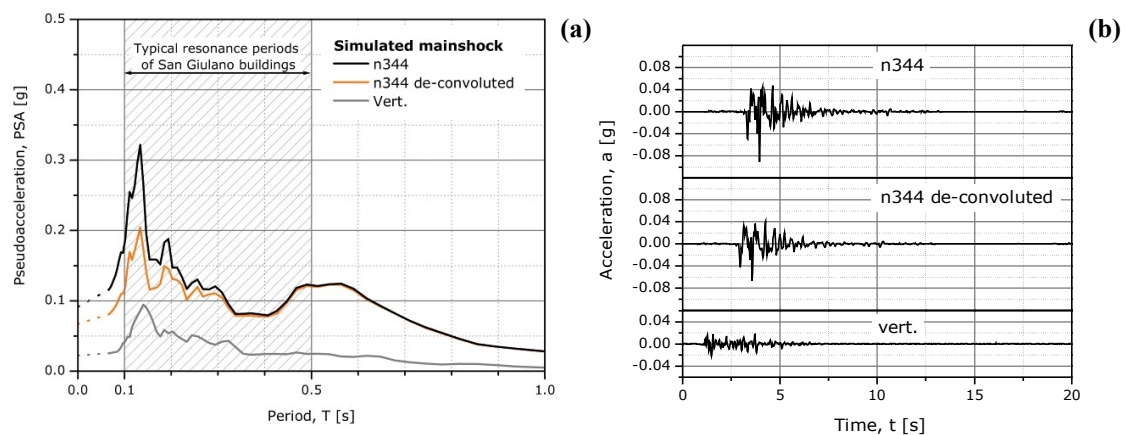


Fig. 4.3.3 - Spettri di risposta (a) e storie temporali (b) del *mainshock* simulato al sito chiesa.

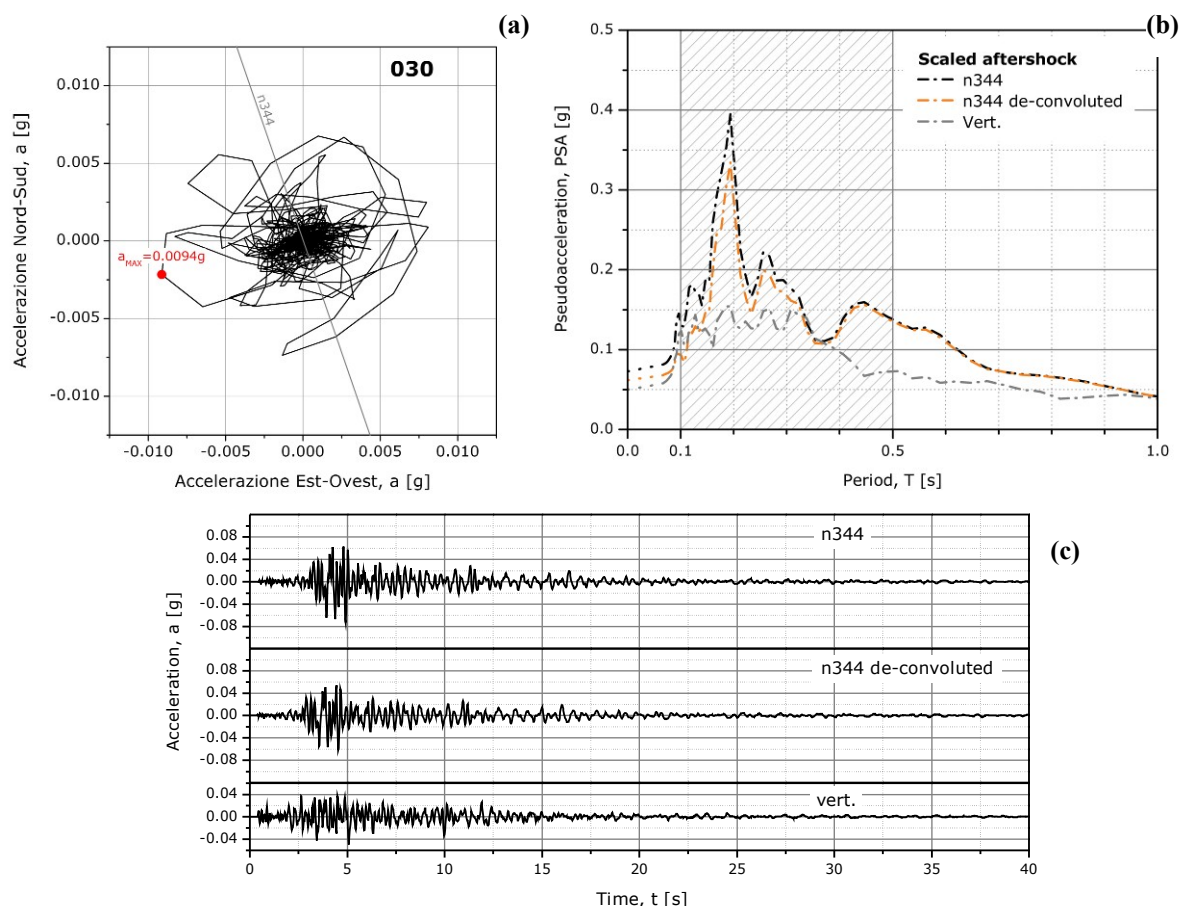


Fig. 4.3.4 - Diagramma polare della registrazione 12 novembre am ($M_L=5.2$) presso il sito chiesa (a); spettri di risposta (b) e storie temporali (c) dell'*aftershock* scalato.

Tab. 4.3.5 - Accelerazioni di picco e intensità di Housner degli input sismici usati nelle simulazioni.

	a_{MAX} [g]			SI [cm]		
	n344	n344D	vert.	n344	n344D	vert.
Mainshock simulato	0.0913	0.0669	0.0221	2.16	1.94	0.67
Aftershock scalato	0.0726	0.0617	0.0497	3.14	2.87	2.03

4.3.1.3 Risultati delle simulazioni FEM

Le simulazioni di scenario sono state eseguite con analisi lineari equivalenti 2D agli elementi finiti, in termini di tensioni totali, con il programma QUAD4M (Hudson et al., 1994). Tale codice è stato preferito al FLAC 5.0 (Itasca, 2005), che opera alle differenze finite con analisi non lineari, in virtù dell'assenza di fenomeni deformativi permanenti e di accumulo di pressioni interstiziali, limitando così gli oneri relativi alla discretizzazione dei domini d'analisi ed agli incrementi dei tempi di calcolo.

In QUAD4M i nodi della frontiera inferiore, assimilata ad un semispazio assorbente caratterizzato con smorzatori viscosi, sono soggetti al moto (sincrono) di riferimento definito mediante le componenti orizzontali e verticali. I nodi delle frontiere laterali sono invece riflettenti ed a spostamento verticale impedito. Ne è conseguita, nei tre modelli considerati, la necessità di estendere lateralmente (verso N e S) il dominio d'analisi per almeno 600m dal contatto flysch-argille, cioè circa il doppio dello spessore massimo della formazione argillosa. La **Figura 4.3.5** mostra il confronto tra le diverse ipotesi formulate nel corso del Progetto sull'andamento del *bedrock* (cfr. **Fig. 4.3.1**), a parità di caratteristiche attribuite alle formazioni (HO = marne argillose stratificate, flysch omogeneo). Il moto indotto in superficie

dal *mainshock* è sintetizzato attraverso profili orizzontali del fattore di amplificazione delle accelerazioni massime, rispetto al valore di riferimento calcolato al sito chiesa, in pratica coincidente con quello di input.

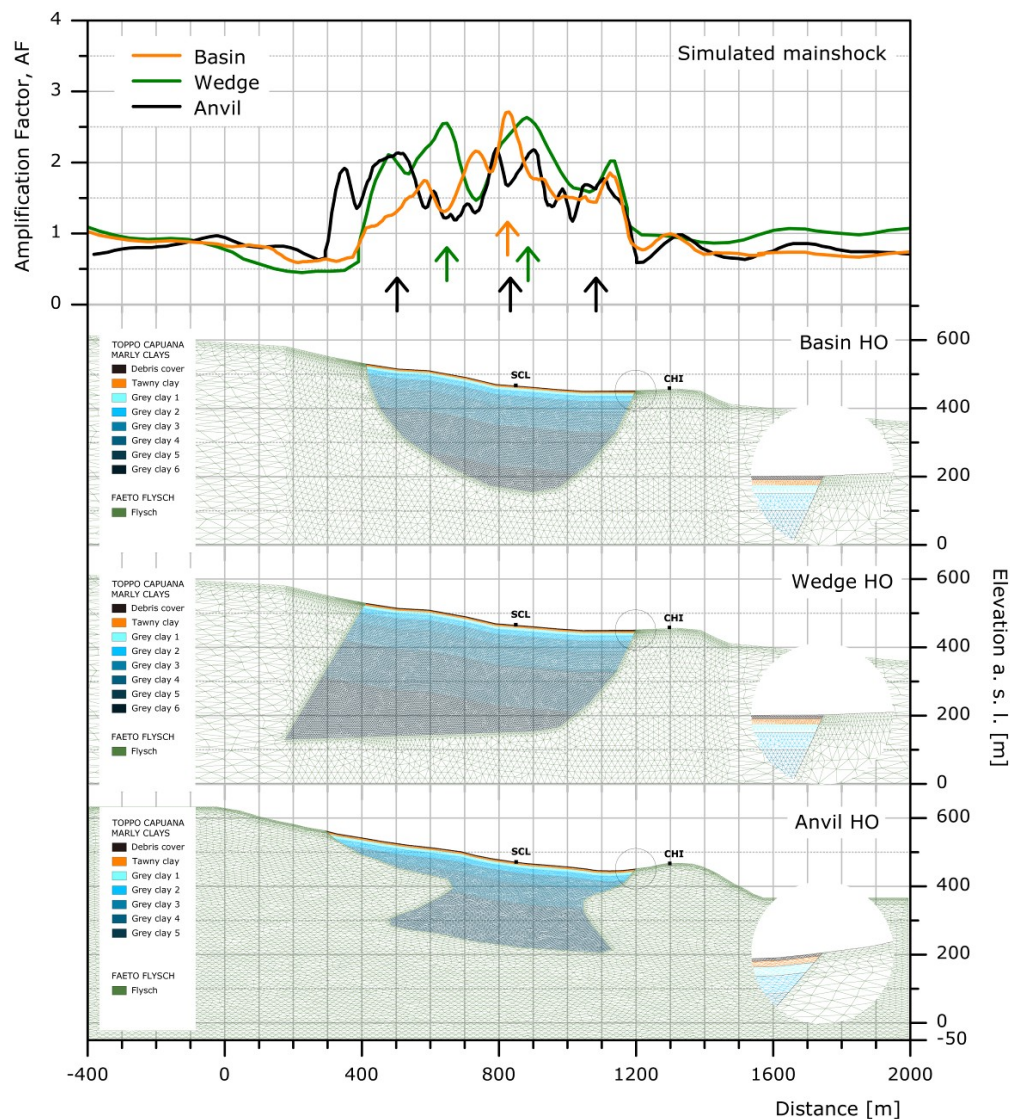


Fig. 4.3.5 - Influenza della geometria del contatto flysch-argille sulla risposta in superficie, espressa in termini di amplificazione delle accelerazioni massime rispetto al sito chiesa; le frecce indicano i punti di focalizzazione delle onde sismiche in superficie corrispondenti dai diversi modelli.

Il confronto mostra l'influenza della geometria profonda del substrato sulla distribuzione del moto sismico in superficie. In tutti e tre i casi, i risultati evidenziano forti amplificazioni in prossimità di entrambi i contatti superficiali tra flysch ed argille, in relazione all'elevato contrasto di impedenza sismica tra le formazioni. Il fattore di amplificazione, caratterizzato da forti oscillazioni lungo il profilo, è in ogni caso non superiore a 2.5, minore di quello, variabile tra 3 e 4, rilevato sperimentalmente negli *aftershocks* (cfr. § 4.1). Si osservi che il modello *Basin* mostra un unico punto di focalizzazione delle onde sismiche, in corrispondenza del sito scuola (freccia arancione); la geometria *Wedge* induce due picchi di amplificazione a N e S del sito scuola (frecce verdi); mentre l'*Anvil* ne ha tre, sia a N della scuola, sia in prossimità della stessa, sia a S non lontano dall'affioramento del flysch (frecce nere).

In **Figura 4.3.6** sono messe a confronto la risposta in superficie del modello *Anvil* al

mainshock simulato (linee continue), e quella all'*aftershock* scalato (linee tratteggiate). I risultati sono espressi in termini di a_{MAX} (linee rosse e scale sulla destra) e di SI (linee nere e scale a sinistra). Si osservi che gli andamenti delle due grandezze sono, caso per caso, analoghi (con maggiore irregolarità per a_{MAX}), e che i rispettivi valori sono tendenzialmente maggiori, di circa il 50%, per l'*aftershock* simulato. L'ampiezza del moto in superficie è quindi da porre maggiormente in relazione con l'intensità spettrale che non con le accelerazioni di picco dei segnali sismici utilizzati.

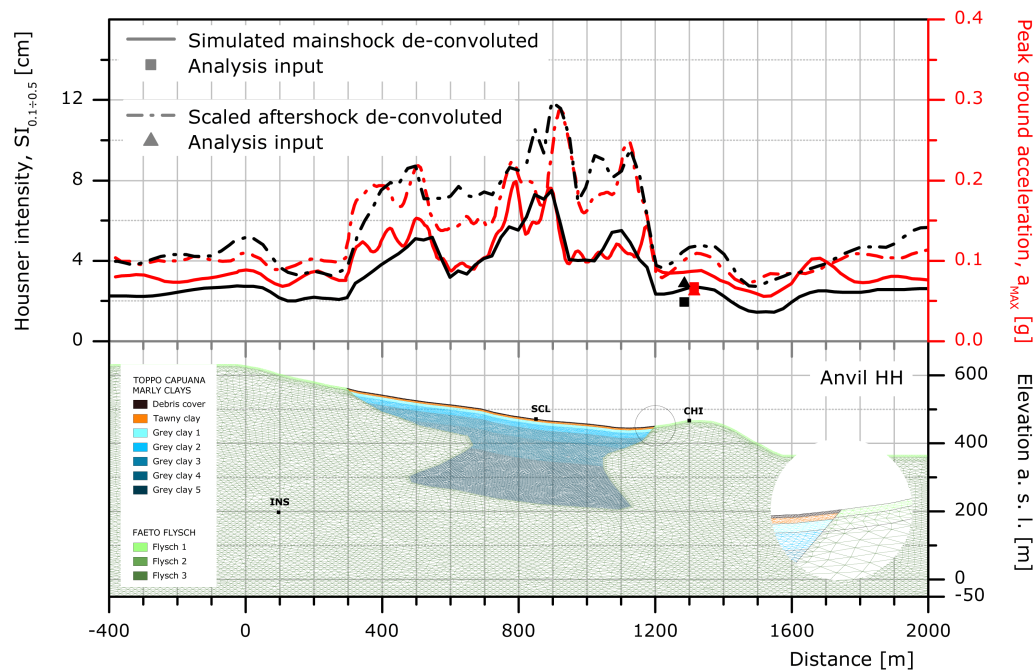


Fig. 4.3.6 - Risposta del modello *Anvil* HH ai due segnali sismici considerati.

Per entrambi gli *input* sismici, i rapporti spettrali SSR (Fig. 4.3.7a) e HVSr (Fig. 4.3.7b) calcolati nelle analisi sono stati raffrontati alle rispettive versioni registrate (cfr. § 4.1.2).

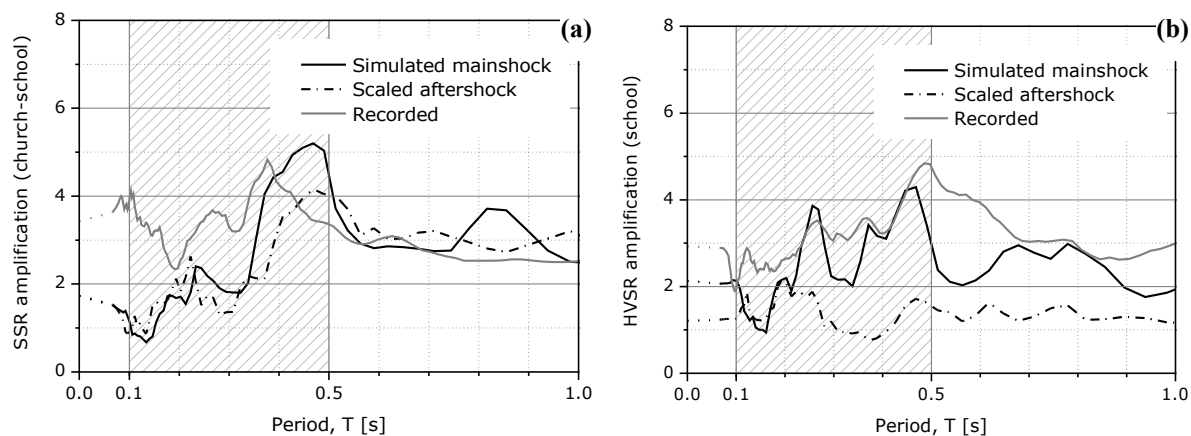


Fig. 4.3.7 - Rapporti spettrali SSR tra i siti chiesa e scuola (a) e HVSr al sito scuola (b) calcolati sulla base del modello *Anvil* HH e registrati.

La risposta del modello sembra riprodurre adeguatamente le amplificazioni osservate nel campo dei periodi d'interesse del costruito, soprattutto nel caso del *mainshock* simulato; la simulazione delle caratteristiche del moto ad alte frequenze (i.e. oltre i 5Hz) appare meno soddisfacente, a causa presumibilmente di inevitabili limitazioni nella discretizzazione degli strati più deformabili in superficie.

La **Figura 4.3.8** mostra il confronto, in termini di intensità di Housner, tra differenti caratterizzazioni meccaniche delle formazioni di marne argillose e flysch, usando come input sismico il *mainshock* simulato. Si noti che l'ipotesi IDWHO rappresenta la previsione complessivamente più cautelativa del moto in superficie; mentre il modello flysch omogeneo – argilla omogenea (OO), adoperato tra l'altro dall'UR3 (OGS) per le analisi 3D, si contraddistingue dagli altri per stime visibilmente più basse di SI lungo il deposito di marne argillose. Un comportamento analogo è già stato osservato da Puglia *et al.* (2007) in merito alla risposta dei modelli *Basin* e *Wedge* agli *aftershock* del 12.XI.2002 a.m. ($M_L=5.2$) e 2.XII.2002 ($M_L=4$).

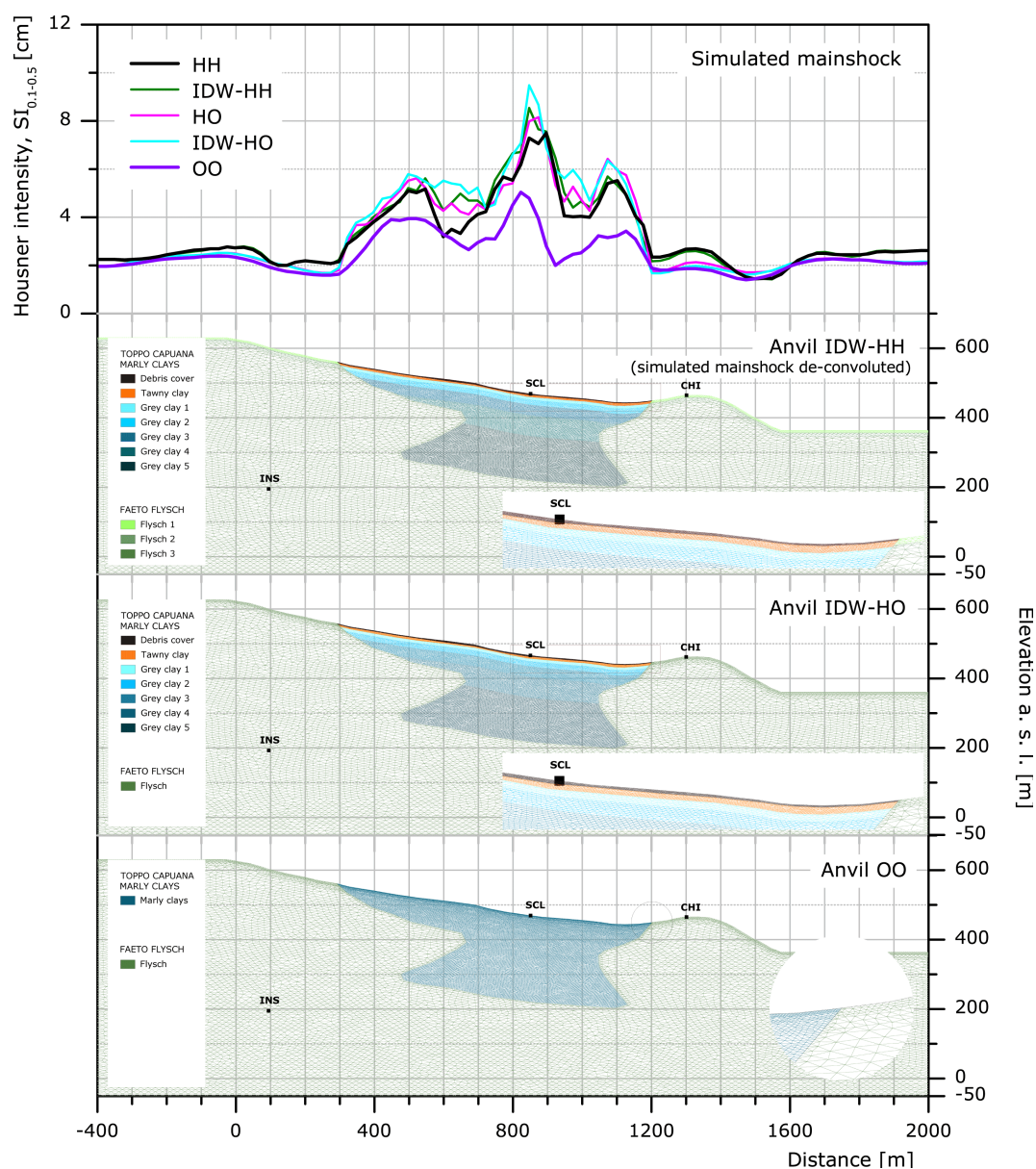


Fig. 4.3.8 - Influenza della caratterizzazione meccanica per il modello *Anvil* sulla risposta in superficie in termini di intensità di Housner (i modelli *Anvil* HH ed HO sono riportati nelle Figure 4.3.5-6).

In **Figura 4.3.9**, insieme alle registrazioni, sono mostrati i rapporti spettrali SSR ed HVSR

ottenuti dalle simulazioni numeriche per le diverse caratterizzazioni meccaniche del modello *Anvil*. Dal confronto si evince il comportamento relativamente soddisfacente di tutti i modelli nell'individuazione delle frequenze maggiormente amplificate, benché le ampiezze corrispondenti non siano sempre riprodotte con altrettanta accuratezza. Ancora una volta, le simulazioni sembrano però non riprodurre adeguatamente l'amplificazione SSR registrata alle alte frequenze ($T < 0.2s$), mentre l'accordo è migliore per i rapporti HVSR.

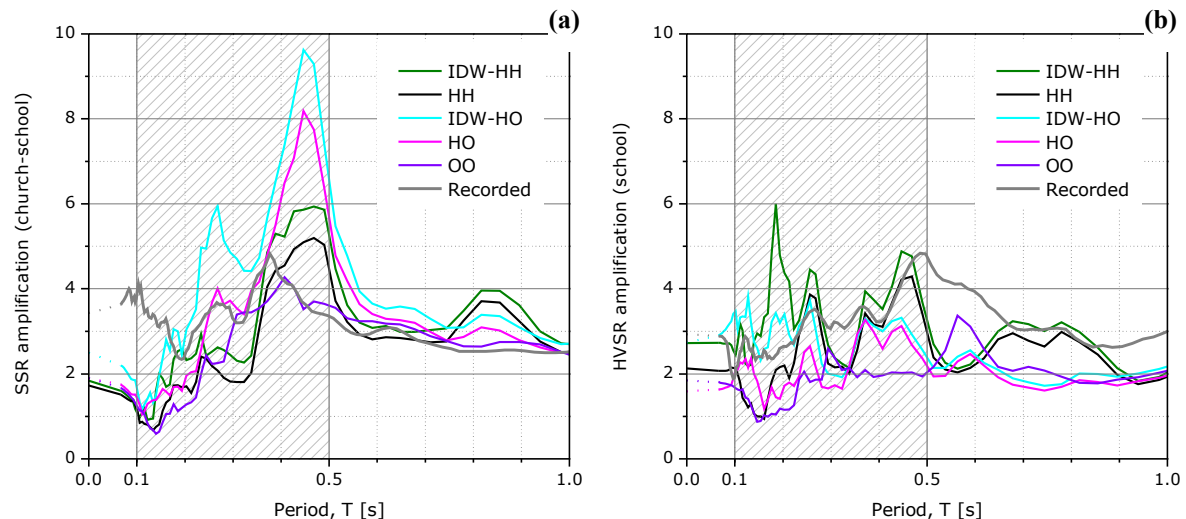


Fig. 4.3.9 - Rapporti spettrali SSR tra i siti chiesa e scuola (a) e HVSR al sito scuola (b) indotti dal *mainshock* simulato sulla base del modello *Anvil*.

Bibliografia (§4.1 e §4.3)

Baranello S., Bernabini M., Dolce M., Pappone G., Roskopf C., Sanò T., Cara P.L., De Nardis R., Di Pasquale G., Goretti A., Gorini A., Lembo P., Marcucci S., Marsan P., Martini M.G., Naso G. (2003) *"Rapporto finale sulla Microzonazione Sismica del centro abitato di San Giuliano di Puglia"*. Dipartimento di Protezione Civile, Roma.

Costanzo A., D'Onofrio A., Lanzo G., Pagliaroli A., Penna A., Puglia R., Santucci De Magistris F., Sica S., Silvestri F. and Tommasi P. (2007) *"Seismic Response of Historical Centres in Italy: Selected Case Studies"*, IV International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Thessaloniki, Greece.

Dolce M., Masi A., Samela C., Santarsiero G., Vona M., Zuccaro G., Cacace F. and Papa F. (2004) *"Esame delle caratteristiche tipologiche e del danneggiamento del patrimonio edilizio di San Giuliano di Puglia"*, XI National Conference "L'ingegneria Sismica in Italia", Genova (in Italian). ANIDIS, Roma.

Hudson M., Idriss I.M. and Beikae M. (1994) *"QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base"* Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, Davis California.

Itasca Consulting Group (2005) *"Flac 5.0 USER'S Manual"*, Minneapolis, Minnesota.

Mucciarelli M., Masi A., Vona M., Gallipoli M. R., Harabaglia P., Caputo R., Piscitelli S., Rizzo E., Picozzi M., Albarello D. and Lizza C., *"Quick survey of the possible causes of damage enhancement observed in San Giuliano after the 2002 Molise, Italy seismic sequence"*, Imperial College Press,

Journal of Earthquake Engineering, 7, Issues 4, 599–614, 2003.

Puglia R., Lanzo G., Pagliaroli A., Sica S. and Silvestri F. (2007) “*Ground motion amplification in San Giuliano di Puglia (Southern Italy) during the 2002 Molise earthquake*”, IV International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Thessaloniki, Greece, paper no. 1611.

Puglia R. & Silvestri F. (2007) “*Analisi di Risposta Sismica Locale del Centro Urbano di San Giuliano di Puglia (CB)*”, Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica (IARG) 2007, Salerno, Italy.

SeismoSoft (2004) “*SeismoSignal - A computer program for signal processing of strong-motion data*” [online]. Available from URL: <http://www.seismosoft.com> .

Silvestri F., Vitone C., d’Onofrio A., Cotecchia F., Puglia R. and Santucci de Magistris F. (2006) “*The influence of meso-structure on the mechanical behaviour of a marly clay from low to high strains*”, Symposium to celebrate Prof. Tatsuoka's 60th birthday, Roma, Italy.

4.3 Analisi della risposta sismica locale 3D

Klin P. e E. Priolo (UR3)

Per le simulazioni numeriche 3D è stata considerata una porzione ristretta del modello di lato circa 1 km centrata sull'abitato di S. Giuliano (cfr. Cap. 3).

La procedura di simulazione consiste in due fasi: a) calcolo della risposta (Green's functions) sulla superficie topografica del modello ad un'eccitazione impulsiva imposta alla base del modello; b) convoluzione temporale della risposta con il sismogramma di riferimento. Per questo studio è stato usato come sismogramma di riferimento il sismogramma sintetico calcolato dall'UR1 per la scossa principale M5.8 del 31.10.2002.

Metodo numerico - Le simulazioni sono state eseguite mediante un codice parallelo (FPS3D_Topo_MPI) interamente sviluppato dall'UR3 che permette di risolvere la propagazione delle onde sismiche in un mezzo tridimensionale viscoelastico isotropo eterogeneo e di considerare modelli di sorgente sismica estesa (Klin et al., 2004). Durante il progetto S3, all'interno di questo codice è stata implementata la risoluzione della superficie topografica irregolare. Il codice coniuga l'accuratezza del metodo pseudospettrale e la semplicità della griglia strutturata e richiede risorse di calcolo relativamente ridotte rispetto ad altri approcci di modellazione 3D. Ogni esecuzione sul modello di questo studio ha richiesto 5 h di calcolo su 4 processori AMD Opteron di un computer parallelo SunFire X4600.

Il codice si basa sul metodo pseudo-spettrale di Fourier 3D (Reshef et. al. 1988) implementato su griglie sfalsate (Özdenvar and McMechan, 1996) per migliorarne l'accuratezza. Il mezzo nel quale le onde sismiche vengono propagate è definito nei termini di velocità delle onde di compressione e di taglio (V_p e V_s , rispettivamente), della densità (ρ) e dell'attenuazione anelastica (espressa con i fattori qualità Q_p e Q_s , rispettivamente per i due modi di propagazione). L'attenuazione anelastica viene simulata con il modello meccanico noto come *standard linear solid* (SLS) generalizzato che permette di definire l'attenuazione dipendente dalla frequenza delle onde sismiche (Carcione et al. 1988). In questo studio sono stati definiti Q_p e Q_s uguali tra loro e indipendenti dalla frequenza.

Il dominio nel quale viene risolta l'equazione d'onda consiste in un parallelepipedo rettangolare con le condizioni di superficie libera imposte sul lato superiore. Nelle simulazioni è stata considerata la topografia irregolare. Gli altri lati del parallelepipedo rettangolare sono terminati con uno strato nel quale le onde sismiche vengono completamente attenuate utilizzando la tecnica *Perfectly Matching Layers* (PML) al fine di evitare gli effetti di bordo (Festa e Nielsen, 2003).

La cinematica della sorgente sismica è rappresentata in generale da una superficie di faglia piana sulla quale si ha una distribuzione casuale auto-simile della dislocazione sismica definita secondo il modello k^2 (Herrero and Bernard, 1994), e da un fronte di rottura che si propaga lungo la superficie di faglia con velocità costante. In questo studio dedicato alla risposta sismica locale, il campo d'onda sismico è stato eccitato attraverso un'onda piana impulsiva applicata alla base del modello. Il sismogramma in superficie corrispondente al terremoto è ottenuto, come già detto, attraverso convoluzione temporale della risposta impulsiva con il sismogramma di riferimento, che per questo studio è rappresentato dal sismogramma sintetico calcolato dall'UR1 per la scossa principale M=5.8 del 31.10.2002.

Nel modello costruito per questo studio 3D si è scelto di mantenere per le litologie

proprietà omogenee in mancanza di informazioni ben vincolate sul loro andamento in profondità. La scelta dei valori dei parametri (Tab. 1) è stata fatta, per le unità litologiche affioranti in superficie (TC e FF) considerando i dati resi disponibili dal progetto stesso, mentre per le due unità litologiche sepolte si sono considerate leggi empiriche (Brocher, 2005). I valori dei parametri sono quelli già indicati in Tab. 3.0.1 La frequenza massima di ricostruzione del segnale è di circa 8 Hz. La discretizzazione spaziale corrispondente è stata di 10 m.

Risultati - I risultati delle simulazioni sono rappresentati principalmente come valori di accelerazione di picco, intensità di Housner e rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento (chiesa) e sono visualizzati sia come mappe che lungo profili orizzontali. La Fig. 4.3.1 mostra la mappa dell'area studio con la sezione della struttura del modello lungo il profilo AA' lungo il quale sono state effettuate le modellazioni 2D dalle UR2 e UR7 (cfr. Cap. 4.3). Nella mappa sono inoltre indicate le posizioni di quattro siti presso cui sono stati estratti i sismogrammi calcolati con queste simulazioni 3D. I siti sono rispettivamente la chiesa (C), la scuola (S), un sito al centro della vasta area di frana ad est di S. Giuliano (F) (cfr. Fig. 3.0.2) e un sito ubicato tra la chiesa e la scuola (E).

La Fig. 4.3.2 mostra la distribuzione dell'accelerazione di picco (PGA) orizzontale (massimo tra le due componenti) e verticale calcolata nell'area studio. Si riconoscono due aree distinte di massimo scuotimento rispettivamente per la componente orizzontale e verticale. La prima è ubicata in corrispondenza della vasta area di frana a est di S. Giuliano ed è indicata dal sito F in Fig. 4.3.1, mentre la seconda si trova in un'area a metà strada tra la chiesa e la scuola Giuliano ed è indicata dal sito E nella medesima figura. In entrambi i casi la litologia è caratterizzata dalla formazione delle argille Toppo Capuana, tuttavia tra le due aree variano notevolmente gli spessori di questa unità che sono massimi in corrispondenza dell'area di frana (ca. 300 m) e relativamente ridotti nell'area E. In quest'area, in particolare, l'amplificazione verticale è dovuta all'intrappolamento del campo d'onda all'interno del pacco di argille il cui spessore si riduce progressivamente in direzione da nord a sud. La struttura del modello lungo il profilo AA' mostrata in Fig. 4.3.1 definisce molto chiaramente questa situazione. Sulle mappe si distingue anche nettamente il differente livello di ampiezza calcolato sulle argille rispetto alla formazione del Faeto. I valori di accelerazione massimi eccedono il valore di 0.8 g per la componente orizzontale e di 0.7 g per quella verticale.

La Fig. 4.3.3 mostra la distribuzione dell'intensità di Housner modificata (SI), calcolata per periodi compresi tra 0.125 s e 1.0 s., come concordato all'interno del progetto. Si nota anche in questo caso una distribuzione dell'amplificazione simile al PGA. I valori di SI si avvicinano a 70 cm e 50 cm rispettivamente per la componente orizzontale e verticale. L'amplificazione relativa a un sito di riferimento è mostrata in Fig. 4.3.4, dove è raffigurato il valore del rapporto spettrale tra le intensità di Housner calcolate rispetto al sito della chiesa. I valori massimi di amplificazione relativa sono prossimi a 2 e si riconosce un'area diffusa caratterizzata da amplificazioni pari o superiori a circa 1.5.

La Fig. 4.3.5 illustra la distribuzione dello scuotimento lungo il profilo AA'. Si riconosce il forte lobo di amplificazione in corrispondenza del deposito di argille. Sul lato sud del deposito, l'amplificazione cresce repentinamente passando dal Faeto alle argille, soprattutto nella componente verticale. Il massimo livello di scuotimento si trova nell'area compresa tra la linea di faglia sepolta (ascissa corrispondente a circa 500 m nel profilo) e lo spessore massimo del deposito (ca. ascissa a circa 600-700 m lungo il profilo). Sia dalle mappe precedenti sia da questo profilo si nota che la scuola sta in un'area di amplificazione media rispetto alla chiesa, ma ben fuori dal lobo massimo.

La Fig. 4.3.6 mostra infine i sismogrammi calcolati presso i quattro siti già descritti e indicati in Fig. 4.3.1. Si nota che i valori di massima accelerazione tra questi quattro siti sono ottenuti presso il sito F per la

componente orizzontale (0.82 g) e presso il sito E per quella verticale (0.75 g). E' chiaramente visibile la diversa risposta di tutti i siti posizionati sulle argille rispetto al sito chiesa, ma in particolare si riconosce una serie persistente di cicli di vibrazione a frequenza di circa 2 Hz nella componente NS del sismogramma calcolato presso la scuola.

Le simulazioni 3D realizzate in questo studio mostrano, in conclusione, l'esistenza di importanti effetti tri-dimensionali nella risposta sismica dell'area di S. Giuliano, dovuti principalmente a due fattori: la presenza dei depositi argillosi della formazione Toppo Capuana sopra o a contatto laterale con la formazione del Faeto, e la presenza di discontinuità strutturali anche al di sotto della superficie topografica. I valori di accelerazione e le amplificazioni calcolate si correlano bene, ad una prima, rapida analisi visiva al danno osservato in occasione del terremoto del 31.10.2002. Questo studio dimostra infine che, anche in assenza di dati strutturali dettagliati, partendo da uno schema interpretativo cinematico-strutturale e utilizzando i risultati di una serie di indagini geofisiche mirate (come quelle gravimetrica, tomografica) abbinati a un rilievo accurato della geologia di superficie e a dati geotecnici superficiali, si è in grado di definire un modello strutturale 3D originale e dettagliato. Inoltre, le simulazioni numeriche 3D permettono di riprodurre una complessità della risposta sismica difficilmente ottenibile con altri approcci.

Bibliografia

- Brocher, T.M. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the Earth's crust. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95(6), 2081-2092.
- Carcione J.M., Kosloff D., Kosloff R., 1988. Wave propagation in a linear viscoelastic medium. *Geophys. J. Int.*; 95: 597-611.
- Herrero A., and Bernard P. 1994. A kinematic self-similar rupture process for earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1216-1228.
- Klinc P., Priolo E., Vuan A., 2004. Numerical modeling of strong ground motion using 3D geo-models. *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper 920.*
- Festa G. and Nielsen S., 2003. PML Absorbing Boundaries. *Bull. Seismol. Soc. Am.*; 93: 891-903.
- Reshef M, Kosloff D, Edwards M, Hsiung C., 1988. Three-dimensional modeling by the Fourier method, *Geophysics* 53; 1184-1193.
- Özdenvar T. and McMechan G.A., 1996. Causes and reduction of numerical artifacts in pseudo-spectral wavefield extrapolation, *Geophys. J. Int.*; 126: 819-828.

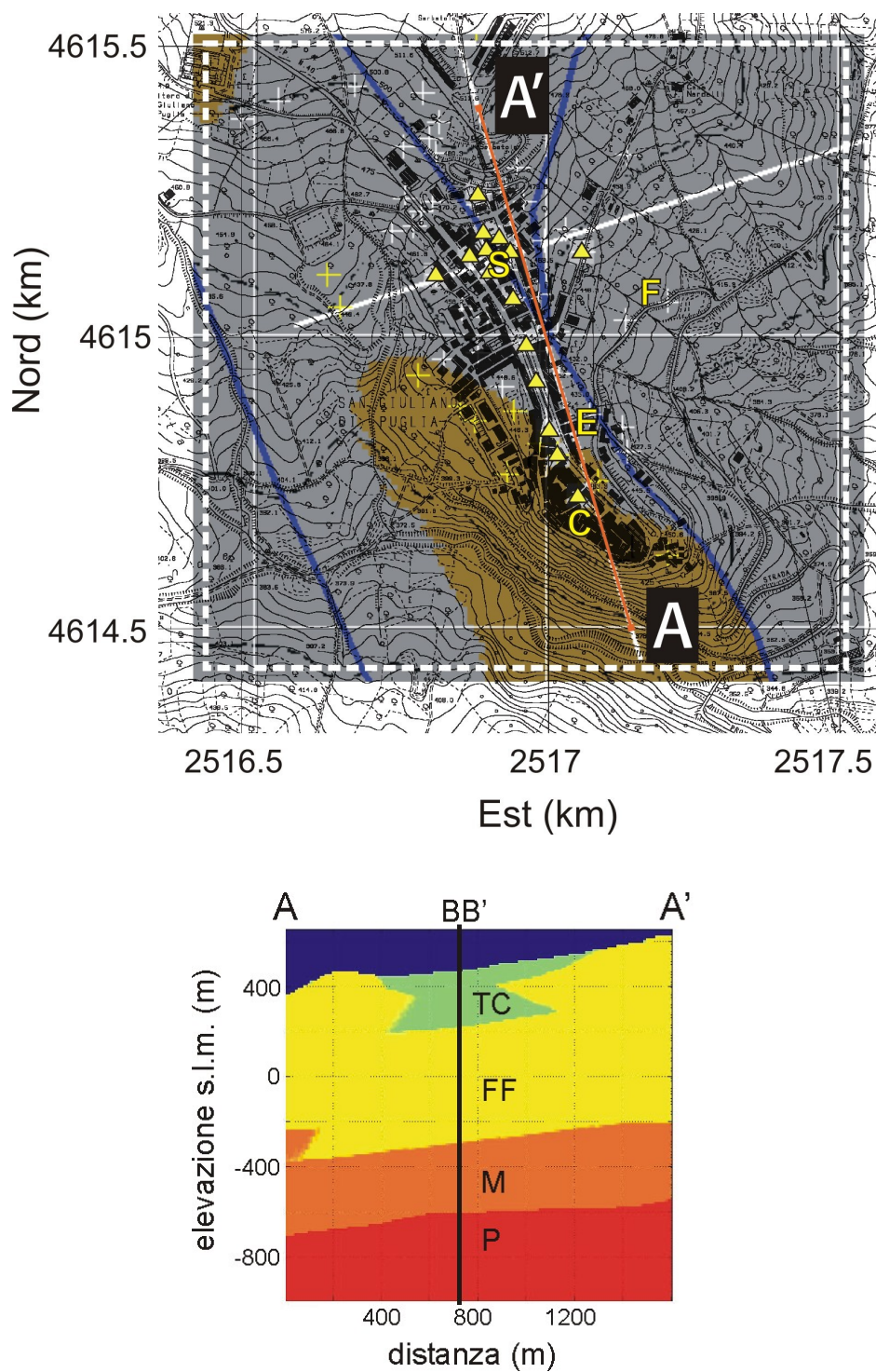


Figura 4.3.1 – In alto: vista dall'alto dell'area del modello 3D di dimensioni 1 km x 1 km considerata per le simulazioni del moto del suolo, sovrapposta alla mappa topografica. La linea AA' indica la traccia della sezione verticale su cui sono valutato lo scuotimento nella successiva Fig. 4.3.5. Le lettere in colore giallo indicano i siti della chiesa (C), della scuola (S), dell'area di frana a est di S. Giuliano (F) e dell'area tra la chiesa e la scuola (E) i cui sismogrammi sono raffigurati in Fig. 4.3.6.

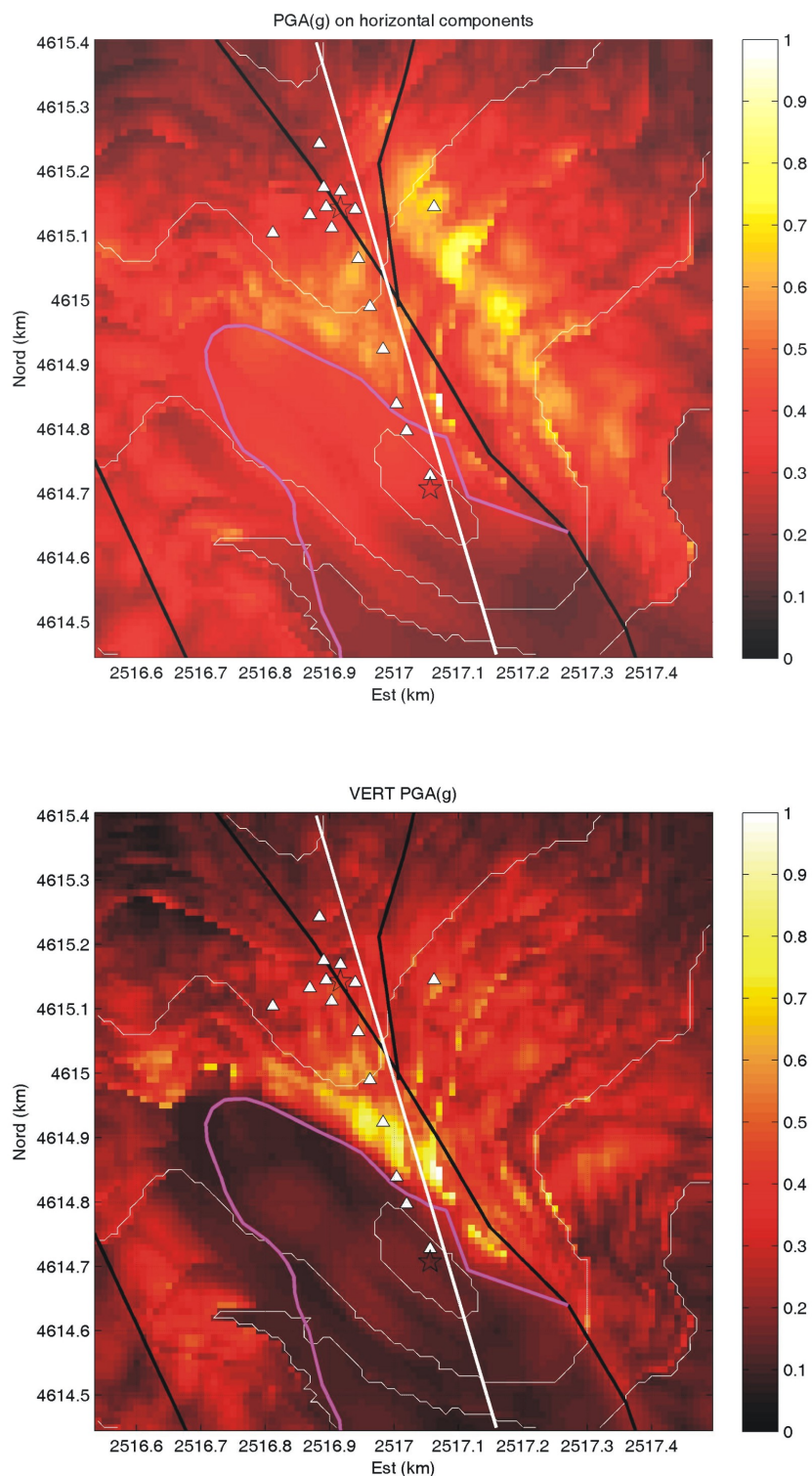


Figura 4.3.2 – Distribuzione dell’accelerazione di picco orizzontale (in alto) e verticale (in basso) calcolate nell’area studio. Unità in g. La componente orizzontale è calcolata come massimo delle due componenti. I simboli triangolari indicano la posizione dei sondaggi geotecnici S1-S13 visualizzati a titolo di riferimento. Il simbolo a stella in basso indica la posizione della chiesa. Il simbolo a stella in alto indica la posizione della scuola. La linea bianca indica la traccia della sezione AA' (cfr. anche Fig. 4.3.1). La linea color magenta indica il confine di separazione tra la formazioni del Faeto e delle argille Toppo Capuana.

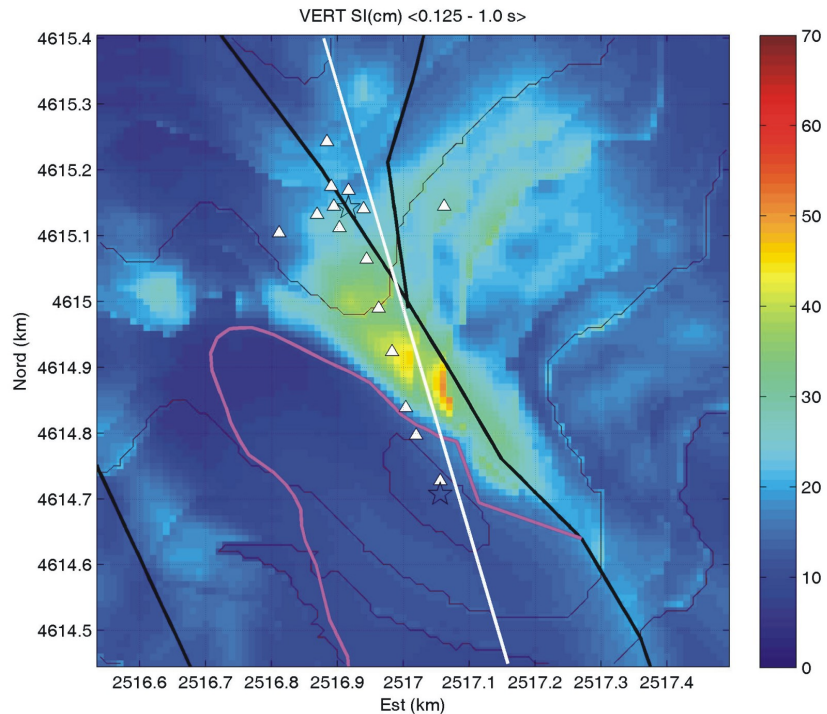
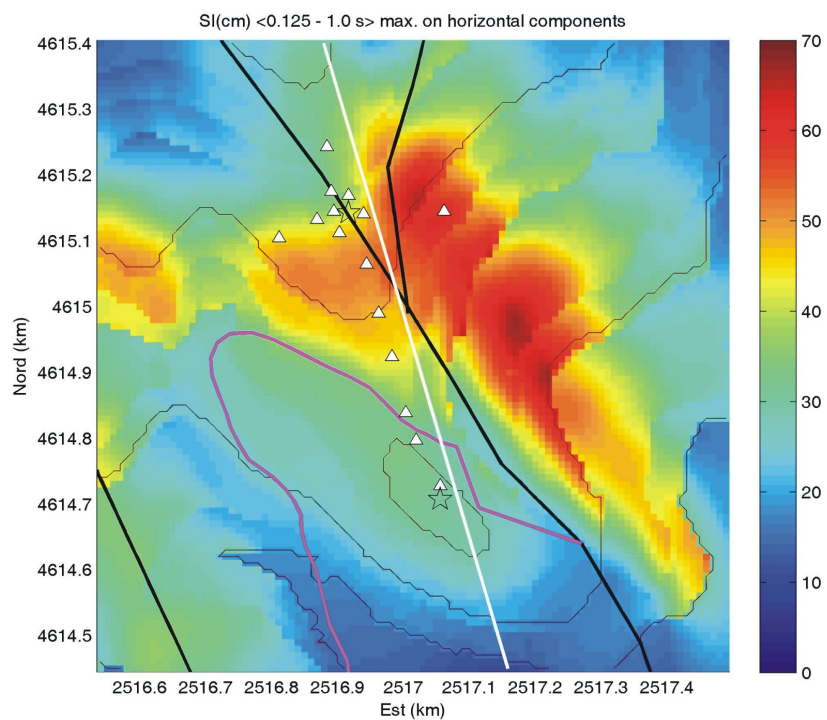


Figura 4.3.3 – Distribuzione dell'Intensità di Housner modificata, calcolata per periodi compresi tra 0.125 s e 1.0 s., per la componente orizzontale (in alto) e verticale (in basso). Unità in cm. Altri dettagli come in Fig. 4.3.2.

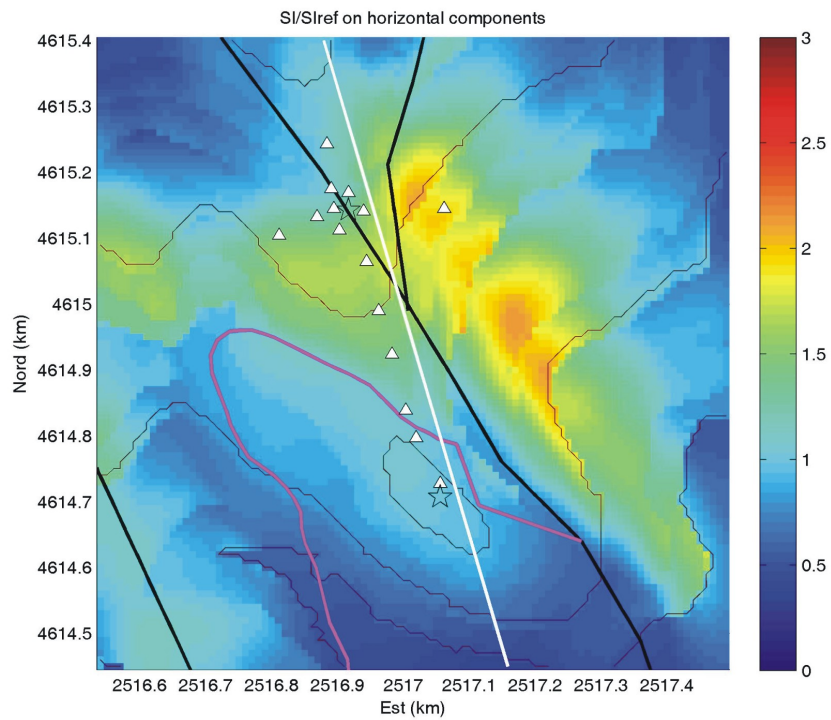


Figura 4.3.4 – Rapporti di intensità di Housner modificata rispetto al sito di riferimento della chiesa (simbolo a stella in basso). Componente orizzontale (massimo delle due componenti). Altri dettagli come in Fig. 4.3.2.

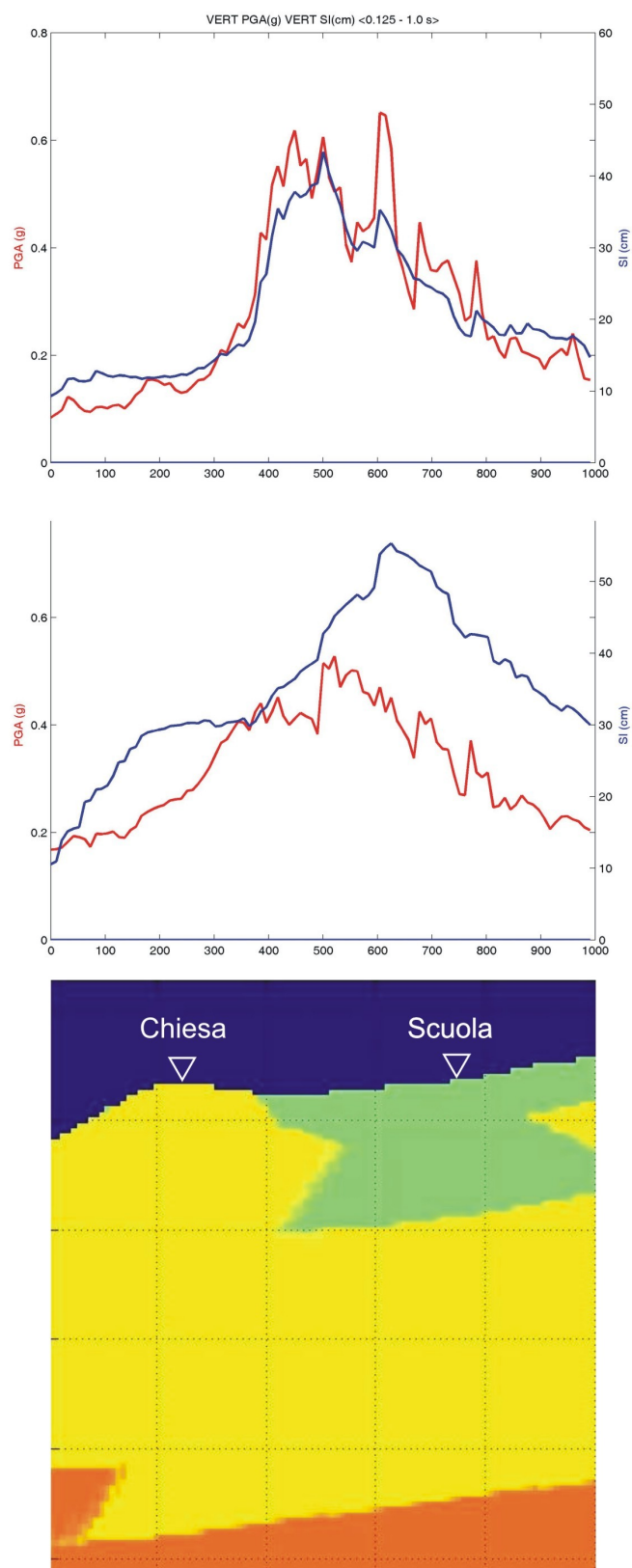


Figura 4.3.5 – Accelerazione di picco (pannello superiore, curva rossa) e intensità di Housner (curva blu) modificata calcolate lungo il profilo AA' (Fig. 4.3.1). In alto e in centro sono raffigurate rispettivamente la

componente verticale e quella orizzontale (massimo delle due componenti). Il pannello sottostante mostra la struttura sezionata lungo il profilo AA' corrispondente ai pannelli sopra.

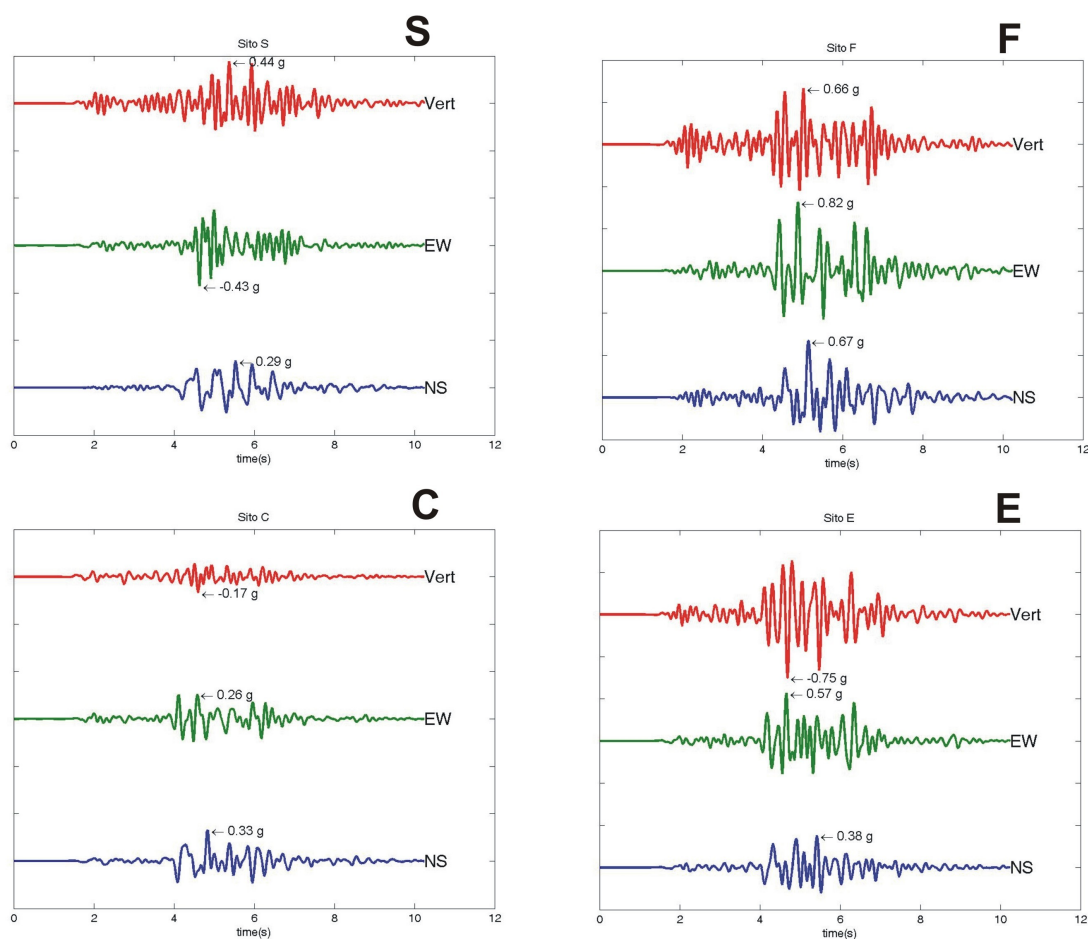


Figura 4.3.6 – Serie temporali di accelerazione calcolate presso i siti della chiesa (C), della scuola (S), dell'area di frana a nord-est di S. Giuliano (F) corrispondente al massimo scuotimento orizzontale e dell'area tra la chiesa e la scuola (E) corrispondente al massimo scuotimento verticale. Altri dettagli in Fig. 4.3.1 e Figg. 4.3.3-4.3.5. Sono raffigurate le componenti verticale (rosso), orizzontale Est-Ovest (verde) e Nord-Sud (blu). Le curve sono rappresentate con i medesimi fattori di scala grafica. Sono indicati esplicitamente i valori di ampiezza massima per ogni componente.

5. STIMA DELLA RISPOSTA SISMICA IN ALTRI SITI

5.1 Analisi lineari monodimensionali

L'attività svolta dal Dip.Te.Ris. ha riguardato nella sua fase iniziale l'analisi dei dati geologici, geomorfologici e geofisici raccolti per il comune di Ripabottoni in collaborazione con il personale GNDT Dr. Di Capua Giuseppe e Dr. Peppoloni Silvia. Attualmente per questo comune sono disponibili sia le mappe geologiche e geomorfologiche aggiornate sia 3 nuovi sondaggi e downholes sia le funzioni di trasferimento calcolate per diversi punti ubicati all'interno del centro storico utilizzando metodi numerici di simulazione 1D e metodologie spettrali basate sui dati raccolti dalla rete sismica temporanea installata dal Dip.Te.Ris. presso Ripabottoni sia la distribuzione di dettaglio del livello di danno.

Per quanto riguarda i Comuni di Bonefro, Santa Croce di Magliano e Colletorto è stata svolta una analisi di microzonazione per la quale è disponibile una relazione di dettaglio redatta dalla Regione Molise sotto il coordinamento della Commissione per la Microzonazione del Molise e con la collaborazione del Dip.Te.Ris. I dati analizzati durante tali studi sono di proprietà della Regione Molise e raccolgono tutte le informazioni geologiche, geomorfologiche, geotecniche e geofisiche ottenute, per ciascun Comune, attraverso l'attività svolta da professionisti, dall'Università del Molise, dagli uffici tecnici Comunali, dal Comitato per la microzonazione sismica della Regione Molise e dal Dip.Te.Ris. Il materiale, che potrà essere disponibile, può essere così catalogato:

- mappe geologiche e geomorfologiche aggiornate
- raccolta di tutti i sondaggi effettuati sul territorio comunale e definizione di profili geologici
- raccolta ed analisi di tutti i sondaggi, test downholes e prove geotecniche di laboratorio su campioni estratti
- definizione di un input sismico di tipo probabilistico
- calcolo delle funzioni di trasferimento e del fattore di amplificazione sismica (rapporto fra intensità spettrali) tramite metodi di simulazione numerica 1D per tutti i downhole catalogati

In dettaglio, nell'ambito specifico del progetto S3 è stata applicata una procedura multistep per la definizione delle funzioni di trasferimento, degli spettri di risposta in superficie e dei fattori di amplificazione attraverso simulazioni numeriche 1D calcolate adottando come input sia accelerogrammi estratti da banca dati sulla base di una analisi probabilistica di pericolosità sismica sia gli accelerogrammi simulati al bedrock per ciascun comune in esame sulla base dall'analisi effettuata all'interno del progetto e relativi alla sequenza del 2002. Gli steps possono essere così riassunti:

- **STEP 1:** Computazione dello scotimento atteso (accelerazione spettrale) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Periodo di ritorno 475 anni) ovvero dello spettro di risposta elastico a pericolosità uniforme della roccia per i comuni selezionati (spettri probabilistici). I modelli e i parametri dei modelli adottati nell'analisi di pericolosità sismica sono conformi a quelli impiegati per la valutazione della mappa di pericolosità sismica italiana (MPS04, 2004).
- **STEP 2: ANALISI DI DEAGGREGAZIONE:** valutazione per ciascun comune selezionato della magnitudo e della distanza epicentrale più probabile; la coppia Magnitudo - Distanza è stata valutata sia per il valore di accelerazione spettrale corrispondente al periodo $T=0$ sec (PGA) sia al periodo $T=1$ sec; **DEFINIZIONE DI UNA COPPIA M-D VALIDA ALL'INTERNO DELL'AREA IN ESAME:** verifica della possibilità di utilizzare un'unica coppia di valori M-D per tutti i comuni interessati; **ESTRAZIONE DI UN SET DI ACCELEROGRAMMI SU ROCCIA COMPATIBILI CON LA COPPIA DI VALORI M - D:** utilizzando banche dati disponibili in rete, estrazione casuale di gruppi di terremoti compatibili con la Magnitudo e Distanza stimate (metodo Monte Carlo); ancoraggio di

ciascun accelerogramma selezionato alla PGA prevista per ciascun comune dall'analisi di Hazard e/o dalla Normativa; calcolo dello spettro di risposta medio per ciascun gruppo estratto; confronto fra spettro di risposta medio e lo spettro di risposta probabilistico; selezione del gruppo di accelerogrammi spettro-compatibile in ottemperanza alla Normativa vigente; ANCORAGGIO degli accelerogrammi selezionati al valore di PGA calcolato per ciascun comune attraverso l'analisi di pericolosità.

- **STEP 3:** utilizzo dei downholes per definire colonne stratigrafiche 1D in alcuni punti di ciascun comune (stratigrafia, profilo Vs, caratteristiche geotecniche); stima delle funzioni di trasferimento per le diverse stratigrafie locali (applicazione del codice ProShake ad una colonna stratigrafica precedentemente definita per ciascun downhole impiegando l'input sismico definito allo **STEP 2**); Utilizzo della metodologia Nakamura per la validazione della frequenza di risonanza calcolata per ciascun sito e/o per la definizione della profondità del bedrock; dato il set di accelerogrammi di riferimento calcolato su roccia (input sismico) (STEP2) vengono calcolati, note le funzioni di trasferimento, gli accelerogrammi e i relativi spettri di risposta elastici comprensivi dei fenomeni di amplificazione locale riscontrati in corrispondenza dei test downhole effettuati in ciascuna area urbana; Stima per ciascun sito di indagine del Fattore di amplificazione per diversi intervalli di periodo.
- **STEP 4:** La procedura adottata per la definizione della risposta sismica locale presso i Comuni previsti nell'ambito del progetto S3 (Bonefro, Ripabottoni, Santa Croce di Magliana e Colletorto) è stata applicata utilizzando come input sismico per la simulazione numerica 1D, il segnale sismico simulato relativo all'evento del 31 ottobre 2002; in particolare, per ciascun sondaggio disponibile, sono stati applicati gli accelerogrammi sintetici relativi alle tre componenti (verticale, Nord-Sud, Est-Ovest) rappresentativi del moto al bedrock generato dal terremoto del 31 Ottobre 2002 (gli accelerogrammi NON vengono scalati al valore di PGA derivato dall'analisi di pericolosità); Utilizzando tale input sismico all'interno di Shake 1D, sono stati calcolati (1) le funzioni di trasferimento, (2) gli spettri di risposta in superficie e (3) i fattori di amplificazione per ciascun sondaggio disponibile ubicato all'interno dell'area urbana dei Comuni considerati nell'ambito del progetto S3.
- **STEP 5:** divisione del territorio comunale in aree omogenee dal punto di vista della risposta sismica sulla base di sondaggi, sezioni sismiche, morfologia e geologia locale; definizione di una mappa di microzonazione per ciascun Comune associando a ciascuna area omogenea il relativo Fattore di Amplificazione calcolato allo step 3/step 4; definizione di un fattore di sito di consenso tra il Fattore di Amplificazione e il coefficiente di sito stimato a seguito di una indagine di microzonazione speditiva basata su indagini geologiche e geomorfologiche.

Nelle tabelle e figure seguenti vengono riportati alcuni risultati significativi.

	PGA [g] con prob. Di sup. 10% in 50 anni (massimo fra microzonazione e mappa INGV)	Zona secondo ordinanza PCM 3274 (All. A)	ag [g] di zona da Ord. 3274	ag [g] minima per adeguamento (massimo fra hazard e minimo Ord. 3274)	ag [g] con prob. Di sup. 10% in 50 anni (2005 Dip.Te.Ris)
BONEFRO	0.209	2	0.25	0.21	0.20
COLLE TORTO	0.208	2	0.25	0.21	0.20
SANTA CROCE DI MAGLIANO	0.208	2	0.25	0.21	0.20
RIPABOTTONI	0.212	2	0.25	0.21	0.20

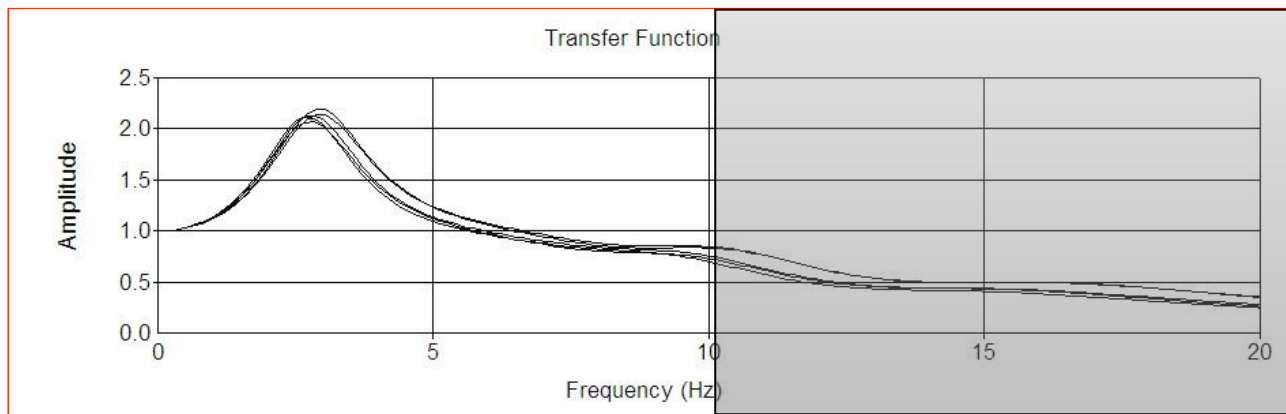
Tabella 5.1.1: valori di PGA derivati attraverso l'analisi di pericolosità sismica

	Verticale PGA [g]	Nord-Sud PGA [g]	Est-Ovest PGA [g]
BONEFRO	0.02	0.11	0.10
COLLE TORTO	0.03	0.08	0.07
SANTA CROCE DI MAGLIANO	0.05	0.10	0.09
RIPABOTTONI	0.03	0.09	0.07

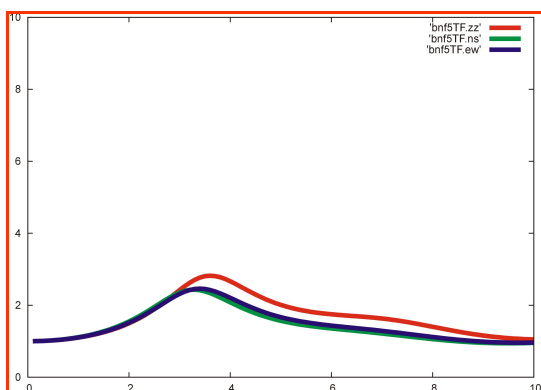
Tabella 5.1.2: valori PGA relativi agli accelerogrammi simulati su roccia nell'ambito del progetto per l'evento del 31 Ottobre 2002

BONEFRO		
	PGA (0.20g)	Sa(1Hz) (0.208g)
M	5.23	6.56
D	17.0	46.5

Tabella 5.1.3: risultati della deaggregazione (coppia Magnitudo – Distanza) per il comune di Bonefro

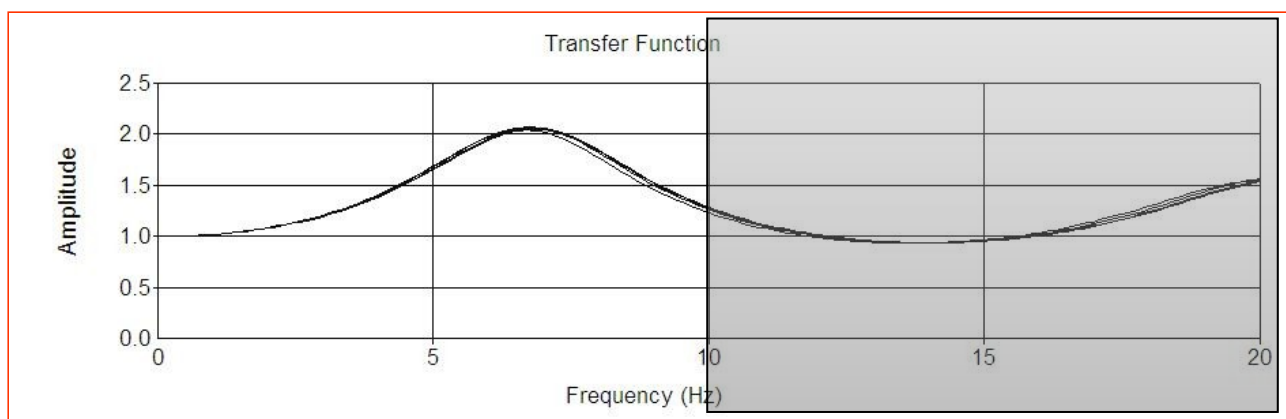


(A)

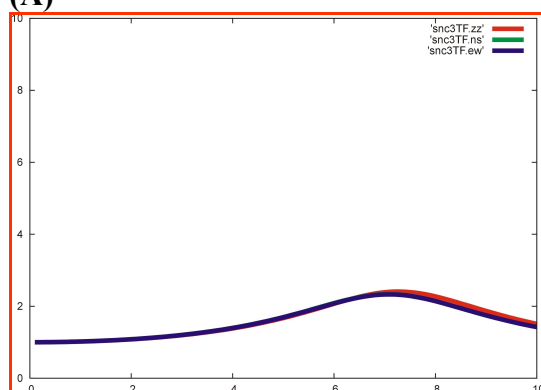


(B)

Figura 5.1.1: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S5 di Bonefro utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step 3); (B) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S5 di Bonefro utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4)

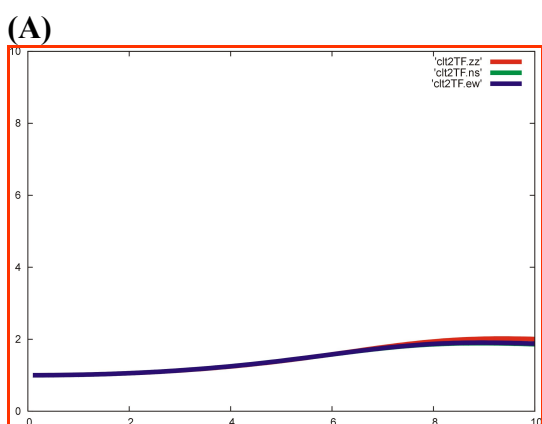
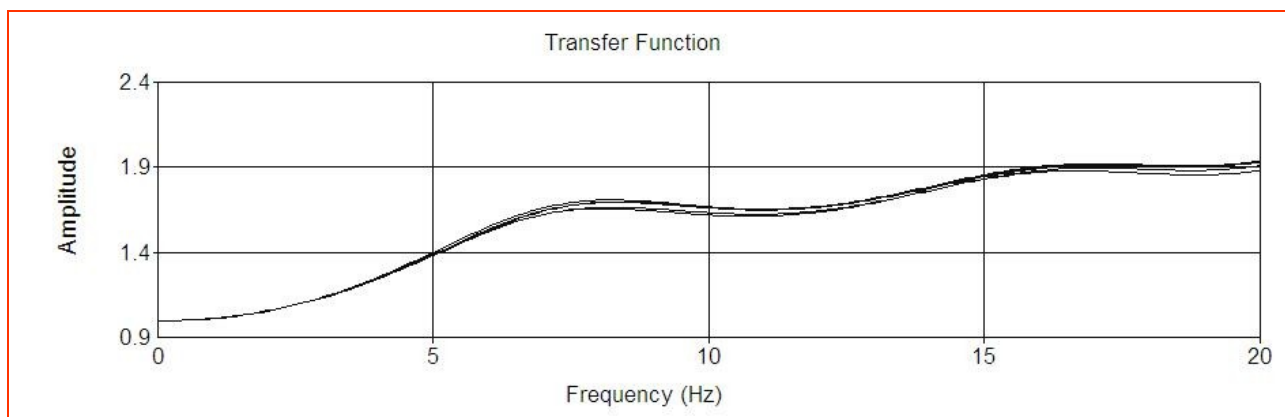


(A)



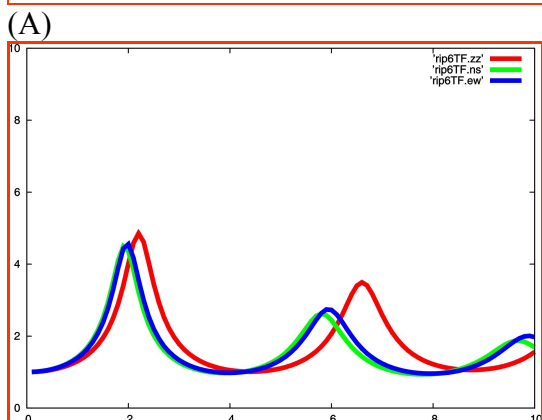
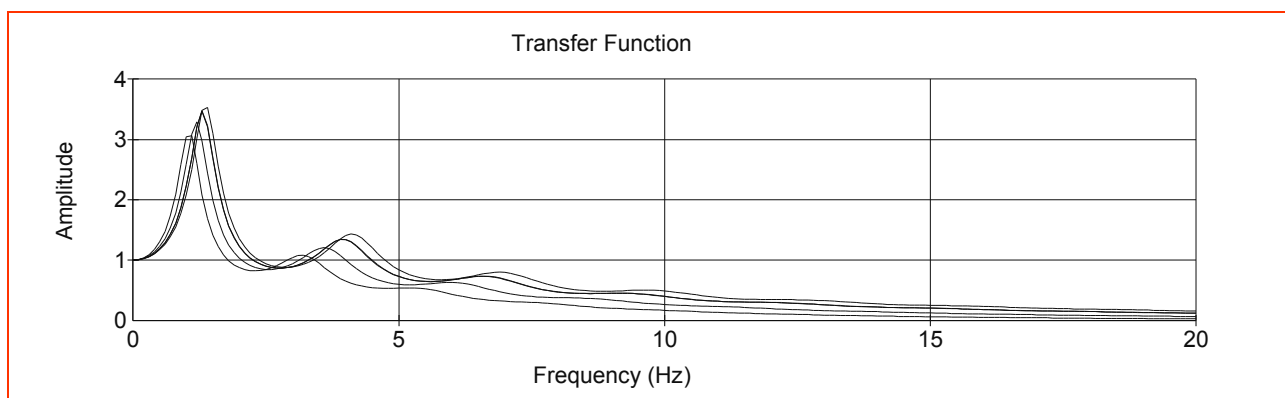
(B)

Figura 5.1.2: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S3 di Santa Croce di Magliano utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step 3); (B) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S2 di Santa Croce di Magliano utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4)



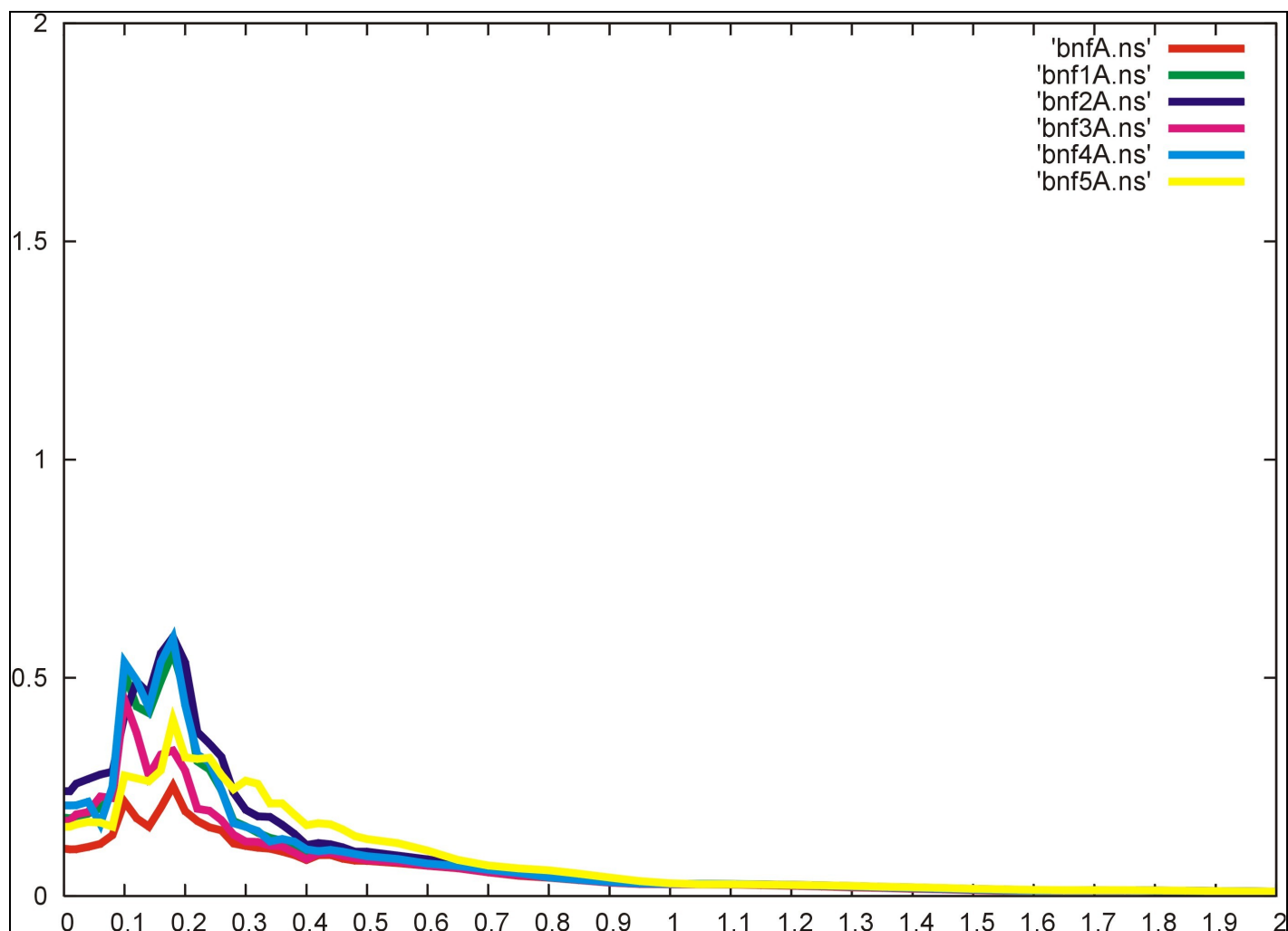
(B)

Figura 5.1.3: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S2 di Colletorto utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step 3); (B) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S2 di Colletorto utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4)



(B)

Figura 5.1.4: (A) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S6 di Ripabottoni utilizzando come input il set di accelerogrammi spettro compatibile (step 3); (B) funzione di trasferimento calcolata per il sondaggio S6 di Ripabottoni utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step 4)



BONEFRO	Z – NS - EW	
	S1	1.30 – 1.31 – 1.36 [1.21]
	S2	1.35 – 1.48 – 1.44 [1.36]
	S3	1.10 – 1.11 – 1.13 [1.08]
	S4	1.24 – 1.33 – 1.39 [1.25]
	S5	1.55 – 1.58 – 1.54 [1.45]

BONEFRO (PGA)	Z – NS - EW	
	S1	0.05 – 0.18 – 0.21
	S2	0.04 – 0.24 – 0.16
	S3	0.03 – 0.17 – 0.13
	S4	0.05 – 0.21 – 0.22
	S5	0.03 – 0.14 – 0.10

Figura 5.1.5: spettri di risposta, fattori di amplificazione e valori di PGA in superficie calcolati per i

sondaggi/downhole di Bonefro utilizzando come input gli accelerogrammi simulati (step4). In parentesi quadra (tabella Fa) sono riportati i rispettivi valori di Fa calcolati utilizzando l'approccio probabilistico (step3).

In conclusione possiamo riassumere:

1. I risultati ottenuti utilizzando gli accelerogrammi relativi al terremoto molisano del 31 ottobre 2002 simulati per i 4 comuni in esame (Ripabottoni, Bonefro, Santa Croce e Colletorto) evidenziano mediamente un buon accordo rispetto ai risultati ottenuti applicando una metodologia basata su (1) analisi di hazard, (2) disaggregazione e (3) selezione di accelerogrammi spettro compatibili. In particolare si ha un'ottima corrispondenza fra le funzioni di trasferimento e i valori dei fattori di amplificazione calcolati. Lievi differenze in frequenza di risonanza e livello di amplificazione sono imputabili al minor livello di scuotimento dei segnali simulati e relativi al terremoto del 2002 rispetto a quanto ottenuto attraverso l'analisi probabilistica (0.09 – 0.12 g rispetto a 0.20g) che determina la presenza di effetti non lineari meno significativi (e quindi minore smorzamento e shift delle frequenze verso valori maggiori)
2. I fattori di amplificazione ottenuti applicando i due diversi tipi di input risultano essere mediamente in buon accordo anche se i valori ottenuti utilizzando gli accelerogrammi simulati del terremoto del 2002 conducono ad una leggera sovrastima (dell'ordine del 5 – 10%).

5.2 Modelli non-lineari

Lo scopo di questa fase di studio è quello di analizzare gli effetti del comportamento non lineare dei terreni sul fenomeno di amplificazione locale in corrispondenza di Bonefro. A tale fine è stato utilizzato il programma di calcolo agli elementi finiti Sumdes (Li et al., 1992) applicando la metodologia enunciata da Bazzurro e Cornell (2004a; 2004b). Le caratteristiche principali di Sumdes e la metodologia adottata sono descritte brevemente al Paragrafo 4.2.2.

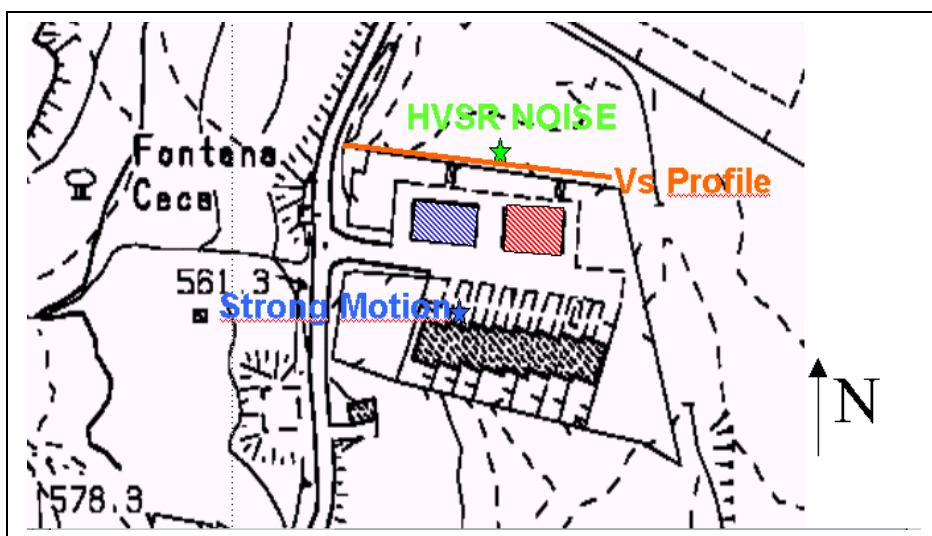


Figura 5.2-1: Area di studio e posizione delle indagini

Nel caso del sito di Bonefro si è fatto riferimento ad una verticale ove sono disponibili informazioni di carattere stratigrafico, profili con la velocità delle onde di taglio dei terreni ottenuti mediante tecnica NASW, registrazione di microtremori e di alcuni aftershock con relativi rapporti H/V (Figura 5.2-1). Il profilo delle V_s rilevato in sito è presentato nella Figura 5.2-2, dove è anche riportato, a scopo di confronto, l'andamento delle V_s applicato nel calcolo.

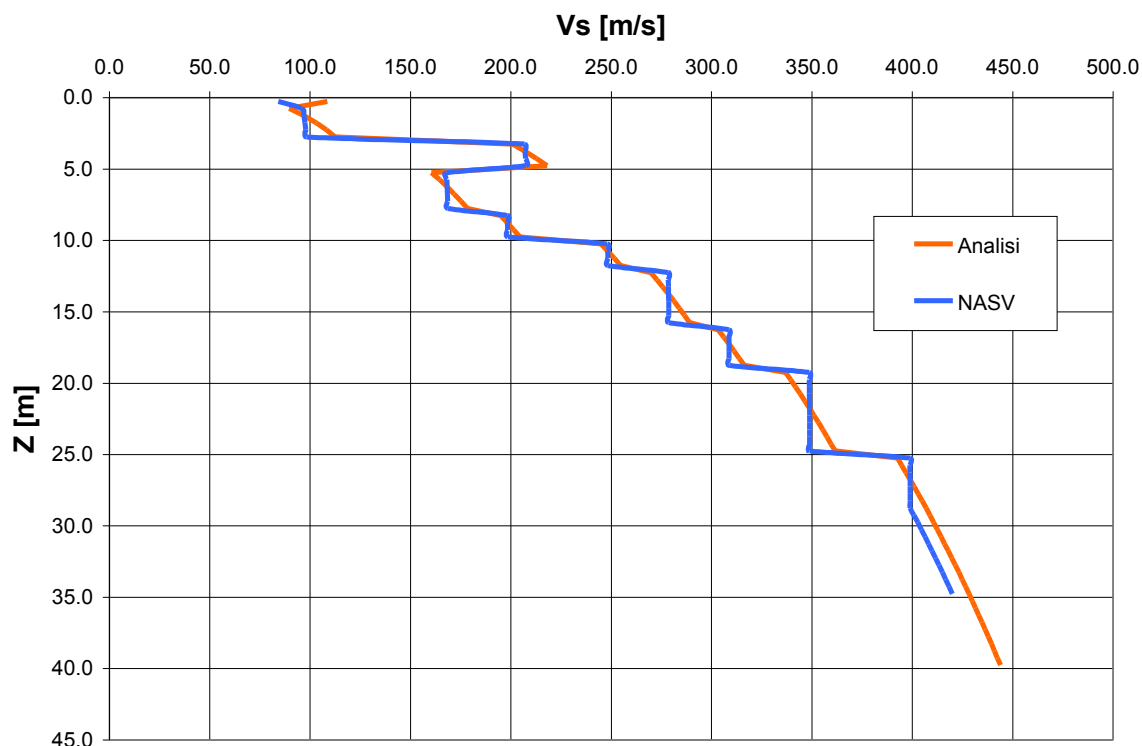


Figura 5.2-2: V_s misurate mediante tecnica NASW (in blu) e adottate nel calcolo (in rosso)

Le analisi sono state precedute da una calibrazione della profondità del deposito di materiale detritico facendo riferimento anche alla frequenza fondamentale elastica dello strato stimata in base ai rapporti H/V dei microtremiti, pari a circa 2,5Hz. Questo ha comportato la definizione di una profondità del bedrock pari a 35m, contro la massima profondità di indagine di 30m in corrispondenza della verticale analizzata. La mesh ad elementi finiti è composta da elementi di altezza pari a 0,5m. Sono state effettuate due analisi distinte adottando due diversi valori per le velocità delle onde di taglio del bedrock V_{SR} pari, rispettivamente, a 800 e 1050 m/s. Tali valori sono stati selezionati in base ai risultati di prove downhole effettuate nell'area di Bonefro (Deliverable D8).

Le proprietà in campo non lineare sono state oggetto di stima non essendo disponibili specifiche prove geomeccaniche o di classificazione condotte sui materiali detritici superficiali. Pertanto uno dei parametri del modello elastoplastico di Sumdes per argille (Modello 6 - parametro h_r), che influenza la forma della curva G/G_{max} che si otterrebbe in una ideale prova di laboratorio, è stato modellato come una variabile random log-normale. Il valore mediano di tale distribuzione è stato posto in prossimità della curva G/G_{max} proposta da Vucetic e Dobry (1991) per argille con indice di plasticità pari al 15%, che può essere assunta come rappresentativa anche di terreni coesivi Pliocenici con indice di plasticità intorno a 30% (Zhang et al, 2005). Il coefficiente di variazione di G/G_{max} per un dato il valore della deformazione γ è stato assunto pari al 30% (vedi Figura 5.2-3), facendo riferimento, come possibili valori estremi, alle curve G/G_{max} per indici di plasticità zero e 30%, rispettivamente.

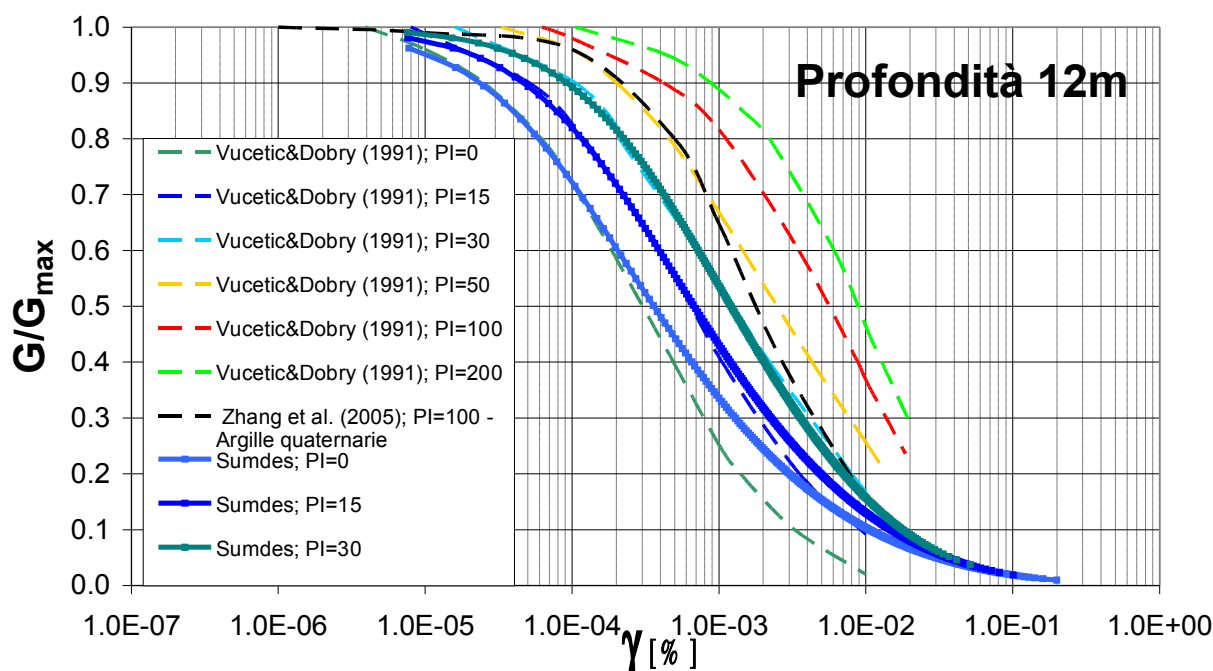


Figura 5.2-3: Curve $G/G_{\max}$ per $PI=0$, $PI=15$ e $PI=30\%$ confrontate con valori di letteratura.

Le analisi sono state condotte secondo la metodologia proposta da Bazzurro e Cornell (2004a, 2004b), applicando 51 diversi accelerogrammi, tutti registrati in roccia con $V_s > 800 \text{ m/s}$. I risultati consistono in funzioni di amplificazione (valori medi + deviazione standard) definite come nel caso di studio precedente (Eq. 1) ed ottenute per l'accelerazione massima al suolo (PGA) e per 20 diverse accelerazioni spettrali.

Nella Figura 5.2-4 sono presentati i valori medi delle funzioni di amplificazione AF ottenuti raggruppando gli accelerogrammi per valori crescenti di PGA. La figura indica l'effetto della non linearità dei terreni sul comportamento amplificativo prevedibile del sito. All'aumentare del livello accelerativo, l'amplificazione tende a diminuire significativamente a frequenze prossime o superiori alla frequenza fondamentale elastica del deposito, mentre tende ad aumentare in corrispondenza delle frequenze più basse. Tale effetto è evidente anche per livelli accelerativi moderati. Il valore della frequenza di massima amplificazione tende a diminuire all'aumentare delle accelerazioni, ma tale effetto, contrariamente a quello descritto in precedenza, diventa significativo soltanto ai livelli accelerativi elevati ($PGA > 0,3g$). Il confronto con gli accelerogrammi sintetici sviluppati durante il progetto appare soddisfacente.

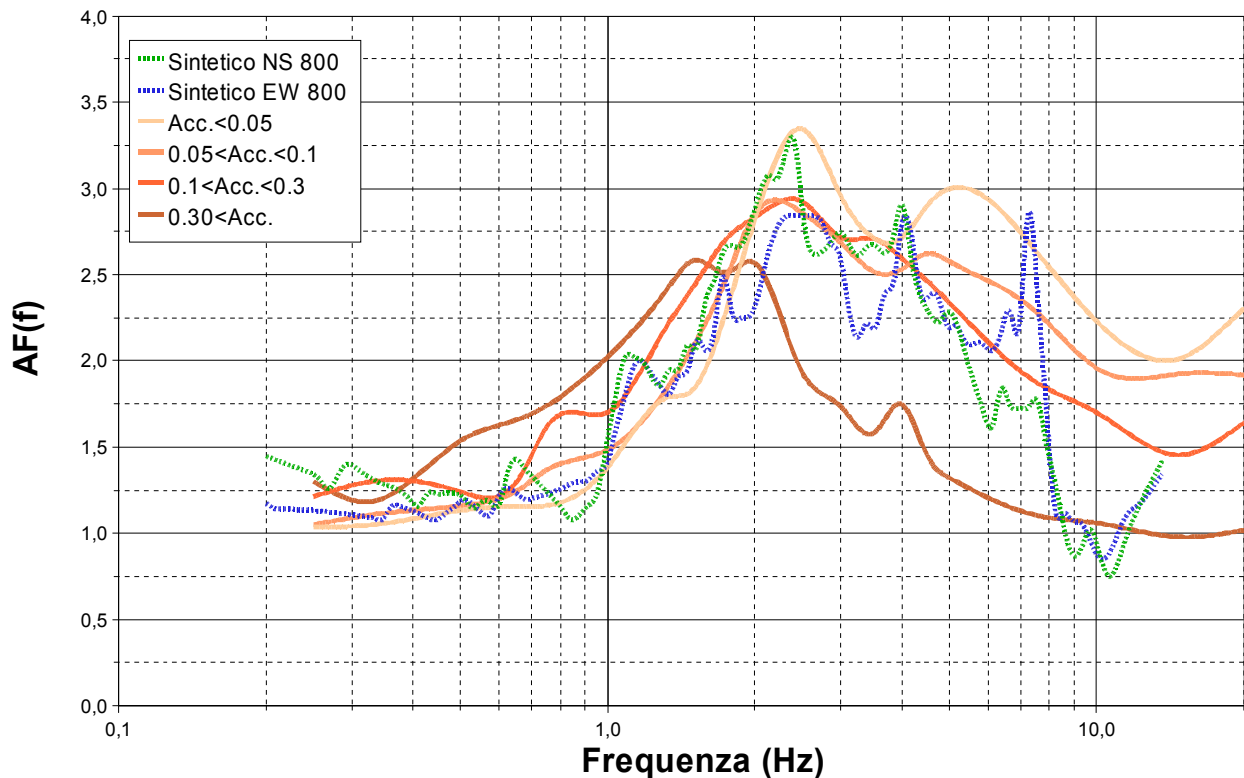


Figura 5.2-4: Valori mediiani delle funzioni di amplificazione ottenuti raggruppando gli accelerogrammi di input per diversi livelli di PGA (caso con $V_{SR}=800\text{ m/s}$)

Nella Figura 5.2-5 gli stessi risultati sono mostrati in diversa forma, indicando i valori di AF ottenuti per due delle 21 frequenze di oscillazione considerate, applicando al bedrock 51 diversi accelerogrammi. La frequenza per cui si ottiene la massima amplificazione per livelli accelerativi moderati e pari a circa $2,50\text{Hz}$, e corrisponde alla frequenza fondamentale elastica del deposito stimata in base al rapporto H/V ottenuto da registrazioni di microtremori (Mucciarelli et al., 2004).

Le analisi condotte indicano un significativo effetto della non linearità dei terreni a partire da valori di PGA relativamente bassi. A frequenze significativamente inferiori a quella fondamentale tali effetti sono moderati e indipendenti dall'intensità del moto, mentre i maggiori livelli amplificativi per accelerazioni moderate si verificano in corrispondenza della frequenza fondamentale. Il caso caratterizzato da una maggiore velocità delle onde di taglio nel bedrock conduce a fenomeni amplificativi più marcati ed evidenzia anche più significativi fenomeni di non-linearità.

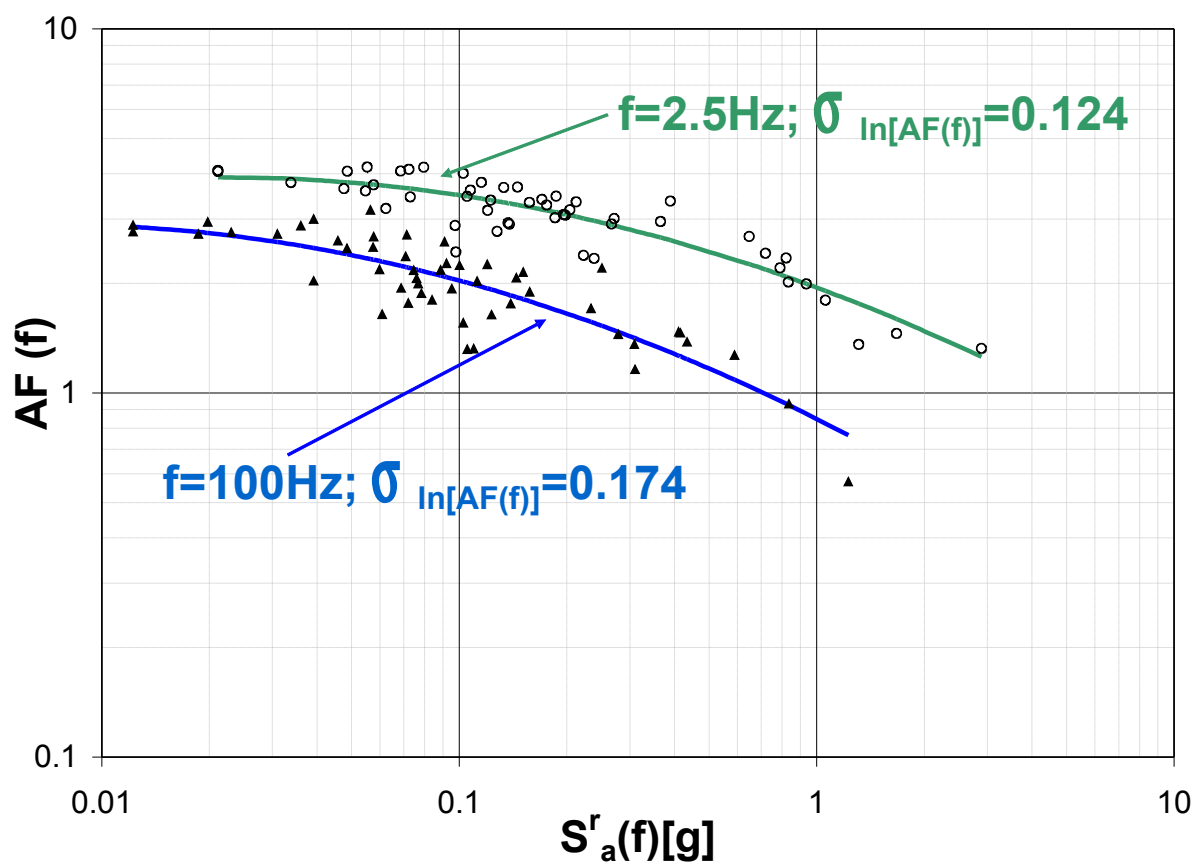


Figura 5.2-5b: Esempio di funzione di amplificazione $AF(f)$ ottenuta per le frequenze di 2,50 e 100Hz ($V_{SR}=1050\text{ m/s}$)

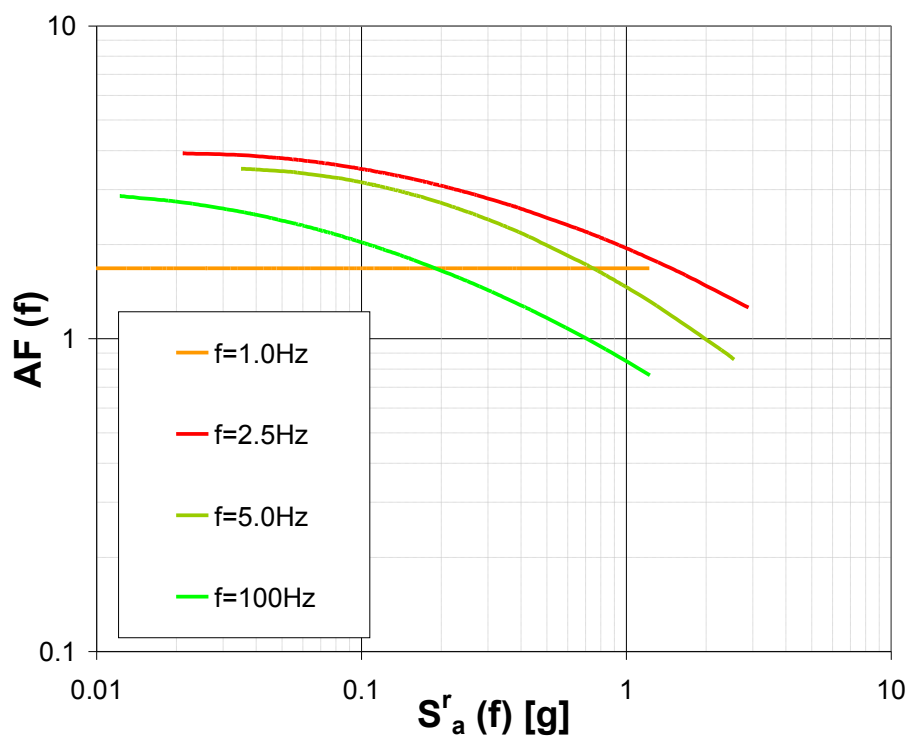


Figura 5.2-6: Funzione di amplificazione $AF(f)$ al variare dell'accelerazione spettrale al bedrock, per alcune frequenze di oscillazione ($V_{SR}=800\text{ m/s}$)

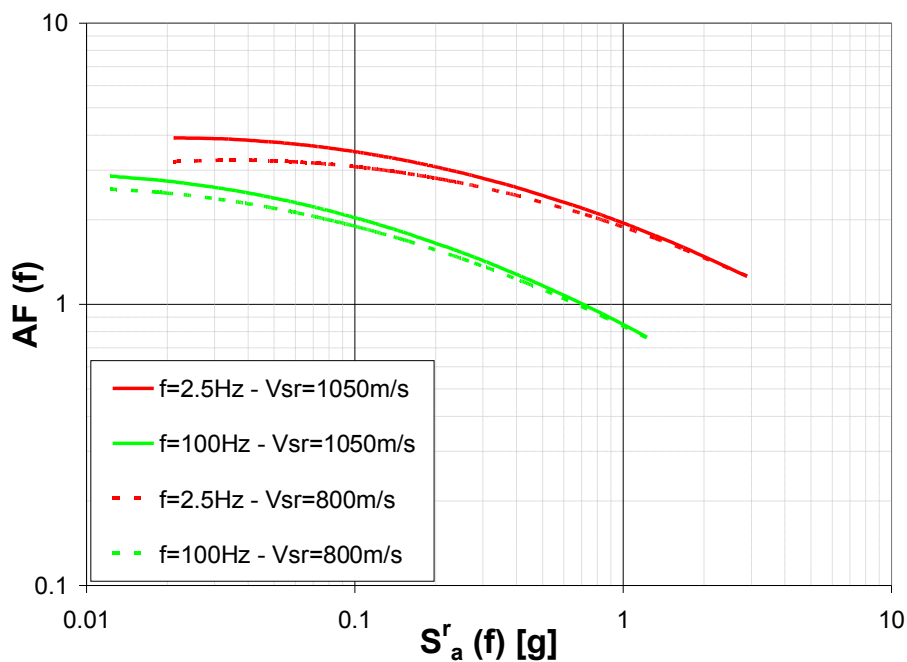


Figura 5.2-7: Effetto di V_{SR} sulle funzioni di amplificazione $AF(f)$ al variare dell'accelerazione spettrale al bedrock, per due diverse frequenze di oscillazione ($f=2,50$ e 100Hz)

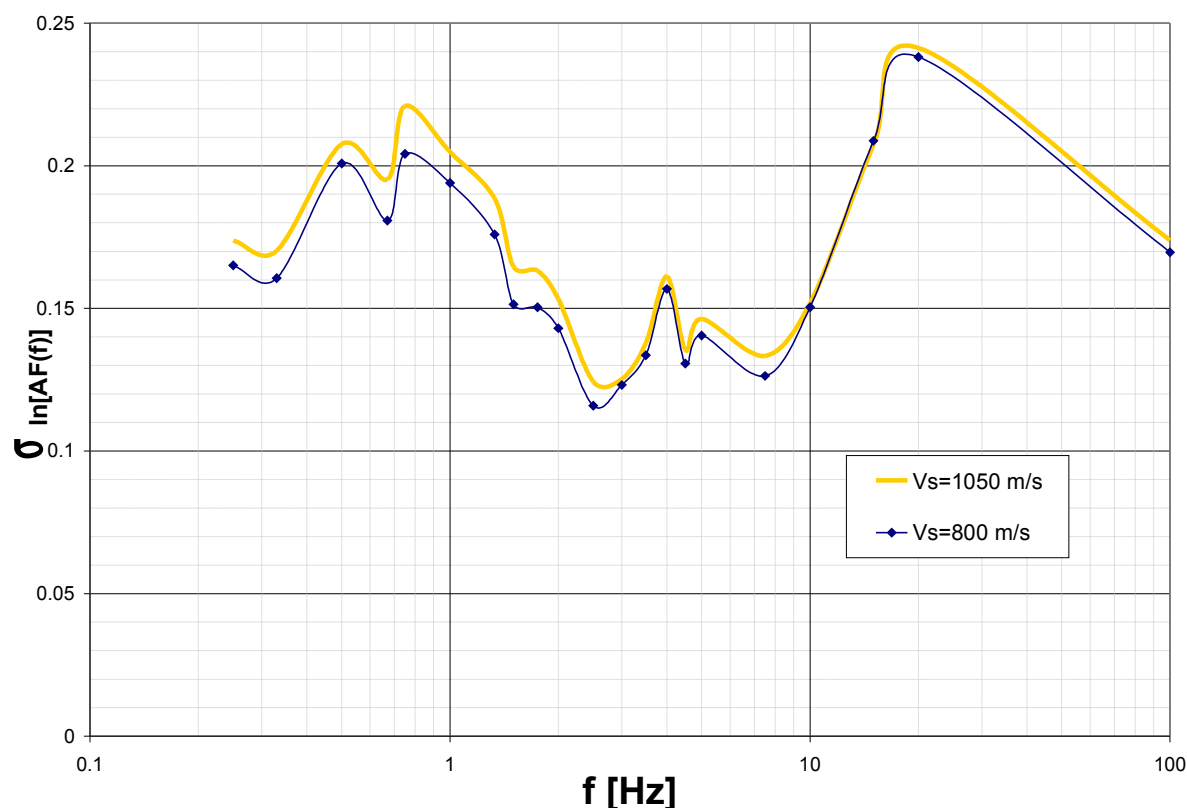


Figura 5.2-7: Deviazione standard della funzione di amplificazione $AF(f)$ al variare della frequenza di oscillazione f ($V_{SR}=800$ e 1050 m/s)

6. STUDIO DELLA RISPOSTA SISMICA DELLE STRUTTURE

Laurenzano G., E. Priolo (UR3), M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, F. Ponzo (UR1)

6.1 Introduzione

Questo studio, si pone l'obiettivo di evidenziare possibili effetti sul moto del suolo durante un terremoto dovuti all'interazione tra suolo ed edifici presenti nonché all'interazione tra più edifici vicini. Il caso affrontato è quello di due edifici in cemento armato siti nel comune di Bonefro (CB) su suolo argilloso. I due edifici, adiacenti, simili per forma, ma diversi per altezza (uno di 4 e l'altro di 3 piani), subiscono danni differenti durante la sequenza sismica occorsa in Molise nell'anno 2002. In particolare, l'edificio a quattro piani subì gravi danni strutturali (EMS=4), mentre l'edificio a tre piani subì solamente lievi danni non strutturali (EMS=2). Uno studio (Mucciarelli et al., 2004) basato sulla registrazione del secondo evento più forte della sequenza del 2002, e cioè l'evento M=5.3 del 1-11-2002, acquisita fortuitamente sull'edificio più lesionato, ipotizza l'interazione tra suolo ed edifici come possibile causa tra le differenze di danno osservate. Le misure eseguite nello studio (Mucciarelli et al., 2004) mostrano che la frequenza naturale di vibrazione f_0 dell'edificio maggiormente lesionato è compresa nella banda 2.5-3.2 Hz, e che questa si abbassa arrivando fino a circa 1.3 Hz durante l'eccitazione sismica violenta

dell'aftershock maggiore. L'edificio più basso invece evidenzia nei rapporto spettrale tra le due componenti orizzontali e quella verticale del moto (HVSr) dei picchi corrispondenti a circa 4 Hz in una delle due componenti, e a 2.5 e 5 Hz nell'altra. Le misure eseguite in campo libero sul suolo argilloso indicano che la frequenza fondamentale del sito è di circa 2.5 Hz, molto vicina quindi alla f_0 dell'edificio a tre piani, avvalorando l'ipotesi di un effetto di risonanza tra suolo e struttura per giustificare il danneggiamento.

Per investigare più a fondo l'ipotesi di interazione tra suolo ed edifici ci si è avvalsi, nel presente studio, della modellazione numerica del campo d'onda sismico. La modellazione è effettuata con il metodo 2-D agli elementi spettrali di Chebyshev (SPeM 2-D; Priolo, 2001 e 2002). Il metodo si presta bene a risolvere gli effetti della propagazione attraverso una struttura geologica realistica con topografia anche irregolare, descritta in termini di velocità delle onde e di attenuazione, e risolve simultaneamente la sorgente e la propagazione del campo d'onda sismico fino alla superficie.

6.2 Parametrizzazione del modello e della sorgente

Al fine di comprendere l'effetto della presenza degli edifici e la loro interazione sono stati costruiti tre differenti modelli: il primo, modello 0 rappresenta la struttura geologica senza le costruzioni (Figura 6.2.1, in alto a destra); il secondo, modello 1, pone alla superficie un solo edificio, il più alto, che è quello che subì maggiori danni durante il terremoto (Figura 6.2.1, in basso a destra); il terzo infine, modello 2, simula la presenza di entrambi gli edifici (Figura 6.2.1, a sinistra). La dimensione complessiva del modello di calcolo è di circa 2 km di larghezza per 600-700 m di profondità (Figura 6.2.1).

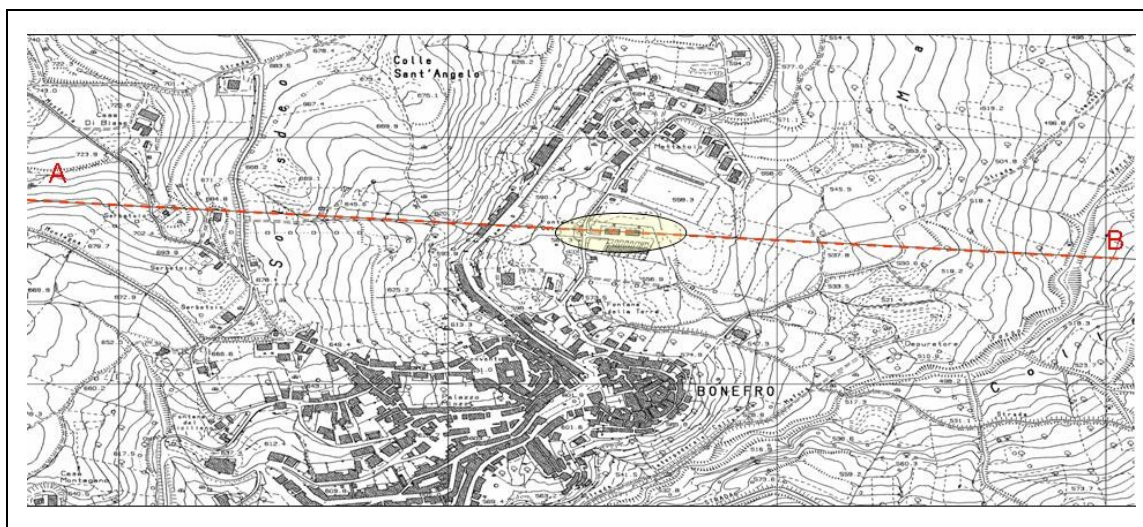


Figura 6.2.1. In alto: estratto della carta tecnica regionale di Bonefro. La linea rossa tratteggiata indica la sezione individuata per la modellazione. In basso: struttura dei modelli, a sinistra modello con edifici (simulazione 2); a destra in alto modello senza edifici (simulazione 0), in basso modello con il solo edificio a quattro piani (simulazione 1). Le dimensioni sono in metri.

Il modello strutturale costruito lungo la sezione, e' stato suddiviso, dal punto di vista fisico, in sottodomini caratterizzati da diversi valori dei parametri: densità, velocità delle onde di corpo e di taglio (V_p e V_s) e fattore di attenuazione Q . La Figura 6.2.2 e la

Figura 6.2.3 mostrano la distribuzione della velocità delle onde di taglio V_s nei diversi sottodomini per il modello con i due edifici. Il suolo argilloso è caratterizzato da un gradiente di velocità pressoché costante da valori da 100 m/s in superficie a 400 m/s. Un forte contrasto di impedenza è presente al contatto dei suoli con il bedrock sottostante (costituito da marne), ad una profondità di circa 30 m. Tale profilo è stato ottenuto da un'analisi ad array di rumore ambientale (Mucciarelli et al., 2004). I due edifici sono stati rappresentati nel modello 2-D come rettangoli con base di uguale lunghezza (21 m) e diversa altezza. Considerando le fondazioni i due edifici sono alti rispettivamente 12 e 15 m. I valori di densità nel bedrock, nel suolo argilloso e negli edifici sono rispettivamente 2500, 1500 e 300 kg/m³.

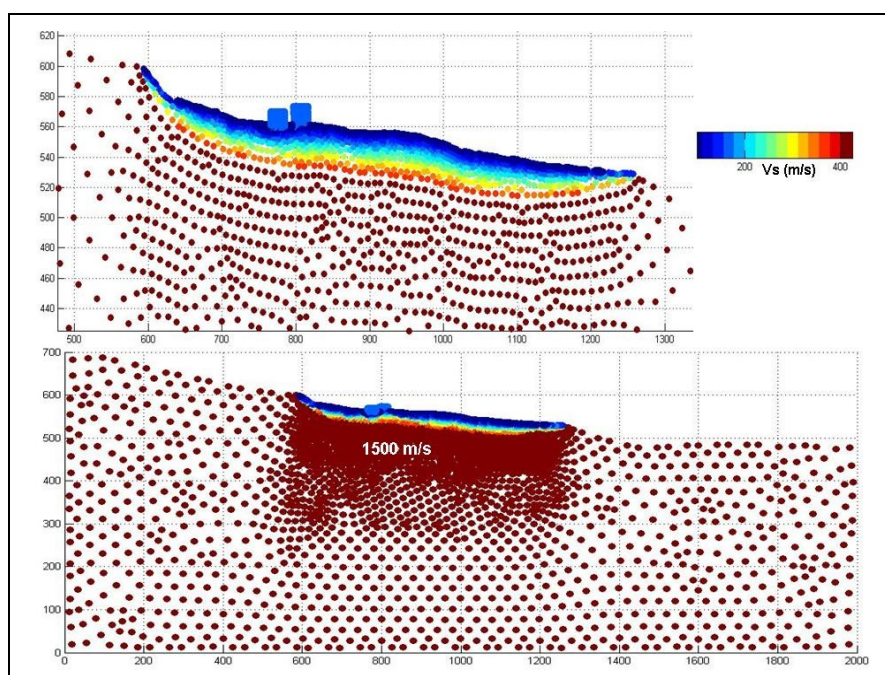
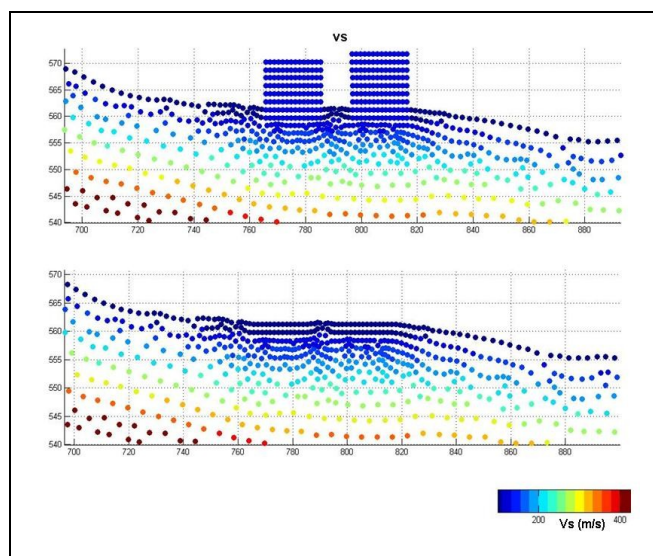


Figura 6.2.2. Valori di velocità V_s nel modello 2. Modello intero in basso e ingrandimento in prossimità della superficie in alto.



	ρ (kg/m^3)	V_s (m/s)	Q
edifici	300	170	20
suolo argilloso	1500- 1800	100- 400	15- 25
bedrock	2500	1500	100

Figura 6.2.3. Valori di velocità V_s nella parte più superficiale del modello. In alto ed in basso: simulazioni 2 e 0, rispettivamente. Nella tabella sono indicati i valori di densità, V_s e fattore di qualità Q in ogni sottodominio.

In Figura 6.2.4 é rappresentata la discretizzazione ad elementi spettrali usata per la modellazione. Si noti la variabilità di forma e dimensioni degli elementi (la griglia si infittisce nel dominio più superficiale, a velocità più basse). Gli edifici sono stati discretizzati tramite una maglia regolare di passo di 3 m. Ai bordi esterni del modello sono applicate delle fasce assorbenti in cui l'onda viene progressivamente attenuata per evitare la riflessione dai bordi esterni del dominio di calcolo. Il risultante modello computazionale ha circa 5500 elementi.

Il campo d'onda che simula l'eccitazione sismica corrisponde ad un'onda piana con incidenza verticale. Esso è generato con una linea orizzontale di sorgenti poste a 200 metri di profondità al di sotto degli edifici (, a destra). La storia temporale della sorgente è un impulso di Ricker, con frequenza di picco pari a 4 Hz (, a sinistra). I sismogrammi sono calcolati per una lunghezza pari a $T=10.24$ s e successivamente sono filtrati con un filtro passa basso con frequenza di taglio a 10 Hz, che rappresenta la frequenza massima di interesse per questo studio.

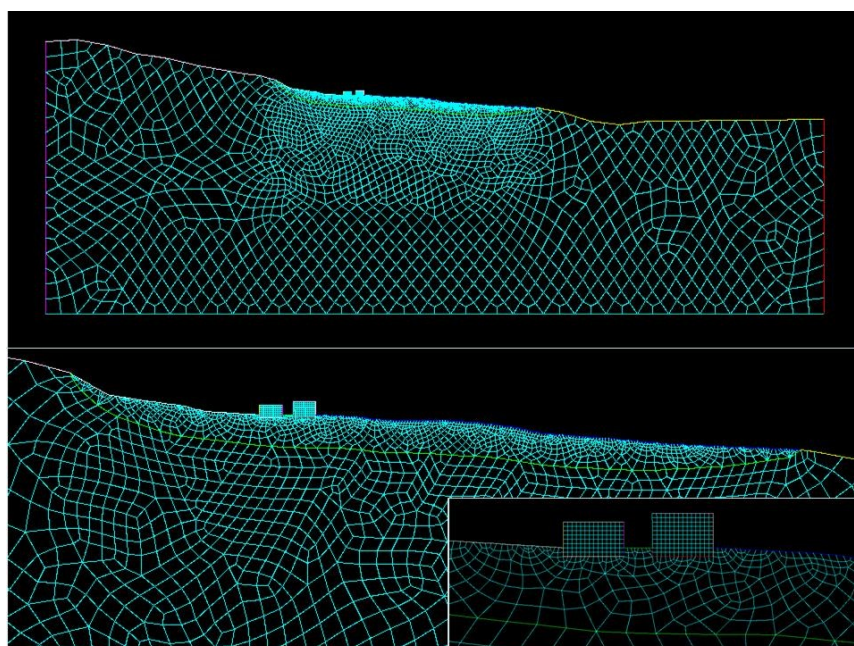


Figura 6.2.4. Discretizzazione ad elementi spettrali usata per la modellazione. In alto è mostrato l'intero modello di calcolo, in basso e' evidenziata la zona superficiale in prossimità degli edifici.

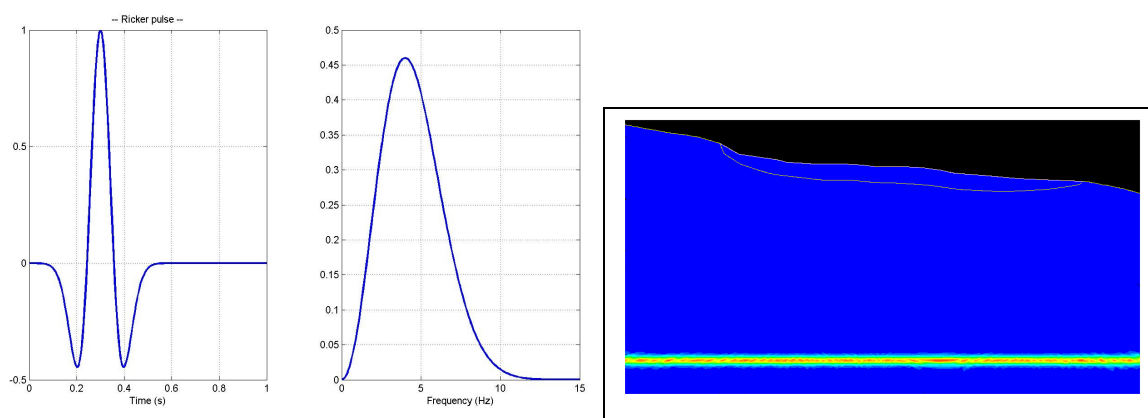


Figura 6.2.5. A sinistra: storia temporale della sorgente. La funzione è rappresentata da un impulso di Ricker ($f_{max}=25$ Hz). A destra: istantanea del campo d'onda al primo istante di propagazione.

6.2.1 Risultati delle modellazioni

Le analisi sono state eseguite considerando sia le istantanee del campo d'onda sia i sismogrammi calcolati su diverse litologie di suolo in campo libero e in vari punti sugli edifici. Il moto del suolo è stato calcolato in diverse posizioni sia in campo libero, sulle diverse litologie di suolo (sulle argille e sul bedrock), sul suolo in mezzo ai due edifici, in cima, all'interno ed alla base degli edifici stessi.

E' stata verificata la corrispondenza del modello di velocità utilizzato nella modellazione numerica nei primi 30 metri (per il suolo argilloso) con la frequenza di risonanza ottenuta dal calcolo dei rapporti spettrali HVSR da rumore ambientale e terremoti (Mucciarelli et al, 2004). I rapporti tra gli spettri di ampiezza di sismogrammi sintetici calcolati sul suolo argilloso e quelli calcolati sul bedrock, nel modello senza edifici

(Figura 6.2.6), presentano sia nella componente orizzontale radiale P-SV sia quella orizzontale trasversale SH un picco in corrispondenza della frequenza di 2.6 Hz, compatibile con la frequenza di picco dei rapporti spettrali H/V da rumore ambientale e terremoti osservati nel sito sul suolo argilloso.

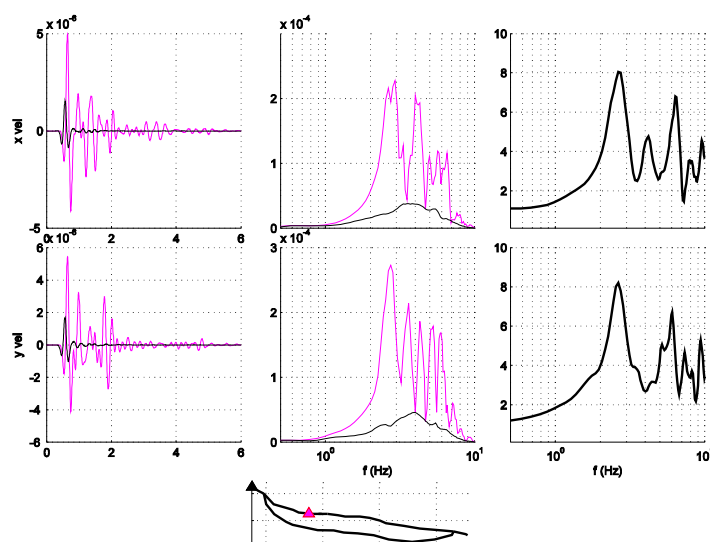


Figura 6.2.6. Sismogrammi sintetici calcolati nel modello senza edifici in superficie, rispettivamente sull'affioramento delle argille (in magenta) e del bedrock (in nero). Da sinistra a destra: sismogrammi sintetici, spettri di ampiezza di Fourier e rapporto tra gli spettri di ampiezza dei sismogrammi calcolati su argille rispetto a quelli calcolati su bedrock. In alto/basso: componente orizzontale radiale/trasversale.

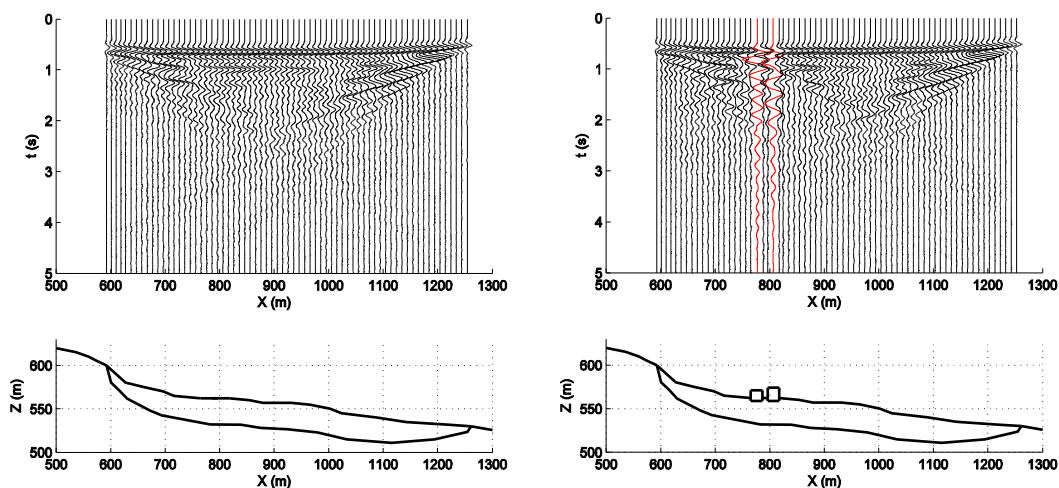


Figura 6.2.7. Sismogrammi sintetici estratti in superficie lungo il transetto nel modello senza edifici (a sinistra) e in quello con edifici (a destra). Per questo ultimo sono evidenziati in rosso i sismogrammi estratti in cima ai due edifici. La scala grafica è la medesima per entrambi modelli.

La Figura 6.2.7 mostra i sismogrammi di accelerazione calcolati in superficie con e

senza i due edifici. Sono segnati in rosso i sismogrammi calcolati in cima alle due costruzioni, in modo da evidenziare direttamente la variazioni del campo d'onda provocato dalla presenza degli edifici stessi. Le diversità nelle caratteristiche del campo d'onda in presenza o meno degli edifici sono qualitativamente osservabili anche dalle istantanee del campo d'onda (). Nel caso della presenza di uno o entrambi gli edifici (simulazioni 1 e 2) il campo d'onda rimane intrappolato all'interno degli edifici, oltre che all'interno dei suoli argillosi, e l'energia rilasciata gradualmente aumenta la durata dei sismogrammi nell'area in cui sono costruiti gli edifici rispetto a quanto avviene nel modello senza edifici (simulazione 0).

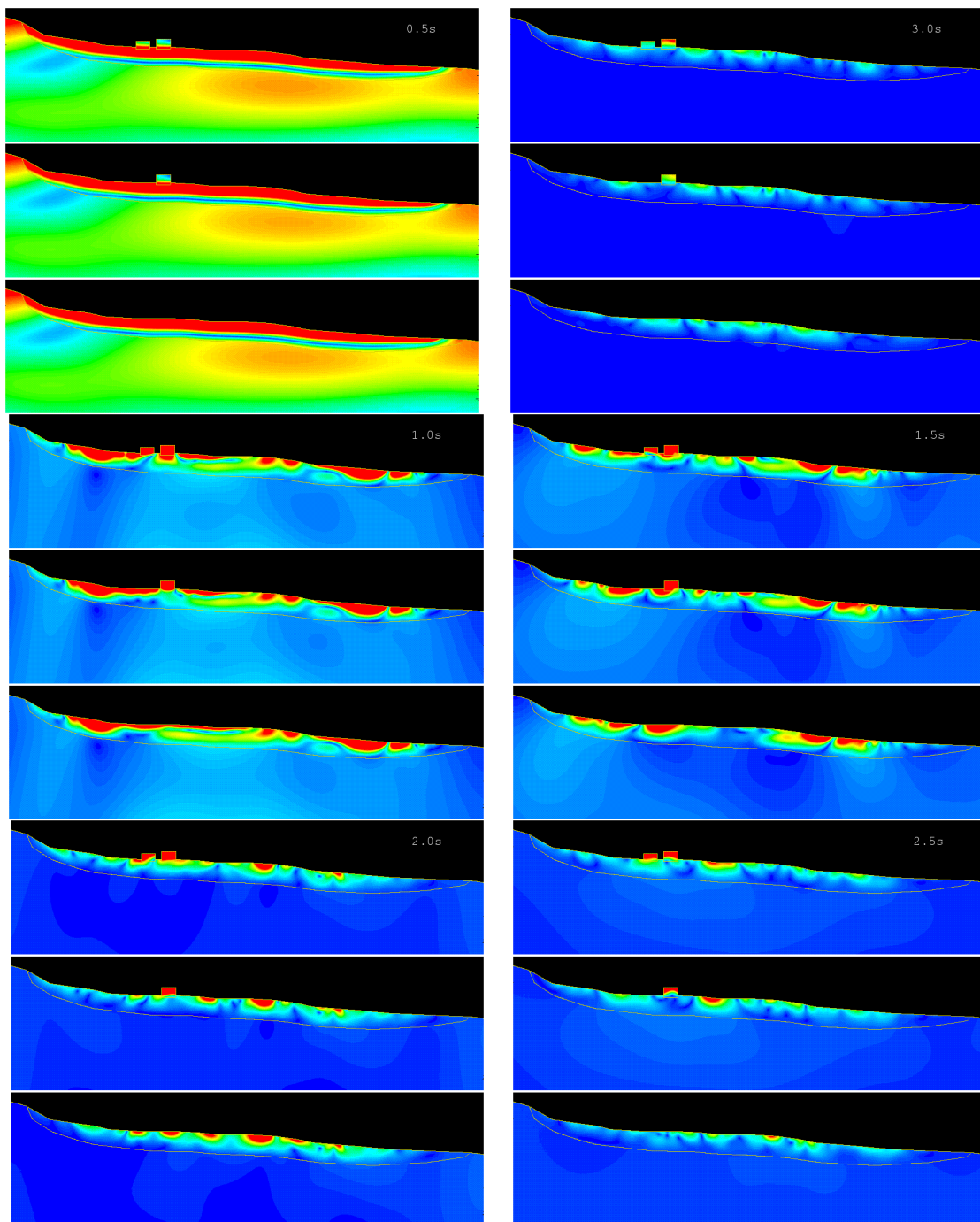


Figura 6.2.8. Istantanee del campo d'onda P-SV per le tre simulazioni. Dall'alto in basso: simulazione 2 (due edifici), 1 (un edificio) e 0. In ogni pannello, in alto a destra, è indicato il tempo di propagazione.

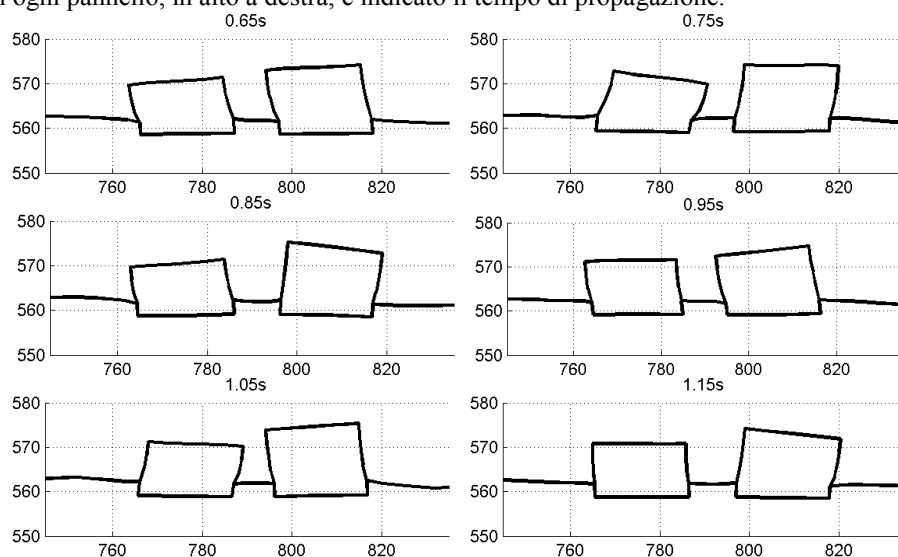


Figura 6.2.9. Istantanee dello spostamento del campo d'onda P-SV per il modello con edifici. In ogni pannello, in alto, è indicato l'istante di propagazione.

In Figura 6.2.9 sono rappresentate le istantanee del campo d'onda lungo gli edifici e nella zona immediatamente circostante: questo permette di valutare visivamente i modi di vibrazione con cui le due strutture oscillano nonché le frequenze e fasi differenti.

Le caratteristiche spettrali del moto del suolo simulato sono evidenziate tramite i rapporti degli spettri di Fourier in ampiezza ottenuti in cima agli edifici nella simulazione 2 con quelli ottenuti in superficie nelle stesse posizioni nella simulazione 0 (senza edifici) (Figura 6.2.10). Per l'edificio di tre piani gli spettri di ampiezza calcolati per le due componenti mostrano un doppio picco a circa 3 e 4 Hz, mentre i rapporti spettrali sono caratterizzati da un picco a 3.6 Hz nella componente radiale e uno a 3.9 Hz nella componente trasversale. L'edificio a quattro piani mostra invece, nello spettro di ampiezza, un picco marcato a circa 2.4 Hz in ambedue le componenti (quindi una frequenza fondamentale molto vicina a quella di risonanza del sito), mentre nei rapporti spettrali si ha un picco a 2.4 Hz nella sola componente radiale ed un'amplificazione generale nella banda 2-4 Hz, con picco massimo a 3.7 Hz nella componente trasversale.

Al fine di valutare l'interazione edificio-edificio, confrontiamo i rapporti tra gli spettri di Fourier ottenuti in cima all'edificio a quattro piani nella simulazione 2 e in superficie nella simulazione 0 (Figura 6.2.10, a destra) con quelli ottenuti sullo stesso edificio nella simulazione 1 sempre rispetto alla simulazione 0 (Figura 6.2.11, a sinistra). Dal confronto emerge che in entrambe le componenti della simulazione 1 manca il picco a quasi 4 Hz, presente invece nella simulazione 2. Ciò suggerisce quindi la presenza di un effetto di interazione tra i due edifici, più in particolare, il picco a 4 Hz nell'edificio alto sarebbe una conseguenza dell'oscillazione del edificio più basso. Una conferma di ciò si ha confrontando i rapporti spettrali calcolati sullo stesso edificio nella simulazione 2 e nella simulazione 1 (Figura 6.2.11, a destra). I rapporti spettrali evidenziano effettivamente un picco a 4 Hz, in ambedue le componenti, confermando questa ipotesi. È interessante notare che l'analisi tramite la Wavelet Transform eseguite nello studio (Mucciarelli et al.,

2004) sulla registrazione acquisita nell'edificio più alto, hanno evidenziato un secondo picco proprio a 4 Hz che era stato però interpretato come un modo superiore di vibrazione dell'edificio.

La Figura 6.2.12 mette a confronto i sismogrammi ottenuti per le simulazioni 0 e 2 in siti sul suolo argilloso posti a sinistra e a destra della posizione degli edifici. I rapporti spettrali presentano nei due casi picchi a frequenze diverse, e più precisamente di circa 4-5 Hz a sinistra dell'edificio a tre piani e a 3.5-3.9 Hz a destra di quello a quattro piani. Quindi i due edifici influiscono in modo diverso anche sul free-field circostante. La stessa analisi effettuata su siti posti a sinistra e a destra dei due edifici, ma sul bedrock (Figura 6.2.13) evidenzia dei rapporti spettrali praticamente piatti (ed unitari) per ambedue le configurazioni, indicando che, a quelle distanze (> 100 m) e su quella litologia la presenza degli edifici non modifica in modo sostanziale il campo d'onda sismico.

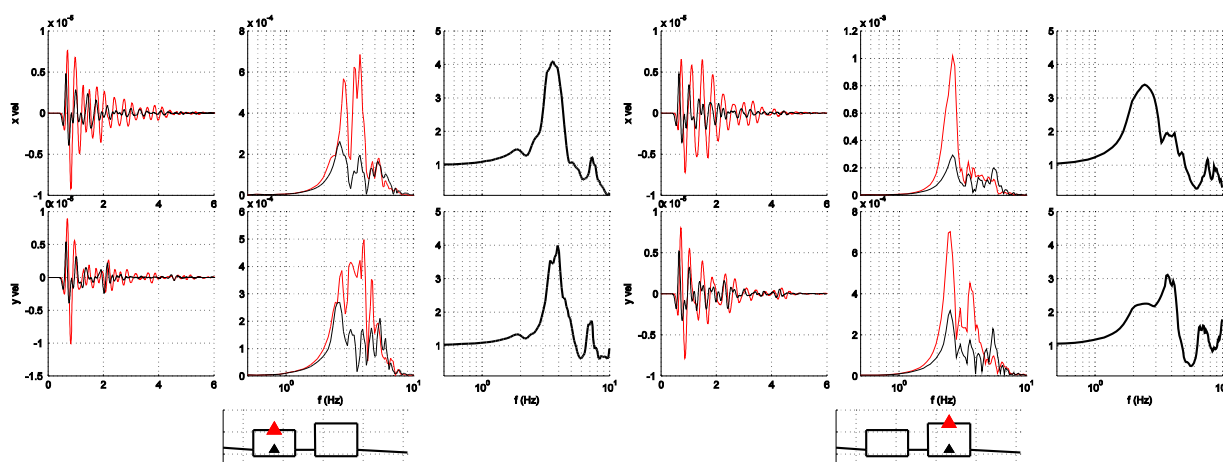


Figura 6.2.10. Confronto tra la risposta calcolata per il modello con entrambi gli edifici (in rosso) e quello senza edifici (in nero). Il triangolo indica la posizione del punto di estrazione del sismogramma (a sinistra sull'edificio a tre piani, a destra su quello a quattro piani). Altri dettagli come in Figura 6.2.6.

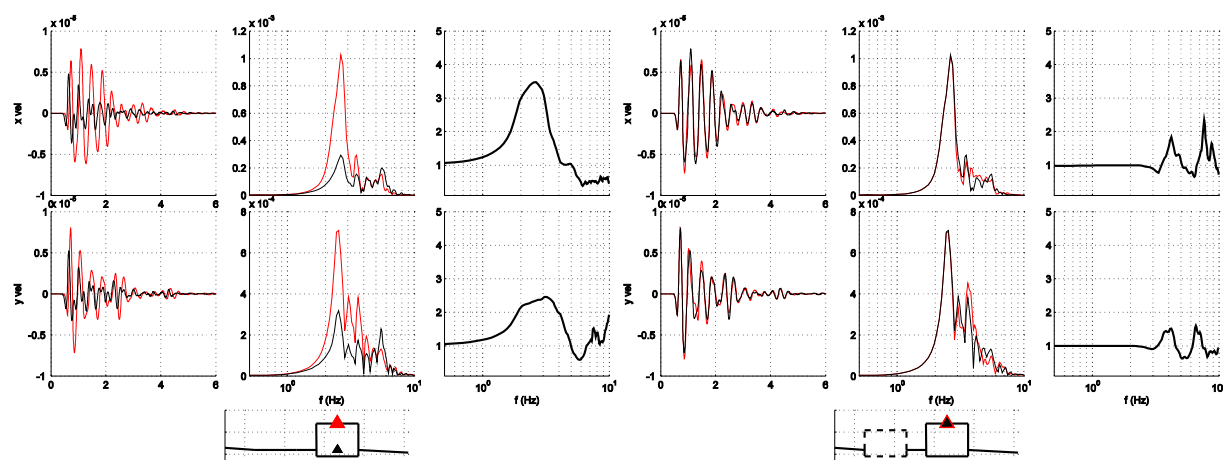


Figura 6.2.11. A sinistra: confronto tra la risposta calcolata per il modello sull'edificio a quattro

piani nel modello con un solo edificio (in rosso) rispetto a quella del modello senza edifici (in nero). A destra: confronto tra la risposta calcolata per il modello con due edifici (in rosso) rispetto a quella del modello con il solo edificio più alto (in nero). Il triangolo indica la posizione del punto di estrazione del sismogramma (sull'edificio a quattro piani, per ambedue i modelli). Altri dettagli come in Figura 6.2.6.

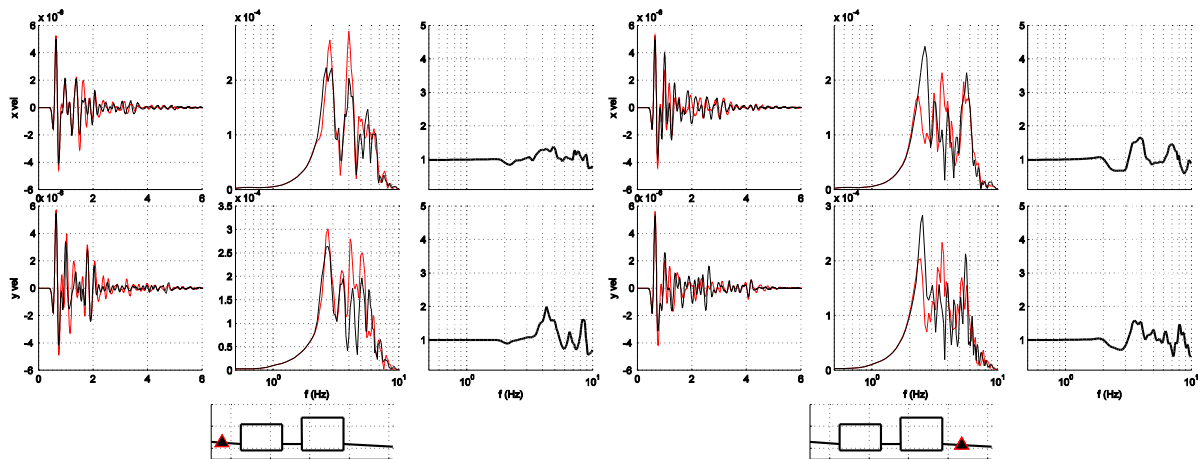


Figura 6.2.12. Confronto tra la risposta calcolata sul suolo argilloso per il modello con entrambi gli edifici (in rosso) rispetto a quella del modello senza edifici (in nero). Il triangolo indica la posizione del punto di estrazione del sismogramma (a sinistra e a destra degli edifici, rispettivamente). Altri dettagli come in Figura 6.2.6.

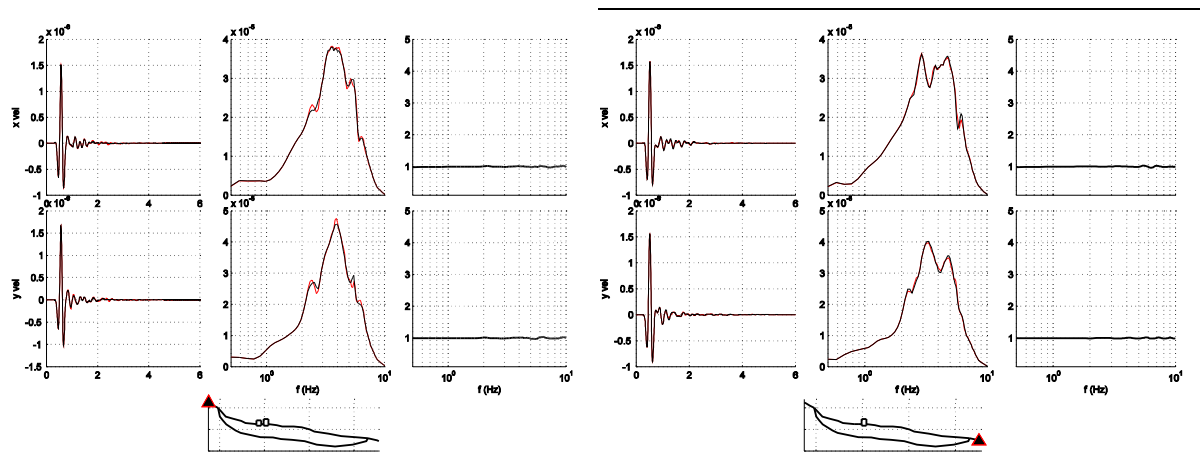


Figura 6.2.13. Confronto tra la risposta calcolata al bedrock (a distanza di circa 200 e 400 m, rispettivamente a sinistra e destra) per il modello con entrambi gli edifici (in rosso) rispetto a quella del modello senza edifici (in nero). Il triangolo indica la posizione del punto di estrazione del sismogramma (a sinistra e a destra degli edifici, rispettivamente). Altri dettagli come in Figura 6.2.6.

Per valutare fino a quale distanza e in quale modo la presenza degli edifici perturbi il campo d'onda nell'intorno è stata calcolata la perturbazione in termini di differenza dei campi calcolati per il modello 2 (Figura 6.2.14, pannello in alto a sinistra) e il modello 1 (pannello in alto a destra) rispetto alla risposta in campo libero calcolata con il modello 0. Queste curve mostrano che la presenza degli edifici altera il campo circostante fino ad una distanza di circa 300 m. In particolare, gli edifici alterano l'ampiezza della risposta in campo libero di circa il 40% ad una distanza di circa 100 m, del 30% a 200 m e di circa il 10% a 300 m. Gli spettri normalizzati di Figura 6.2.14 mostrano quanto appena detto e indicano inoltre che l'edificio più alto ha una frequenza di risonanza di circa 2.6 Hz, e che la frequenza di vibrazione a circa 4 Hz è indotta dalla risonanza dell'edificio più basso. Si notano anche le risonanze a frequenze superiori.

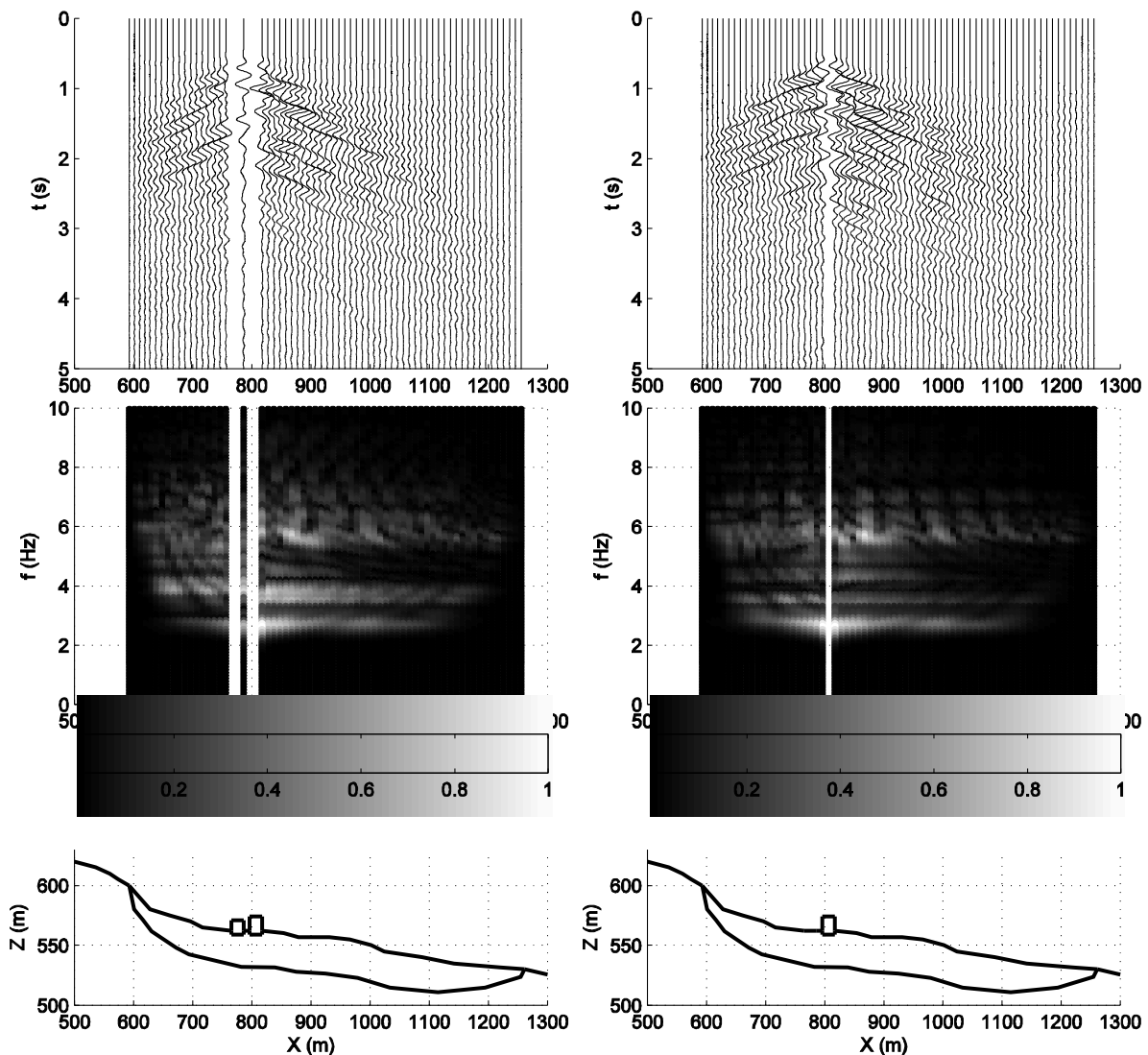


Figura 6.2.14. Perturbazione del campo d'onda causata dalla presenza dei due edifici (sinistra) e di un solo edificio (destra). Dall'alto in basso: risposta temporale, spettro normalizzato e sezione del modello.

6.2.2 Conclusioni

Sono state effettuate delle simulazioni numeriche 2D per analizzare gli effetti sul moto del

suolo dovuti all'interazione suolo-struttura e struttura-struttura nel caso reale di due edifici siti nel comune di Bonefro (CB). Il caso é interessante perché per uno dei due edifici, il più lesionato del terremoto del Molise del 2002, sono disponibili i dati di alcuni aftershocks della medesima sequenza registrati da un accelerometro installato sull'edificio stesso subito dopo la scossa principale (Mucciarelli et al., 2004). In sintesi, questo studio dimostra che:

- l'edificio lesionato ha una frequenza naturale di vibrazione simile a quella del suolo argilloso su cui è costruito ($f_0 \approx 2.5$ Hz), mentre quello meno lesionato ha una frequenza propria superiore;
- esiste un effetto di amplificazione spettrale dovuto alla presenza degli edifici e alla loro interazione durante l'eccitazione sismica, che si manifesta in prossimità degli edifici. In particolare, la risposta dell'edificio più grande mostra un forte picco di amplificazione alla frequenza fondamentale ($f_0 \approx 2.5$ Hz, che corrisponde anche a quella del suolo), mentre l'edificio più piccolo induce una amplificazione del moto nell'edificio più grande nei modi superiori.

Sono dunque confermati e spiegati con maggior dettaglio i risultati emersi dal precedente studio sperimentale basato sulle registrazioni accelerometriche da cui risulta che l'interazione della vibrazione propria della struttura con il suolo su cui è edificata può aver avuto un ruolo fondamentale nel danneggiamento dell'edificio più alto.

Bibliografia

- Mucciarelli, M., Masi, A., Gallipoli, M.R., Harabaglia, P., Vona, M., Ponzio, F., and Dolce, M. 2004. Analysis of RC building dynamic response and soil-building resonance based on data recorded during a damaging earthquake (Molise, Italy, 2002). *BSSA*, 94 (5), 1943-1953.
- Priolo, E., 2001. Earthquake ground motion simulation through the 2-D spectral element method. *J. Comp. Acoustics*, 9 (4), 1561-1581.
- Priolo, E., 2002. Ground Motion Modelling Using the 2-D Chebyshev Spectral Element Method. Numerical Analysis and Modeling in Geomechanics. Editor Dr. John W. Bull Spon Press. Taylor and Francis Group Ltd., London.