

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI MILANO – BICOCCA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea in Scienze e Tecnologie Geologiche



STUDIO DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE AL SITO DI SAN
GIULIANO DI PUGLIA (CB) ATTRAVERSO L'ANALISI DI DATI
EMPIRICI

Relatore: Prof. Giovanni B. CROSTA

Correlatori: Dott. Simone MARZORATI

Dott.ssa Francesca PACOR

Tesi di Laurea di:

Chiara LADINA

Matr. n. 078328

Anno Accademico 2006-2007

Ai miei Genitori
Ai miei Nonni

INDICE

| | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| 1. RIASSUNTO..... | 5 |
| 2. INQUADRAMENTO GENERALE DEL COMUNE DI SAN GIULIANO DI PUGLIA | |
| 2.1 Sequenza sismica 2002 | 10 |
| 2.2 Distribuzione dei danni nei paesi limitrofi e a San Giuliano..... | 15 |
| 2.3 Danni osservati e riorganizzazione degli indici..... | 16 |
| 2.4 Inquadramento strutturale..... | 18 |
| 2.5 Modello geologico, strutturale e geofisico dell'area epicentrale..... | 20 |
| 2.6 La geologia a San Giuliano di Puglia..... | 24 |
| 2.7 Indagini geofisiche..... | 26 |
| 2.8 Indagini geotecniche..... | 28 |
| 2.9 Modello digitale geologico/strutturale..... | 34 |
| 3. GLI EFFETTI DI SITO | 37 |
| 3.1 Esempi di effetti di sito..... | 39 |
| 3.2 Risposta sismica di un sottosuolo ideale..... | 41 |
| 3.3 Risposta sismica di un sottosuolo reale..... | 47 |
| 3.4 La risposta sismica locale a San Giuliano di Puglia: sintesi dei principali studi..... | 56 |
| 3.4.1 Lo studio di microzonazione svolto dal Dipartimento della Protezione Civile... | 56 |
| 3.4.2 Analisi del danno, risultato ed elaborato finale..... | 61 |
| 3.5 Stima della risposta sismica locale attraverso metodi empirici..... | 63 |
| 3.5.1 Sintesi dei risultati dello studio di Cara et al. (2005)..... | 64 |
| 3.5.2 Sintesi del Progetto INGV-DPC S3-TASK 3..... | 66 |
| 3.5.3 Sintesi dello studio di Augliera et al. (2004)..... | 70 |
| 3.5.4 Sintesi dello studio di Strollo et al.(2004)..... | 72 |
| 3.5.5 Confronto dei principali studi empirici..... | 75 |
| 4. ELABORAZIONE DATI..... | 76 |
| 4.1 Segnali sismici registrati nel Comune di San Giuliano di Puglia..... | 76 |

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 4.2 Il database degli eventi sismici registrati a San Giuliano di Puglia..... | 80 |
| 4.3 Trasformazione dei dati digitali delle registrazioni sismiche | |
| in un formato omogeneo..... | 83 |
| 4.3.1 Dati digitali forniti dall'INGV di ROMA 1..... | 84 |
| 4.3.2 Dati digitali forniti dall'INGV di MILANO..... | 85 |
| 4.3.3 Dati forniti dall'UNIBAS..... | 86 |
| 4.3.4 Dati registrati dal SSR..... | 87 |
| 4.4 Trasformazione dei dati nel formato S6..... | 87 |
| | |
| 5. METODOLOGIA DI ANALISI..... | 90 |
| 5.1 Metodi empirici per la stima delle amplificazioni sismiche..... | 90 |
| 5.1.1 Tecnica del Rapporto Spettrale Standard SSR..... | 91 |
| 5.1.2 Tecnica del Rapporto Spettrale HVSR..... | 91 |
| 5.2 Processamento dei dati..... | 93 |
| 5.2.1 Picking delle tracce..... | 93 |
| 5.2.2 Rotazione delle componenti..... | 95 |
| 5.2.3 Elaborazione del segnale..... | 96 |
| 5.2.4 Spettri di Fourier delle componenti..... | 98 |
| 5.3 Calcolo dei Rapporti Spettrali HVSR..... | 100 |
| | |
| 6. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI..... | 105 |
| | |
| APPENDICE..... | 116 |
| Allegato 1) Definizione di Vulnerabilità | |
| Allegato 2) Il linguaggio di programmazione Matlab® | |
| Allegato 3) Il formato Sac | |
| Allegato 4) Il formato del Progetto S6 | |
| Allegato 5) Tabella degli eventi sismici raccolti nel database | |
| Allegato 6) Rappresentazione delle medie dei rapporti HVSR ruotati per azimuth per le stazioni analizzate | |
| | |
| BIBLIOGRAFIA..... | 136 |
| RINGRAZIAMENTI..... | 143 |

1. RIASSUNTO

Il 31 ottobre 2002 ha avuto inizio la sequenza sismica del Molise, caratterizzata da due eventi principali di moderata magnitudo che si sono succeduti nell'arco di poche ore. Il primo di essi, con magnitudo momento (M_w) pari a 5.7 (Chiarabba et al., 2005), è stato origine del crollo di una parte della scuola elementare "Francesco Jovine" a San Giuliano di Puglia (CB), dove hanno perso la vita 26 bambini e un'insegnante.

La zona colpita 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.

I terremoti si sono verificati all'interno di un piccolo volume della crosta terrestre, su faglie trascorrenti destre localizzate fra 10 e 25 Km di profondità (Valensise et al., 2004; Chiarabba et al., 2005).

La faglia ritenuta causa di questo terremoto sembra essere legata alla faglia della Mattinata, una faglia attiva che taglia il promontorio del Gargano con strutture est-ovest riconosciute sotto gran parte dell' Appennino Meridionale (Valensise et al., 2004).

L'epicentro della scossa del 31 ottobre è stato localizzato nella zona dei Monti Frentani in prossimità del comune di San Giuliano di Puglia. Questo centro urbano, che è risultato quello maggiormente danneggiato (Intensità Macrosismica $I_{MCS}=8-9$), ha presentato un elevato grado di distruzione con crolli parziali e totali (Valensise et al., 2004).

Il sito di San Giuliano di Puglia si trova sulla cima di una collina, su una formazione di calcarenite.

Il centro urbano è edificato su una stretta dorsale orientata in direzione NNW-SSE e delimitata da due valli abbastanza incise che circondano tutto l'abitato fino alla loro confluenza, alla quota media di 450 metri s.l.m.. In sommità tale dorsale si presenta abbastanza spianata, con una blanda depressione al centro, una cosiddetta sella morfologica, caratterizzata da un dislivello di circa 10 metri (Puglia, 2007). Il centro storico, situato nella zona meridionale, sorge su una formazione flyschoidale ed è risultata l'area meno danneggiata dal sisma; l'area di recente espansione è localizzata nella parte centro-settentrionale, lungo la sella morfologica costituita da terreni a prevalente componente argillosa, ed ha subito il maggior numero di danni. Il contatto tra le due unità principali di Toppo Capuana e flysch di Faeto risulta essere netto e probabilmente di origine tettonica e si presenta con immersione piuttosto ripida in direzione NE in prossimità del centro storico del paese, parte meridionale.

La scossa di terremoto principale ha innescato una serie di scosse secondarie che il giorno seguente sono culminate con un altro terremoto di Mw 5.7 (MI 5.3) (Chiarabba et al., 2005) che ha peggiorato i danni provocati dal precedente evento. Il terremoto del 1 novembre è avvenuto in un'area ubicata più ad ovest della precedente, nei pressi del centro abitato di Ripabottoni ($I_{MCS}=7$).

La sequenza sismica si è poi protratta per circa un mese; gli eventi che l'hanno caratterizzata sono stati registrati dalle stazioni accelerometriche e velocimetriche mobili installate da diversi enti nell'area dopo le scosse principali.

A seguito della sequenza sismica molti studi sono stati svolti, sia in ambito scientifico che istituzionale, per caratterizzare e quantificare gli effetti di sito verificatisi nei comuni molisani colpiti dal sisma e in particolare nel Comune di San Giuliano di Puglia. Per effetti di sito si intendono le modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico, relativo ad una formazione rocciosa di base, subisce attraversando gli strati di terreno fino alla superficie (Lanzo,1999). Dopo un terremoto, la loro valutazione degli effetti di sito è un elemento di fondamentale importanza sia per comprendere le possibili cause del danneggiamento osservato sia per pianificare adeguatamente i successivi interventi di ricostruzione.

Il Dipartimento della Protezione Civile (DPC), a seguito dell'evento sismico, ha eseguito accurate indagini di tipo geologico, geotecnico e sismico nonché analisi dettagliate della vulnerabilità e del danneggiamento degli edifici nel centro abitato di San Giuliano di Puglia. Questi studi, coordinati dal Servizio Sismico Nazionale (SSN) del DPC, hanno portato alla microzonazione sismica dell'area urbana al fine della ricostruzione del centro abitato.

Dettagliati studi di modellazione della risposta sismica locale sono stati svolti nell'ambito del Progetto S3 "Scenari di scuotimento e di danno in aree di interesse prioritario e/o strategico" (Progetto INGV-DPC, 2007). Per il Comune di San Giuliano di Puglia sono stati realizzati modelli 2D e 3D del suolo, utilizzati per riprodurre la sequenza sismica in superficie per una vasta area. I risultati hanno evidenziato forti amplificazioni, le cui caratteristiche sono determinate dall'elevato contrasto di impedenza sismica tra le formazioni del flysch e delle argille e dalle caratteristiche geometriche della sella morfologica.

Oltre che con modelli teorici, gli effetti di sito a San Giuliano di Puglia sono stati indagati attraverso metodi empirici utilizzando le registrazioni delle reti sismiche temporanee installate a seguito degli principali eventi del 2002. Attraverso la tecnica dei rapporti spettrali standard (SSR) tra le componenti delle registrazioni provenienti da stazioni poste nella parte centrale dell'abitato di San Giuliano di Puglia rispetto a quelle di due stazioni di riferimento su roccia,

Cara et al. (2005) hanno valutato le frequenze e le durate dell'amplificazione del moto sismico. I dati osservati hanno mostrato significative amplificazioni ad alta frequenza ($>2\text{Hz}$), le quali si mantengono invariate al di sopra della zona argilloso-marnosa; al contrario, il livello di amplificazione diminuisce nella parte corrispondente al centro storico di San Giuliano di Puglia, situato sulla formazione calcarea. Le amplificazioni osservate hanno mostrato andamenti molto complessi sia nel dominio del tempo che della frequenza: picchi di massima amplificazione a frequenze di circa 2 Hz appaiono nei primi secondi successivi all'arrivo dell'onda S, l'amplificazione si protrae nel tempo (circa 10 sec) raggiungendo frequenze maggiori ma attenuandosi in ampiezza.

Strollo et al. (2007) hanno adottato la tecnica dei rapporti spettrali a singola stazione (HVSR), calcolando il rapporto tra la componente orizzontale e verticale di registrazioni accelerometriche raccolte in vari punti del paese. Questa indagine ha messo in evidenza una forte amplificazione del moto orizzontale in un sito posto vicino alla scuola di San Giuliano di Puglia, con una pronunciata espressione lungo la componente est-ovest. Ulteriori osservazioni, a nord dell'abitato di San Giuliano di Puglia, non hanno mostrato significative amplificazioni nel rapporto spettrale. Inoltre al sito posto a sud dell'area della scuola di San Giuliano di Puglia sono stati calcolati i rapporti spettrali su registrazioni di rumore sismico ambientale (NHVSR), applicando la tecnica empirica di Nakamura (1989). I rapporti NHVSR sono stati calcolati a partire dalla rotazione delle componenti del segnale sismico, mettendo in evidenza una direzione preferenziale dell'amplificazione del noise sismico, confermando la disparità di amplificazione sulle componenti nord-sud ed est-ovest rilevata negli HVSR calcolati sui terremoti.

Lo scopo di questo lavoro di tesi si è basato sull'applicazione del metodo empirico HVSR a partire dai segnali degli eventi sismici della sequenza del Molise del 2002 registrati dalle reti temporanee installate all'interno dell'abitato di San Giuliano di Puglia.

La prima fase operativa del lavoro è stato il reperimento di tutte le registrazioni sismiche e velocimetriche disponibili per il comune di San Giuliano di Puglia, effettuate da enti che avevano posizionato reti temporanee a seguito della scossa principale del 31 ottobre 2002, in periodi differenti. I dati utilizzati in questa tesi sono le registrazioni provenienti dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sedi di Roma e Milano, l'Università della Basilicata e il Dipartimento della Protezione Civile. Successivamente sono state reperite le informazioni relative agli eventi sismici della sequenza che hanno dato luogo alle registrazioni, ottenute integrando i dati raccolti precedentemente in Cara et al. (2005) e quelli del bollettino sismico del Centro Nazionale Terremoti-INGV (www.ingv.it).

È stato quindi realizzato un database inserendo le informazioni mancanti relative ai parametri focali di tutti gli eventi sismici dal 4 novembre 2002 al 29 novembre 2003 in modo da associarle ai dati relativi alle registrazioni sismiche.

Per ogni data set di registrazioni raccolte da ciascun ente, è stato necessario reperire ed organizzare le informazioni relative alla strumentazione utilizzata per registrare i terremoti. Alla fine della raccolta di tutte le informazioni, il dataset utilizzato in questo lavoro è risultato composto di 208 eventi e relative registrazioni (1875).

La seconda fase ha avuto come obiettivo quello di uniformare tutte le registrazioni sismiche in uno stesso formato. Per effettuare questa operazione sono state sviluppate alcune routine nell'ambiente di programmazione Matlab[®]. Come formato finale dei dati è stato scelto il formato realizzato nel Progetto INGV-DPC S6 (Luzi and Sabetta, 2006). Tale formato è composto da un file ASCII contenente 43 righe di intestazione seguite da una colonna di valori inerenti all'ampiezza del segnale di una singola componente del moto sismico.

Una volta ottenuti i dati nello stesso formato si è passati all'analisi dei dati stessi con lo scopo finale di ottenere i rapporti spettrali HVSR sulle tracce di ogni stazione, sempre utilizzando delle routine create in Matlab[®]. In prima battuta è stato effettuato un processing dei segnali sismici eseguendo alcune operazioni numeriche (ad esempio detrending, filtraggio e tapering) e la correzione strumentale delle tracce tenendo presente le caratteristiche dei differenti acquisitori e sensori. Una volta ottenute le tracce corrette, per ognuno dei 208 eventi sismici è stato individuato il tempo d'arrivo della fase S attraverso l'operazione di picking, in modo da poter scegliere la finestra d'analisi. Dopo aver calcolato e memorizzato le tracce delle componenti orizzontali del moto ruotate con passo di 5°, sono stati restituiti gli spettri del segnale calcolati su una finestra d'analisi lunga 5 secondi a partire dall'onda S. Infine, per ogni evento, sono stati calcolati i rapporti spettrali HVSR per ogni azimuth di rotazione, prima di ottenere le medie degli HVSR su tutti gli eventi. Con le medie ottenute sono stati realizzati dei polarigrammi che riassumono la direzionalità e il contenuto in frequenza delle amplificazioni.

I rapporti spettrali HVSR calcolati per ogni azimuth sono stati utilizzati per evidenziare le direzioni preferenziali di amplificazione in tutti i punti di osservazione lungo il particolare assetto geologico e strutturale che si ritrova nel Comune di San Giuliano di Puglia. I valori ricavati da queste ultime analisi hanno mostrato che i valori dei picchi HVSR ricadono in un intervallo di frequenza compreso tra 2.0 e 8.2 Hz. Inoltre i picchi HVSR evidenziano significative amplificazioni per quelle stazioni che si trovano nella parte centrale dell'abitato

di San Giuliano di Puglia al di sopra della formazione argillosa e dei depositi detritici; al contrario le stazioni che si trovano sulla formazione calcarea non evidenziano forti amplificazioni. Analizzando i polarigrammi degli HVSR, si può dedurre che nei siti relativi alle stazioni posizionate sulla formazione calcarea non è presente una direzione di amplificazione preferenziale, la quale invece è evidente per i siti delle stazioni posizionate sui depositi argilloso-sabbiosi. Inoltre confrontando i valori degli azimuth, compresi tra 100° e 160° N, con la carta topografica e quella geologica si osserva che la direzione dell'amplificazione coincide con quella dell'asse della sella morfologica su cui è posizionato il paese di San Giuliano di Puglia (direzione NNW-SSE). Questo porta ad ipotizzare che la presenza della sella morfologica e il contrasto d'impedenza tra le formazioni litologiche inducono una focalizzazione del campo sismico longitudinalmente al centro abitato di San Giuliano di Puglia.

In conclusione, il presente lavoro di tesi ha contribuito ad aumentare le conoscenze sugli effetti di sito che si sono manifestati in occasione degli eventi sismici del 2002 al sito di San Giuliano di Puglia. Uno dei contributi maggiori è stata l'ampia e completa raccolta di tutte le registrazioni sismiche effettuate all'interno dell'abitato di San Giuliano di Puglia, organizzando ed omogeneizzando i dati provenienti da differenti fonti. Questa operazione, effettuata per la prima volta su tali dati, ha permesso di evidenziare fenomeni dovuti alla complessità tridimensionale del sito analizzato, pur applicando un metodo d'analisi (il rapporto spettrale HVSR) abitualmente impiegato per spiegare caratteristiche monodimensionali degli effetti di sito.

2. Inquadramento generale del Comune di San Giuliano di Puglia

2.1 Sequenza sismica del 2002

Due terremoti di magnitudo momento (M_w) 5.7 (Valensise et al., 2004) (magnitudo locale (M_l) = 5.3 e 5.4) hanno colpito la parte orientale del Molise, a confine tra la provincia di Campobasso in Molise e Foggia in Puglia, il 31 ottobre e il 1° novembre 2002 innescando una sequenza di eventi che è durata alcuni mesi (Valensise et al., 2004). Entrambi hanno causato gravi danni su una regione di circa 2000 km² a cavallo tra il Molise e la Puglia (Fig. 2.1)

La scossa del 31 ottobre è stata avvertita distintamente anche a Napoli e leggermente a Roma, posizionate rispettivamente a circa 120 chilometri e 220 chilometri in direzione ovest dell'epicentro. Il terremoto è stato avvertito fra due regioni caratterizzate da un alto livello di sismicità: Appennino centro- meridionale ed il promontorio del Gargano, rispettivamente, a ovest ed a est.

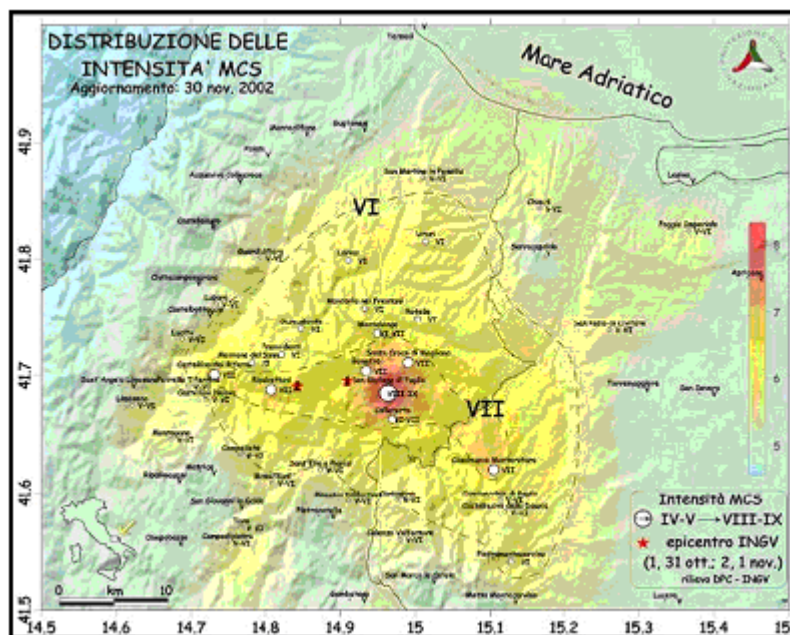


Fig. 2.1 Area interessata dal terremoto del 2002 (Di Grezia V. et al., 2006)

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 sono stati 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) (Puglia, 2007).

Per questo motivo le due scosse principali e la sequenza piuttosto insolita di scosse secondarie avvenuta nel 2002 hanno sorpreso la maggior parte dei sismologi italiani; la posizione e la profondità di questa sequenza di terremoto erano inattese.

I terremoti si sono verificati all'interno di un piccolo volume della crosta terrestre, su faglie trascorrenti destre localizzate fra 10 e 25 Km di profondità (Valensise et al.,2004). Questa profondità è risultata essere piuttosto insolita considerando che la profondità media dei terremoti precedentemente verificatisi in quest'area era di 12 Km (Valensise et al.,2004).

L'epicentro della scossa del 31 ottobre è stato localizzato nella zona dei Monti Frentani in prossimità del comune di San Giuliano di Puglia. Questo centro, che è risultato quello maggiormente danneggiato (Intensità Macrosismica $I_{MCS}=8-9$), ha presentato un elevato grado di distruzione e crolli parziali e totali (tra cui la scuola elementare di "F. Iovine"), la maggior parte dei quali ubicati nel settore centrale del paese, lungo una sella morfologica costituita da terreni di tipo argilloso.

Un grado minore di danneggiamento è stato, invece, osservato nel centro storico, che sorge su terreni principalmente calcarei (Valensise et al.,2004).

La scossa principale era stata preceduta da due scosse di magnitudo durata (Md) 3.2 e 3.5 lo stesso giorno. La scossa di terremoto principale ha innescato una serie di scosse secondarie che il giorno seguente sono culminate con un altro terremoto di Mw 5.7 (Ml 5.3) che ha peggiorato i danni provocati dal precedente evento. Il terremoto del 1 novembre è avvenuto in un'area ubicata più ad ovest della precedente, nei pressi del centro abitato di Ripabottoni ($I_{MCS}=7$). Sono stati colpiti Comuni solo marginalmente interessati e danneggiati dalla scossa del giorno precedente (Di Grezia V. et al., 2006).

La sequenza sismica si è poi protratta per circa un mese; gli eventi che l'hanno caratterizzata sono stati registrati dalla Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) e dalle stazioni accelerometriche e velocimetriche mobili installate nell'area dopo le scosse principali da Enti nazionali, tra cui l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) sezione di Milano-Pavia e sezione di Roma, Università di Potenza e Servizio Sismico Nazionale (SSN). (Fig. 2.2)

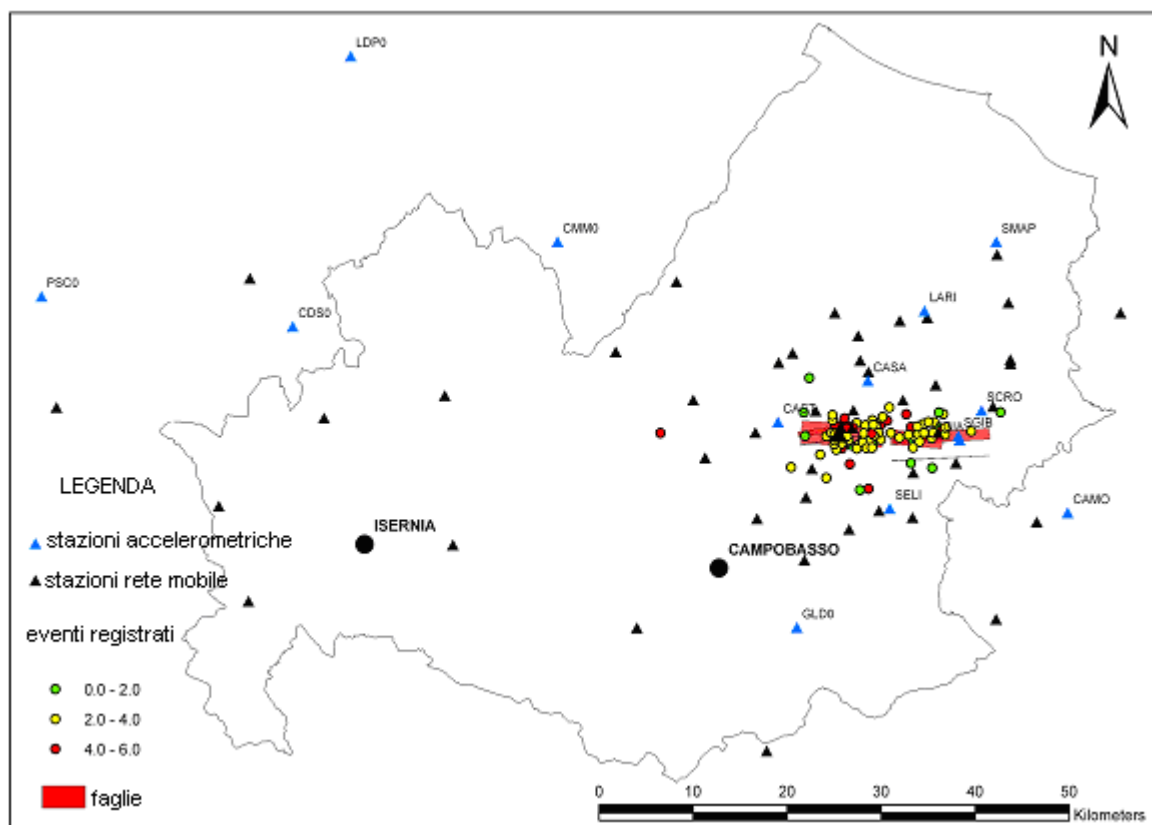


Fig. 2.2 Posizione delle stazioni accelerometriche e velocimetriche. Si noti che gli epicentri e nello stesso modo le faglie, si dispongono lungo una direttrice orientata in direzione Est-Ovest. I modelli di faglia sono quelli proposti in DISS 3.0(ITGG052; ITGG053).

La faglia ritenuta la causa di questo terremoto sembra essere legata alla faglia della Mattinata, una faglia attiva che taglia il promontorio del Gargano con strutture est-ovest riconosciute sotto gran parte dell' Appennino. (Valensise et al., 2004)

La sequenza di scosse secondarie (Fig. 2.3b) è stata caratterizzata da più eventi di magnitudo 3.8-4.2, che sono stati avvertiti distintamente dalla popolazione ed hanno rallentato le funzioni di recupero e di salvataggio. Il numero di scosse secondarie è aumentato fra il secondo e terzo giorno e una diminuzione notevole non è stata osservata prima del 5 novembre (Fig. 2.3a). Le scosse secondarie percettibili sono continuate per mesi (Fig.2.3c) e sono culminate con un evento di Md 4.2 il 1° giugno 2003.

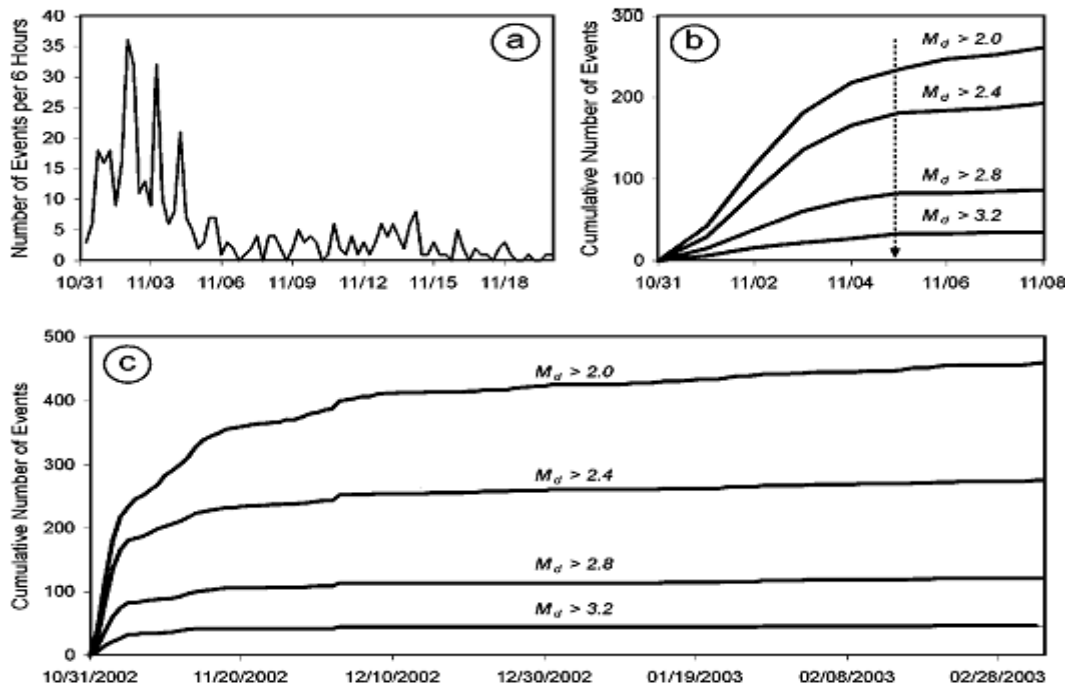


Fig. 2.3 Distribuzione nel tempo delle scosse secondarie della sequenza sismica 2002 del Molise registrata dalla rete nazionale dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. (Valensise et al., 2004) a) distribuzione degli aftershocks registrati dalla rete temporanea dell'INGV durante i primi 20 giorni, b) curve cumulative per differenti magnitudo, c) curva cumulative di aftershocks per diverse magnitudo (M_d) durante i primi quattro mesi.

In generale, il caso di due scosse principali e di scosse secondarie rende questa sequenza più simile ad uno “sciame” che ad una sequenza tipica del tipo shock-aftershock.

Una sequenza sismica caratterizzata da scosse principali e da scosse secondarie di elevata magnitudo, non è sconosciuta in Italia. Un comportamento simile è stato osservato durante il terremoto che ha colpito la regione intorno a Potenza (Basilicata, Appennino meridionale) fra 1990 e 1991. Una scossa principale di M_l 5.3 il 5 maggio 1990 ha innescato una sequenza che è continuata per l'anno seguente e culminata con un evento simile il 26 maggio 1991.

Un altro esempio degno di nota è il terremoto umbro-marchigiano dell'autunno 1997. Nel corso dell'esecuzione delle registrazioni si è rilevato che la magnitudo degli eventi secondari non era molto diversa da quella delle scosse principali del 26 novembre 1997.

La Fig. 2.4 ricapitola le caratteristiche spaziali e cinematiche principali della sequenza del Molise (Valensise et al., 2004).

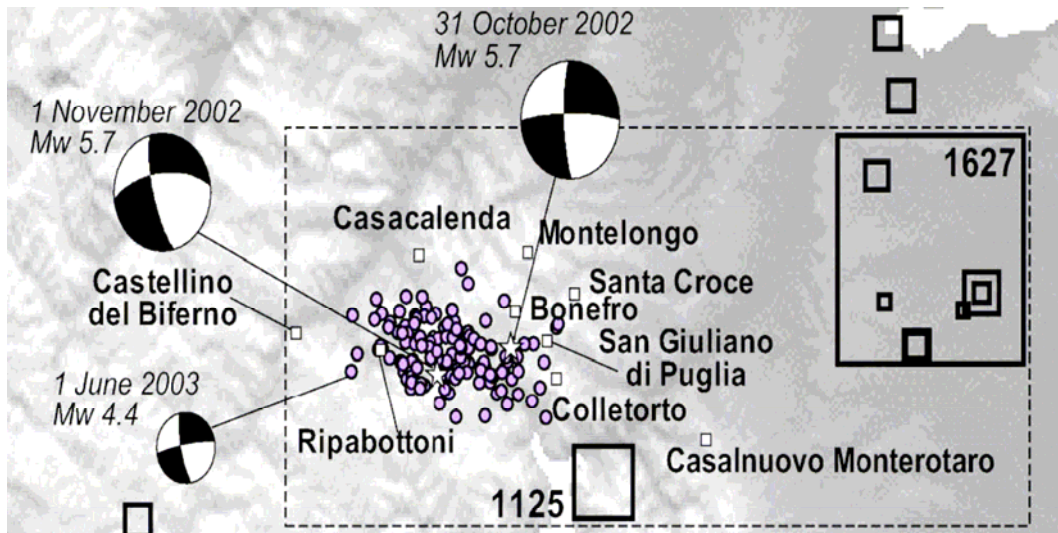


Fig. 2.4 Mappa rappresentante la sequenza sismica del 2002 (Valensise, 2004). Le due stelle rappresentano i due eventi principali (31 ottobre e 1 novembre); i quadrati rappresentano le zone interessate da terremoti nel passato; la zona tratteggiata rappresenta l'area interessata dal terremoto della sequenza del 2002 e i cerchi viola i successivi aftershocks.

A seguito della scossa del 31 ottobre sono stati registrati 1929 aftershocks dalla rete temporanea installata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia CNT di Roma (Chiarabba et al., 2005). Gli eventi avevano una magnitudo locale (MI) compresa tra 2.0 e 4.2. Le osservazioni su queste registrazioni hanno portato a definire un'assenza di sismicità nei primi 8-10 Km di profondità ed un meccanismo focale simile a quello delle due scosse principali. La distribuzione delle scosse del terremoto ha rivelato la presenza di una faglia lunga 15 km con direzione EW composta da due corpi principali. La serie di aftershocks ha permesso di constatare che i due segmenti del piano di faglia principale sono sub verticali con componente trascorrente destra. Il meccanismo focale rilevato da 170 aftershocks mostra una cinematica coerente con quello generale della regione Molise e ha portato a definire che la componente compressiva, osservata sul promontorio del Gargano, ha un andamento NW; mentre con la componente estensiva ha un andamento NE riscontrato anche sull'Appennino (Chiarabba et al., 2005).

2.2 Distribuzione dei danni a San Giuliano e paesi limitrofi

Il terremoto del 2002 ha causato numerosi danni presso il comune di San Giuliano di Puglia in contrasto con i danni minori rilevati nei paesi vicini. La vulnerabilità degli edifici e la geologia superficiale sono state sospettate, in un primo momento, di essere tra le cause responsabili della tragedia (vedi definizione di Vulnerabilità in Appendice, allegato 1). In realtà è stato riscontrato da studi successivi che la vulnerabilità del sito non era poi così differente dalle zone circostanti (Cara et al., 2005; Augliera et al., 2004).

Riguardo la distribuzione dei danni relativi agli edifici nei quattro comuni, San Giuliano di Puglia, S. Croce di Magliano, Colletorto e Bonefro, maggiormente colpiti dal terremoto sono state svolte alcune analisi relative alla distribuzione dei danni e alle caratteristiche strutturali delle costruzioni dopo gli eventi sismici del 31.10.02 e 1.11.02 (Augliera et al., 2004).

I quattro comuni scelti per lo studio svolto da Augliera et al. (2004) nell'area interessata dal sisma, non erano stati classificati come zona sismica al momento dell'evento.

I dati raccolti sulla tipologia strutturale mostrano lievi differenze circa la distribuzione nei quattro comuni in esame. Circa il 75% delle strutture presenti era in muratura, mentre il restante 25% era costituito principalmente da Reinforced Concrete (RC), telaio e strutture miste; anche l'analisi delle strutture in muratura ha dato risultati preoccupanti (Augliera et al., 2004).

Nello studio svolto sono state definite tre classi di vulnerabilità (A alta, media B e bassa C), secondo l'European Macroseismic Scale (EMS98) e pertinenti con le strutture senza nessuna disposizione sismica.

Lo studio fatto sugli edifici nei comuni interessati mostra un livello medio-alto di vulnerabilità; dove circa il 70% degli edifici rientra nelle classi A e B (Fig. 2.5). Tuttavia, si è notato che una parte, circa il 60%, degli edifici ad alta vulnerabilità (classe A) era presente nei comuni di Colletorto e Bonefro e gli edifici con valori di vulnerabilità più bassi, in contrasto con le osservazioni, si trovavano a San Giuliano di Puglia (Augliera et al., 2004).

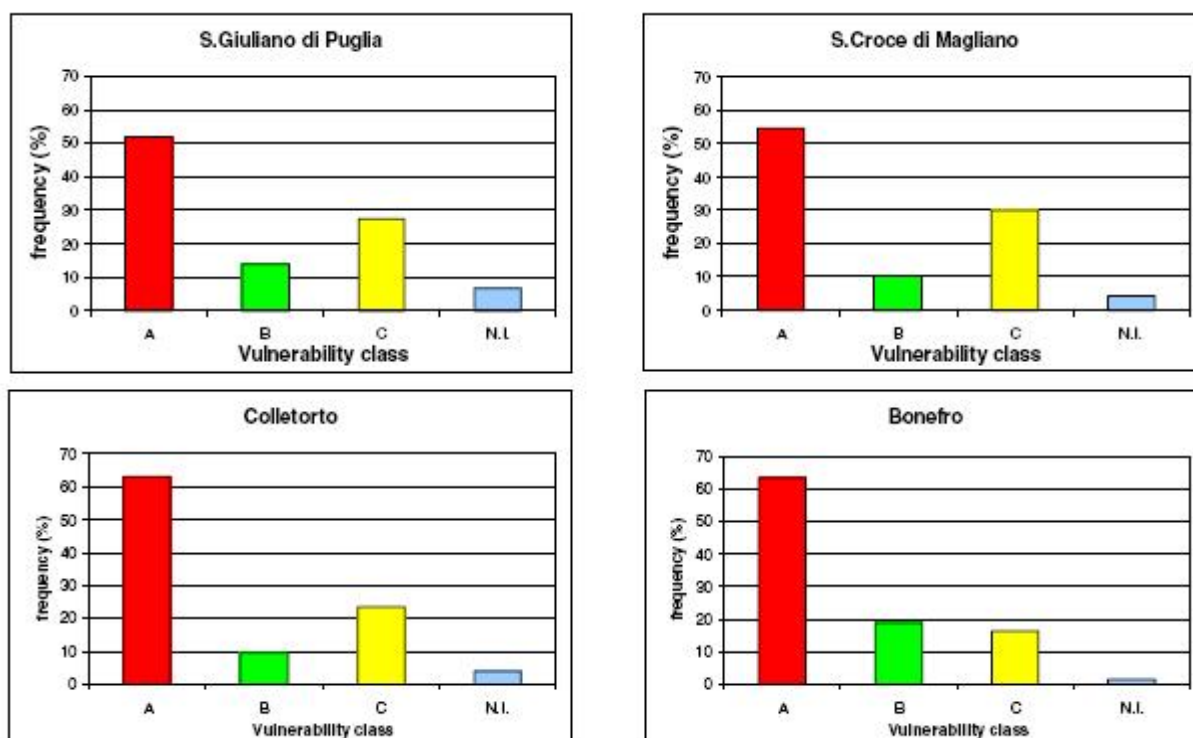


Fig. 2.5 Distribuzione delle classi di vulnerabilità (A, B, C) nei quattro comuni studiati (N.I.= non identificato) (Augliera et al., 2004)

2.3 Danni osservati e riorganizzazione degli indici

La distribuzione dei danni a San Giuliano di Puglia è stata restituita utilizzando le definizioni fornite dall' EMS98 (Gruenthal, 1998), con cinque gradi di danno, che vanno da 1 (danni trascurabili) a 5 (collasso) correlata con la raccolta dati fatta mediante il sondaggio AeDES (Tab. 2.1) (Augliera et al., 2004).

DAMAGE EXTENSION

| DAMAGE LEVEL | <1/3 | 1/3-2/3 | >2/3 |
|--------------|------|---------|------|
| NONE | 0 | 0 | 0 |
| D1 | 1 | 1 | 2 |
| D2-D3 | 2 | 3 | 3 |
| D4-D5 | 3 | 4 | 5 |

Tab.2.1 Correlazione tra AeDES e EMS98

Le distribuzioni del grado di danno per ogni Comune sono riportate nella Fig. 2.6, visualizzando il valore del danno d_i in un intervallo tra 0 e -1, (assumendo $1 \equiv 0,2$; $2 \equiv 0,4$; 3

≡ 0,6, 4 ≡ 0,8, 5 ≡ 1). Le distribuzioni mostrano una presenza maggiore di valori elevati a San Giuliano di Puglia.

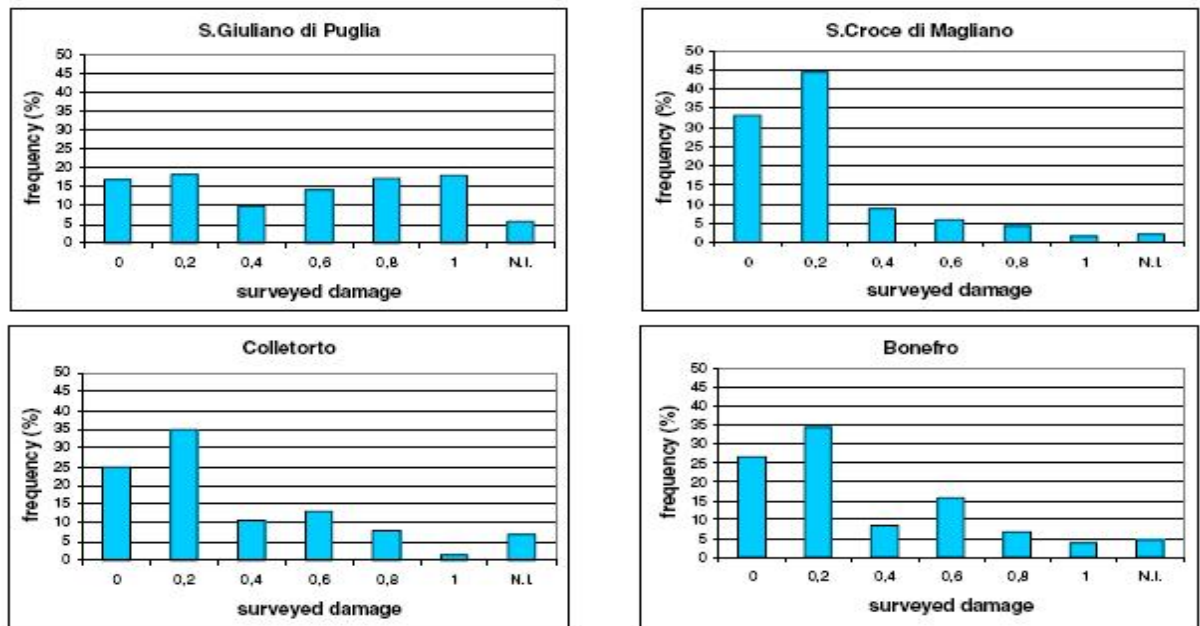


Fig. 2.6 Distribuzione del grado di danno (N.I.= non identificato) in ascissa valore del danno, in ordinata la percentuale di costruzioni (Augliera et al.,2004)

La riorganizzazione degli indici di danno è stata applicata per valutare se il danno agli edifici è stato una conseguenza degli effetti di sito, indipendentemente dalla vulnerabilità della costruzione.

I risultati sono riportati in Tab.2.2, insieme con i corrispondenti valori valutati considerando solo i danni relativi al sondaggio. Confrontando i due gruppi di valori, si veda Tab.2.2, si nota che i danni con indice più basso sono stati registrati a S. Croce; mentre i valori più alti misurati a S. Giuliano non possono certamente essere attribuiti alla vulnerabilità (Augliera et al., 2004).

È stato quindi concluso che non è stata la maggior vulnerabilità degli edifici la causa principale del danno a San Giuliano di Puglia, ma la loro associazione con condizioni geologiche particolari.

Infatti i valori di vulnerabilità minori si sono riscontrati nel comune di San Giuliano, per cui ci si poteva aspettare uno stesso grado di danno per tutti e quattro i comuni colpiti. In realtà al comune di San Giuliano di Puglia è stato rilevato un livello di danno maggiore per l'associazione della vulnerabilità con le particolari condizioni geologiche e morfologiche che lo caratterizzano.

DI_{mean}

| Comuni | Valore danno misurato | Valore normalizzato |
|-------------|-----------------------|---------------------|
| S. Giuliano | 0.48 | 0.57 |
| S. Croce | 0.21 | 0.32 |
| Colletorto | 0.27 | 0.35 |
| Bonefro | 0.29 | 0.36 |

Tab. 2.2 Valori di DI_{mean} misurati e normalizzati (Augliera et al., 2004)

2.4 Inquadramento strutturale

La parte dell'Appennino centro-meridionale fa parte di un cuneo di accrezione del tardo Cenozoico causato da subduzione verso ovest della Puglia (Doglioni et al., 1996a).

La stratigrafia della regione Molise è dominata dalla presenza di una piattaforma carbonatica di 4-6 km di spessore conosciuta come Piattaforma di Apulia, composta principalmente da calcari mesozoici e da rocce sedimentarie carbonatiche con un'alta percentuale di dolomite. Si trovano sotto evaporiti triassiche e sono ricoperte da una sequenza terziaria sottile di calcare. La piattaforma di Apulia affiora in maniera estesa nella zona delle Murge e del Gargano, ad est ed a sud-est della regione epicentrale e nella parte meridionale del Massiccio della Maiella. Sopra la piattaforma di Apulia è situata un'unità tettonica (2-5 Km di spessore) ricca di argilliti, depositata fra il Pliocene medio e il primo Pleistocene.

La piattaforma di Apulia è alla base della struttura nella parte meridionale degli Appennini ed è il luogo dove i terremoti sono generati da faglie normali (Improta et al., 2003). La profondità dei terremoti del 2002 nella regione del Molise è stata superiore ai 10 chilometri e questo suggerisce che il loro ipocentro si trovasse sotto questa unità. Si conosce molto poco per quanto riguarda rocce pre-evaporitiche, precedenti alla piattaforma carbonatica, salvo che per alcune ricerche di idrocarburi nella parte sud-est della regione epicentrale, dove si sono trovate rocce clastiche, datate Permiano inferiore, a 7 Km di profondità. Inoltre la natura igneo/metamorfico del basamento è evidenziata dai dati di anomalia magnetica (Mostardini e Merlini 1986; Chiappini et al., 2000), indicando la presenza di un corpo igneo ad alta-suscettibilità nella zona interna al contrario di quello che si riscontra in un tipico basamento continentale.

Da un punto di vista tettonico, la regione epicentrale dei terremoti del Molise del 2002 coincide con una zona di transizione fra l'Appennino centrale e l'Appennino meridionale. Il paesaggio in gran parte è dominato da eterogeneità strutturali ed erosione differenziale che

tendono a mascherare gli effetti di deformazione tettonica della piattaforma di Apulia e relativo basamento. È possibile un'analisi della parte superiore della piattaforma utilizzando i dati relativi alla ricerca degli idrocarburi nella regione durante gli ultimi 20 anni. Anche la sismica a riflessione rivela una struttura di piegamento est-ovest appena sotto la zona epicentrale.

Il trend di faglie est-ovest è visibile in superficie andando da nord a nord-est, in quanto alcuni alti strutturali sono stati esplorati in passato e si è scoperto che contenevano giacimenti di gas naturali (Comuni di Cupello e Chieuti). La maggior parte delle faglie est-ovest è stata valutata inattiva per oltre mezzo milione di anni, con eccezione della faglia della Mattinata (citata come MFZ), la maggiore figura tettonica che si propaga fino al Molise occidentale (Corrado et al., 1997) attraverso la parte sud del promontorio del Gargano. La faglia oggi risulta essere attiva, fonte di sismicità significativa e caratterizzata da un movimento prevalente destro.

La zona del terremoto del 2002 del Molise non mostra prove geomorfologiche evidenti della recente attività tettonica.

Alcuni tracciati di fiumi di medie dimensioni con andamento est-ovest contrastano con l'andamento generale sudovest-nordest di drenaggio generale e sono forse l'unica caratteristica che può essere collegata alla fonte sismogenetica. Le anomalie sono osservate specialmente vicino al Fiume Fortore, Torrente Tona e Torrente Radicosa (Fig.2.7).

Questo andamento est-ovest continua ad est verso il Promontorio del Gargano e può infine unirsi alla MFZ. Ciò suggerisce che questa faglia continua verso ovest sotto i depositi Terziari che comprendono la parte orientale dell'Appennino e confermano che ci sia un trend tettonico principale verso ovest. (Valensise et al., 2004)

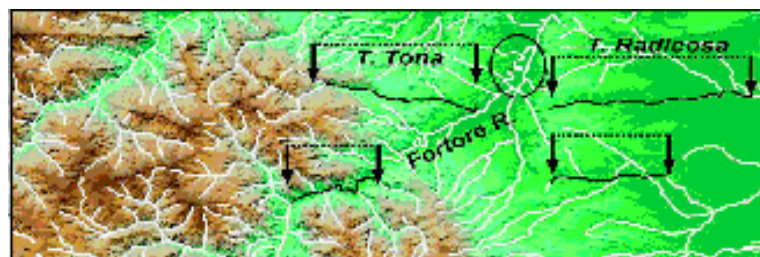


Fig.2.7 Andamento anomalo dei torrenti (Valensise, 2004)

2.5 Modello geologico, strutturale e geofisico dell'area epicentrale

Per descrivere al meglio le caratteristiche geologiche, strutturali e geofisiche dell'area, verranno riportate qui di seguito le indagini svolte nell'ambito del Progetto S3 (<http://esse6.mi.ingv.it/>). Questo progetto è stato svolto nell'ambito della convenzione INGV-DPC 2004-2006. Una parte del lavoro svolto (Task 3 del Progetto S3) ha avuto come oggetto la risposta sismica locale a San Giuliano di Puglia e in alcuni comuni limitrofi a seguito del terremoto del 2002.

Verranno quindi riportati gli studi svolti nell'ambito della modellazione geologica, indagini geofisiche e geotecniche per arrivare alla presentazione del modello digitale/strutturale di San Giuliano, come risultato finale del lavoro svolto in una parte di questo progetto (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11).

Nell'area epicentrale del terremoto sono stati effettuati rilevamenti geologici, strutturali e geomorfologici di dettaglio principalmente finalizzati alla ricostruzione delle geometrie delle unità stratigrafiche principali e delle strutture tettoniche maggiori che interessano il settore dell'Appennino meridionale. Il lavoro di terreno è stato effettuato alla scala 1:10.000 sulle CTR della Regione Molise e comprende i paesi di San Giuliano di Puglia, Bonefro, Santa Croce e Colletorto (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11).

La carta geologica è rappresentata in Fig. 2.8.

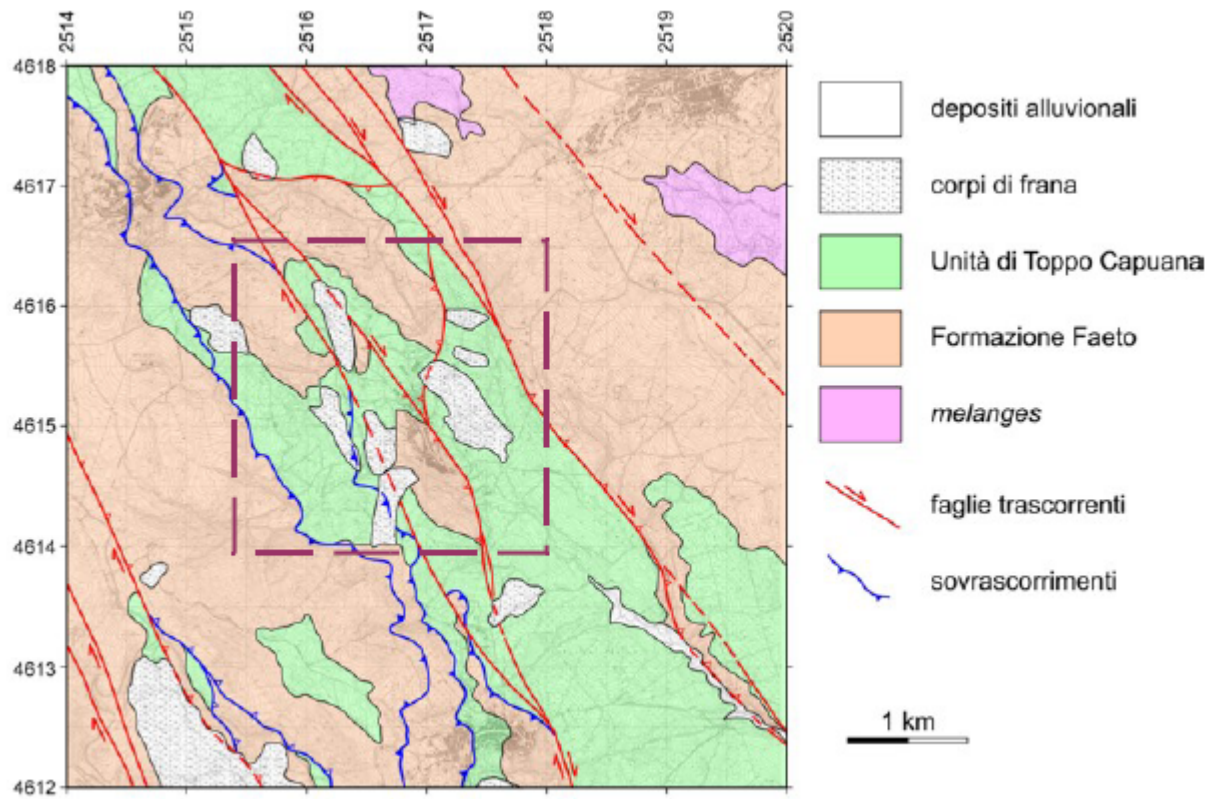


Fig. 2.8 Carta geologico-strutturale di dettaglio dell'area di S. Giuliano di Puglia. (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11)

Sulla base delle indagini di terreno, della rappresentazione cartografica e di vincoli stratimetrici ed utilizzando profili sismici e dati di pozzi ministeriali è stato possibile costruire dei profili geologici (orientati E-O) interpretando il sottosuolo fino ad una profondità di circa 1,5-2 km (Fig.2.9).

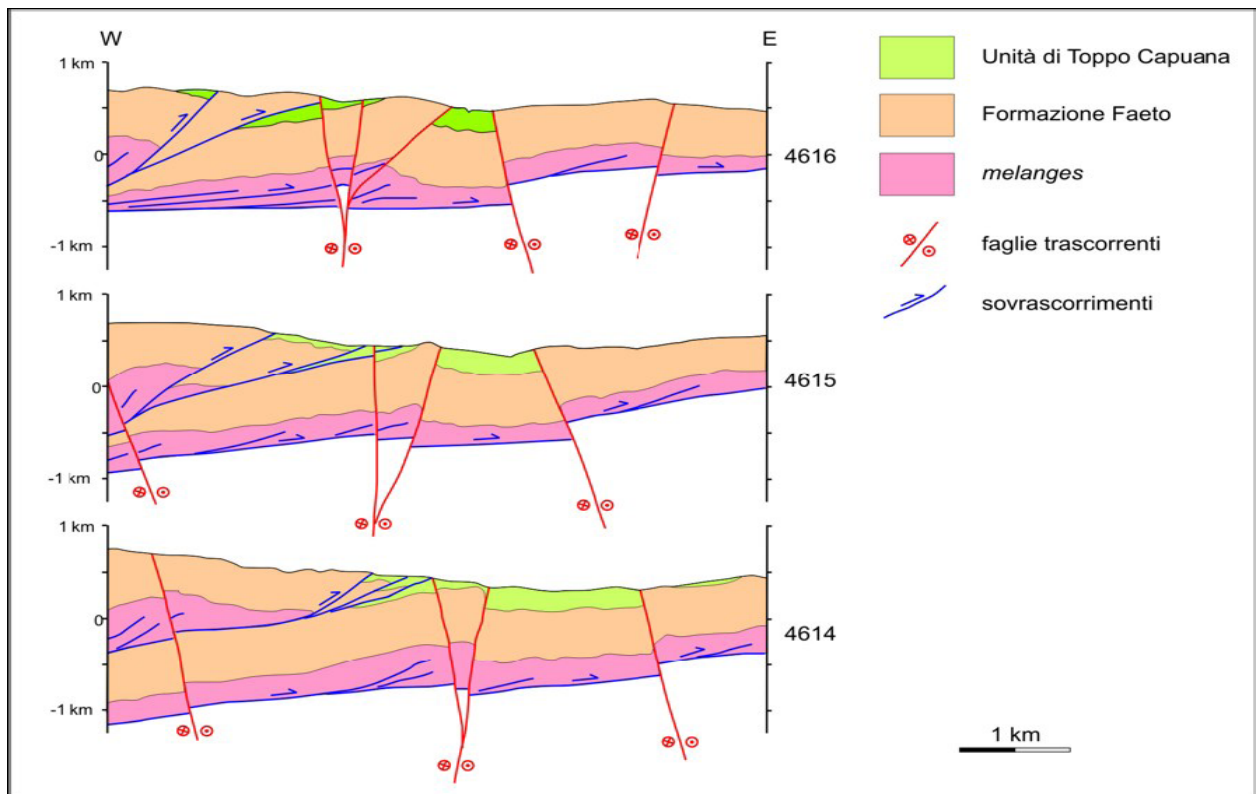


Fig. 2.9 Alcuni esempi di sezioni geologico-strutturali orientate est-ovest. (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11)

I risultati delle indagini geologiche documentano una struttura polifasica di questo settore di catena. L'area è stata coinvolta dalle fasi compressive della storia della formazione dell'Appennino che hanno prodotto l'impilamento di diverse unità tettoniche grazie anche all'attivazione di un complesso sistema di sovrascorrimenti embriciati a vergenza ENE (Caputo R. et al., 2007).

Lo scollamento basale separa le unità alloctone dai depositi pliocenico-quadernari dell'avanfossa bradanica settentrionale in successione stratigrafica sul substrato roccioso.

Il sottosuolo dell'area studiata è noto nella letteratura geologica come Unità Dauna. Di questa unità fanno parte, tra le altre, la Formazione di Faeto e l'Unità di Toppo Capuana.

La prima, la *Formazione di Faeto*, costituisce l'unità litostratigrafica più antica, Miocene Inferiore (Caputo R. et al., 2007), rappresentata da una successione ben stratificata 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). Lo spessore è stimato a circa 300-350 metri (Puglia, 2007). Affiora sia nell'estremità meridionale della dorsale che nel settore settentrionale, a monte dell'abitato, dove si presenta

molto tettonizzata e smembrata (Caputo R. et al., 2007). Tale unità passa stratigraficamente ad una successione di argille marnose grigio-azzurre e marne argillose con intercalazioni di arenarie, spesso ricche in orbuline, di età Tortoniano-Messiniano chiamate *Formazione di Vallone Ferrato* (Festa et al., 2006) e note anche con il nome di *Unità di Toppo Capuana*, Miocene superiore (Caputo R. et al., 2007). 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 grigio avana con tonalità verdognole. Le argille avana 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. Gli affioramenti di questa seconda litologia sono generalmente più rari e danno luogo a diffusa reptazione, movimenti di massa lungo i versanti anche se di debole inclinazione e a numerosi fenomeni franosi principalmente per colate rapide (debris flow) e secondariamente con meccanismi di rototraslazione.

La deposizione dell'Unità di Toppo Capuana è probabilmente proseguita anche durante le prime fasi contrazionali, inizialmente caratterizzate dallo sviluppo di pieghe a causa delle faglie, e ciò ha causato variazioni laterali sia di facies che di spessore.

Localmente, come a sud e ad ovest di Santa Croce, affiorano dei materiali prevalentemente argillosi a struttura caotica e non attribuibili con certezza ad alcuna unità stratigrafica. Essi rappresentano un *melange* 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 in un diverso regime tettonico che ha generato faglie ad assetto da verticale ad alto angolo, mediamente orientate NNO-SSE e con prevalente movimento cinematico trascorrente destro.

Tali strutture tagliano in modo obliquo e dislocano anche di centinaia di metri le precedenti strutture di contrazione 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 interessino soltanto il cuneo alloctono superficiale oppure se coinvolgano anche i calcari della sottostante piattaforma apula. Le dimensioni plurichilometriche delle faglie osservate in campagna e l'entità dei rigetti stimati suggeriscono una riattivazione di discontinuità ereditate da fasi tettoniche mesozoiche o prodottesi durante la fessurazione prima che la piattaforma carbonatica sottoscorresse nella sua posizione attuale. I

dati strutturali disponibili hanno permesso di ricostruire fino ad oggi, con ragionevole certezza, la geologia del sottosuolo fino ad una profondità di almeno 2 km (Caputo R. et al., 2007).

2.6 La geologia a San Giuliano di Puglia

Il sito di San Giuliano di Puglia si trova sulla cima di una collina, su una formazione di calcarenite.

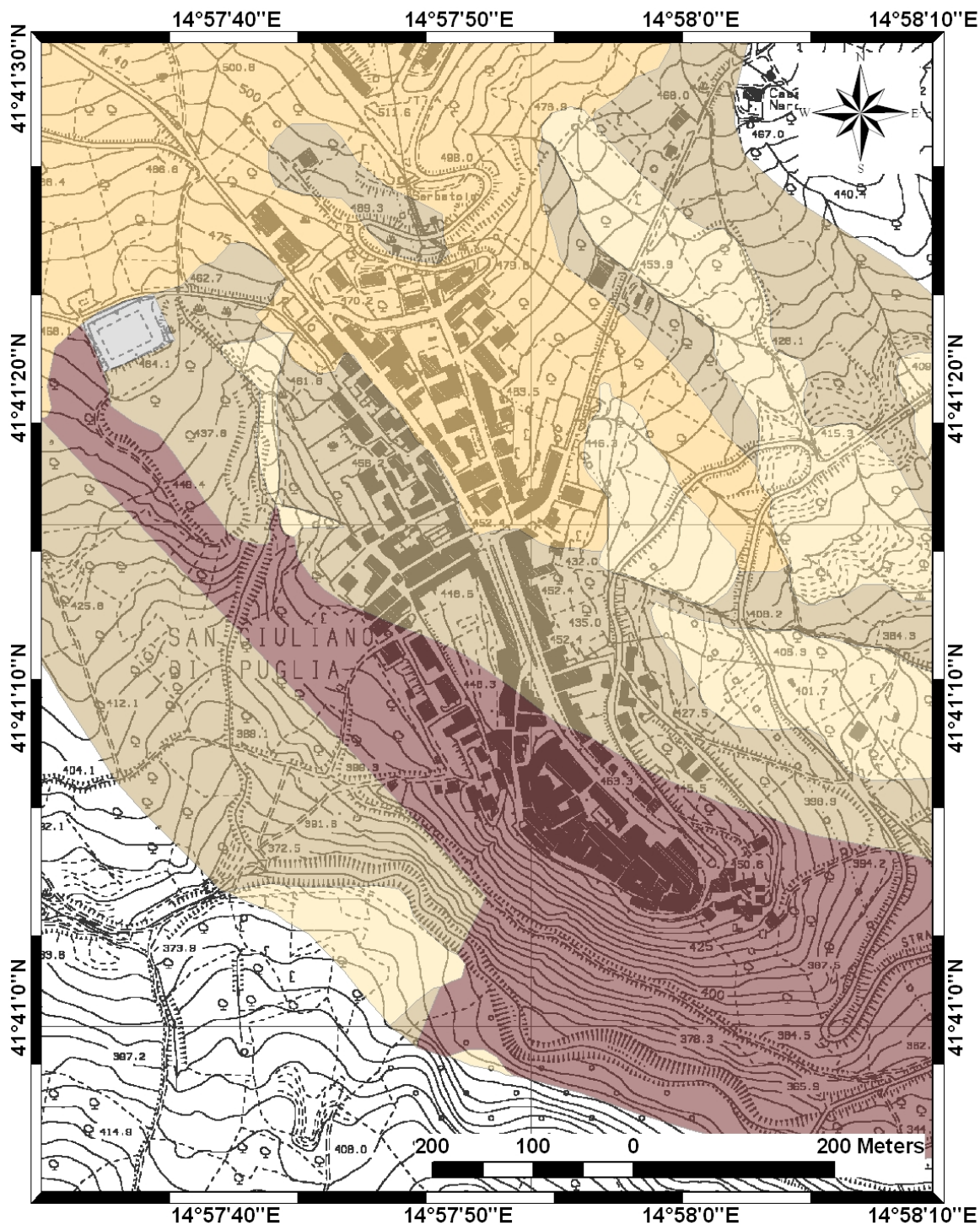
Il centro urbano di San Giuliano di Puglia è edificato su una stretta dorsale orientata in direzione NNW-SSE e delimitata da due valli abbastanza incise che circondano tutto l'abitato fino alla loro confluenza, alla quota media di 450 metri s.l.m.. In sommità tale dorsale si presenta abbastanza spianata, con una blanda depressione al centro, una cosiddetta sella morfologica, caratterizzata da un dislivello di circa 10 metri, che porta ad ipotizzare la presenza di terreni relativamente più consistenti nella zona meridionale dell'abitato (Puglia, 2007).

Il centro urbano può essere diviso in due parti: una storica, di epoca medievale, e una più recente, costruita dopo la seconda Guerra Mondiale.

Il centro storico, situato nella zona meridionale, sorge su una formazione flyschoidale; l'area di recente espansione, nella quale sono stati registrati i maggiori danni 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 stati 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.

La geologia superficiale mostra una rapida variazione in prossimità del paese. Il contatto tra le due unità principali di Toppo Capuana e flysch di Faeto risulta essere molto 'violento' e probabilmente di origine tettonica. (Cara et al., 2005)

Il contatto tra il flysch e la formazione argillosa nella zona a sud 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 (circa 3 metri), costituita da materiali eterogenei (riporti, rimaneggiamenti, accumuli di frana e terreni colluviali) (Caputo R. et al., 2007) (Fig. 2.10).



- Argille scure compatte e marne chiare con rari e sottili livelli arenaceo-sabbiosi. Spessore 130-150 m.
- Calcari, marne e subordinatamente sottili livelli argillosi ben stratificati in strati di 5-20 cm. Spessore non inferiore a 350 m.
- Cumulo di frana.
- Detrito. Depositi argillosi ed argilloso-sabbiosi alterati e mobilizzati da attività antropica, con inclusi calcarei. Spessore variabile da 1 a 5 m.
- Terreni di riporto antropico.

Fig. 2.10 Mappa geologica del comune di San Giuliano di Puglia (Carta 1:10 000 del Dipartimento della Protezione Civile)

2.7 Indagini geofisiche

A causa dell'andamento incerto in profondità dell'interfaccia tra flysch di Faeto e marne argillose di Toppo Capuana e delle diverse interpretazioni a cui si può arrivare, nell'ambito del Progetto S3 sono state effettuate una serie di indagini geofisiche finalizzate a dissipare queste incertezze.

Tra febbraio e marzo 2006 sono state effettuate tre tomografie geoelettriche, sfruttando la diversa conducibilità elettrica tra marne e flysch, dai ricercatori dell'IMAA-CNR di Potenza.

Le prospezioni geoelettriche consistono nella determinazione del parametro di resistenza apparente, ρ . L'andamento nel sottosuolo della resistività apparente è 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. È stata utilizzata la Tomografia di Resistività Elettrica (ERT), che consente di ottenere un'immagine 2D della resistività elettrica lungo il piano della sezione verticale passante per il profilo scelto. Le due tomografie sono state fatte con direzione NNO-SSE e SO-NE, per ottenere il maggior numero di informazioni possibili circa la forma del bacino costituito di marne argillose.

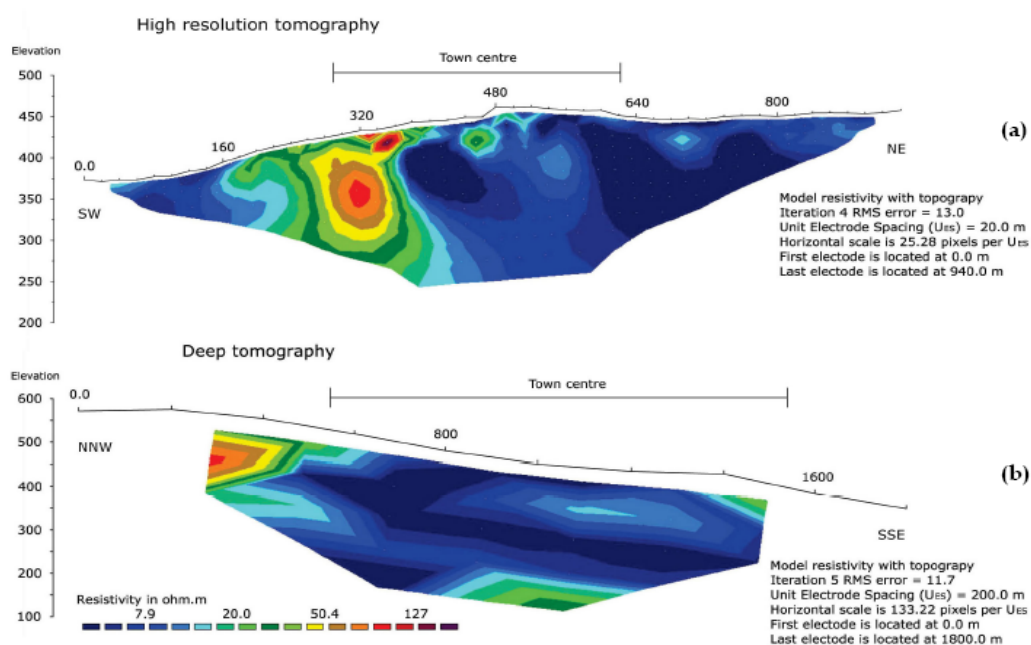


Fig. 2.11 Tomografie di resistività elettrica ad alta risoluzione (a) e profonda (b) (Puglia, 2007)

Entrambe le tomografie hanno dato valori di resistività bassi e omogenei che indicano la presenza di materiali molto conduttivi, come materiali a componente argillosa con possibile alto contenuto d'acqua, come potrebbero essere la marne di Toppo Capuana. Valori più alti di

resistività sono associati al flysch di Faeto. È stato possibile quindi notare che strutture anche molto vicine costruite nel centro di San Giuliano sono edificate su terreni che differiscono sia in superficie che in profondità. Si definisce perciò che a nord, con valori alti di resistività, si trova la formazione del flysch di Faeto; mentre a sud, a monte dell'abitato, il flysch si trova molto fratturato e smembrato, la geometria del contatto con le marne argillose è quindi di difficile interpretazione inoltre le tomografie non hanno permesso di individuare con certezza la posizione del bedrock.

Nel mese di giugno 2006 è stata svolta una campagna gravimetrica da parte del CRS e INOGS sempre all'interno del Progetto S3. Il rilievo gravimetrico si basa sul fatto che l'accelerazione di gravità varia da punto a punto e nello stesso punto può variare nel tempo. I principali fattori che influenzano la variabilità spaziale sono: la altitudine, la quota, la topografia del territorio considerando anche gli edifici e le variazioni di densità delle rocce.

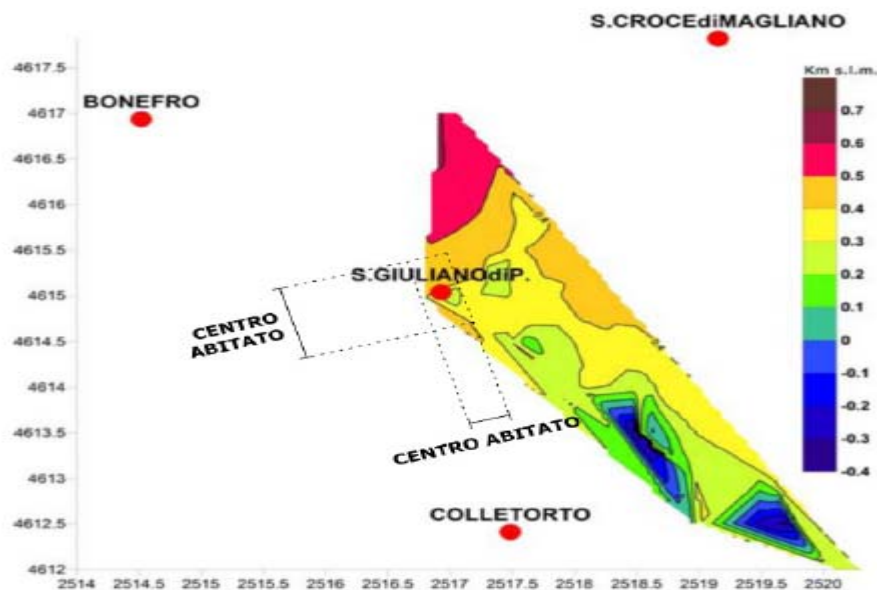


Fig. 2.12 Andamento della base della formazione delle marne argillose di Toppo Capuana (Puglia, 2007)

Dalle osservazioni fatte alla conclusione di questo studio si è visto che sotto il centro urbano il deposito raggiunge una quota inferiore a 300m, confrontando questo risultato con la quota della superficie si ottiene una stima dello spessore pari a circa 150m. Il risultato ottenuto non è però compatibile con gli spessori ipotizzati dagli studi precedenti di almeno 250m.

Infine nel mese di gennaio 2007 ricercatori del CRS e dell'INOGS hanno effettuato indagini sismiche a riflessione per ottenere modelli 2D delle velocità da integrare con i risultati della

tomografia geoelettrica. La tecnica di sismica a riflessione dovrebbe aiutare ad ottenere una stima del campo di velocità delle onde P in profondità. La linea sismica è stata posizionata lungo una linea asfaltata a Nord-Est di San Giuliano. Sono stati immessi nel terreno treni di onde di compressione P a frequenze di 5Hz. Le registrazioni ottenute non hanno messo in evidenza alcun tipo di riflessione che poteva aiutare nella ricerca di strutture del sottosuolo. Si è comunque fatta un'inversione tomografica con i primi arrivi ottenendo una tomografia del campo delle onde P (Fig.2.13). L'analisi delle velocità ha messo in evidenza un corpo ad alta velocità nella parte Nord-Est della sezione, a circa 200m di profondità, che può essere interpretato come flysch di Faeto inoltre si nota un orizzonte sismico nella parte Sud-Ovest della sezione, al di sotto del centro urbano di San Giuliano di Puglia, alla profondità di circa 200m.

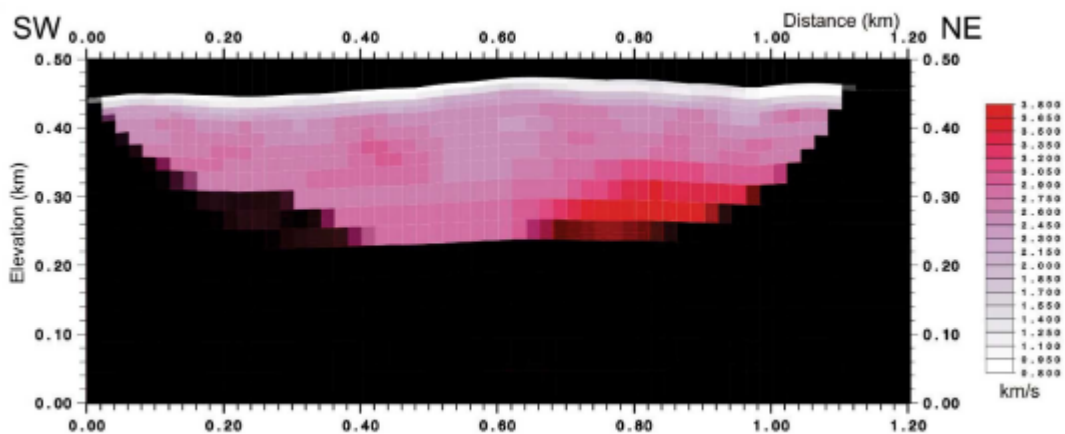


Fig. 2.13 Sezione verticale del campo di velocità delle onde P ottenuto dall'inversione tomografica dei primi arrivi (Puglia, 2007).

2.8 Indagini geotecniche

Il sottosuolo di San Giuliano di Puglia, in particolare dopo l'evento sismico del 2002, è stato studiato attraverso approfondite campagne di indagine, direttamente sul sito ed in laboratorio, finalizzate a determinare i caratteri litostratigrafici del sottosuolo e le caratteristiche meccaniche dei terreni. Tali indagini sono state orientate in particolare allo studio del deposito di marne argillose di Toppo Capuana, dove si sono verificati i maggiori danni agli edifici (Puglia, 2007).

Le indagini in sito hanno permesso di conoscere i caratteri litostratigrafici dell'area di studio e, grazie alle prove down-hole e cross-hole, le velocità delle onde di taglio e di compressione a basse deformazioni.

Il territorio di San Giuliano di Puglia è stato interessato, in diverse fasi, da campagne di indagini:

- 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) orientato 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 (alcuni sondaggi e relative stratigrafie in appendice);
- indagini per la ricostruzione del centro urbano (2004-5), eseguite intensivamente nell'intero abitato.

In Fig. 2.14 sono rappresentate tutte le indagini effettuate, mentre in Fig. 2.15 sono riportate tutte le stratigrafie dei 69 sondaggi.

Con la lettera ‘V’ sono indicate le campagne di misura svolte dal 1992 al 1996 e che hanno permesso di arrivare ad interpretare il sotto suolo fino ad una profondità di circa 15-30m.

Le indagini per la ricostruzione, indicate con la sigla ‘P’, permettono un ulteriore ampliamento delle conoscenze sulle caratteristiche stratigrafiche entro i primi 20-25m di profondità. Si tratta complessivamente di 53 sondaggi dalle sigle ‘PP-S’ e ‘PE-S’; ne sono state riportate in Fig. 2.14 solo 46, quelli mancanti sono stati ritenuti troppo distanti dal centro urbano.

A queste si aggiungono altri 6 sondaggi in prossimità della Chiesa, eseguiti nella formazione flyschoidale. Le stratigrafie di questi ultimi, presentano un sottile strato di coltre detritica e poi flysch di Faeto fino alle massime profondità indagate.

Dall'esame complessivo delle 72 colonne stratigrafiche sintetizzate in Fig. 2.15, si rileva che 57 si sviluppano interamente nella formazione marnoso-argillosa, 12 nel flysch, e in tre casi (SD1, SD2 e PE-S1) viene attraversato il contatto tra le marne argillose e la formazione litoide (Puglia, 2007).

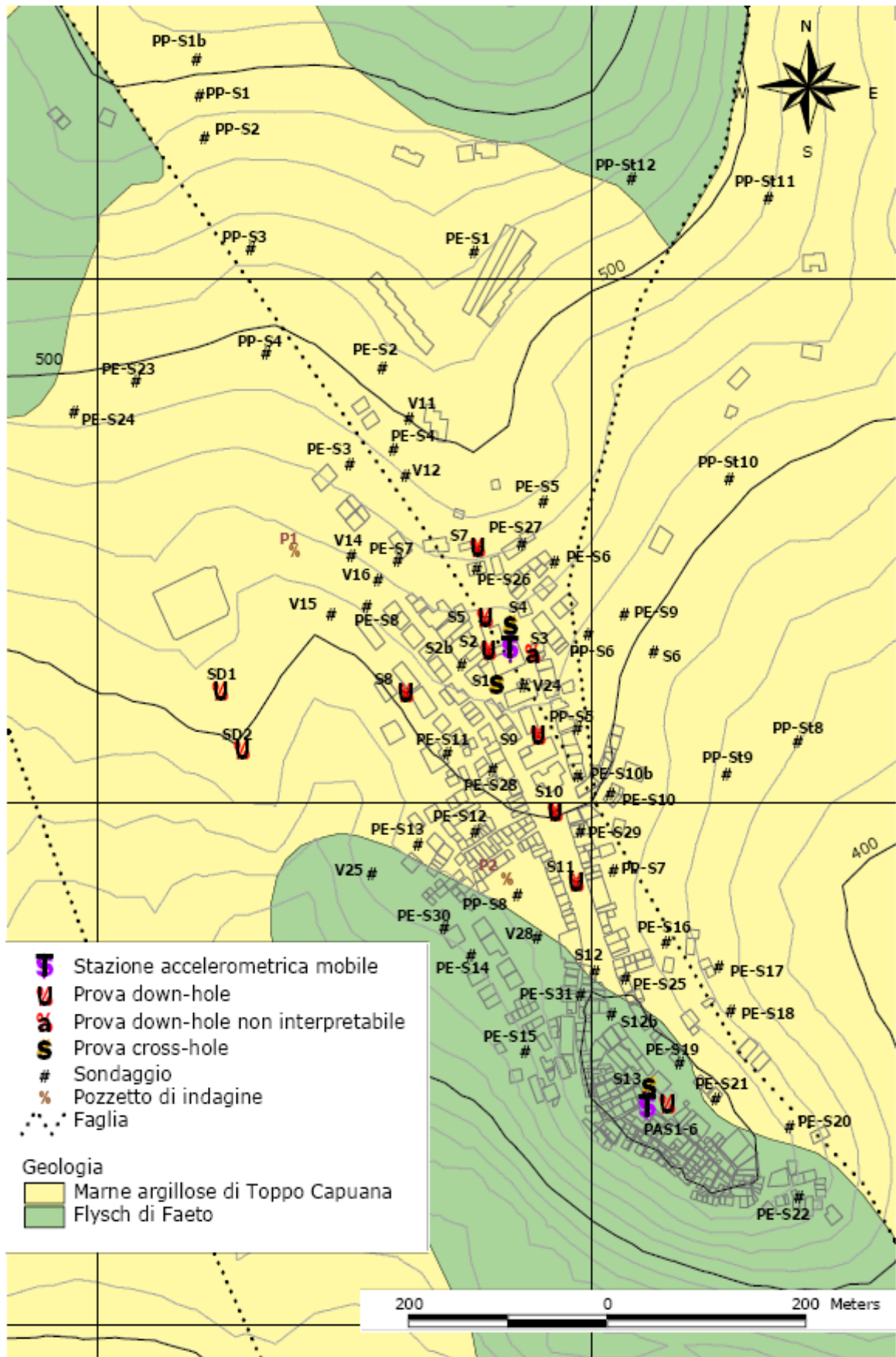


Fig. 2.14 Ubicazione delle indagini disponibili (Puglia, 2007)

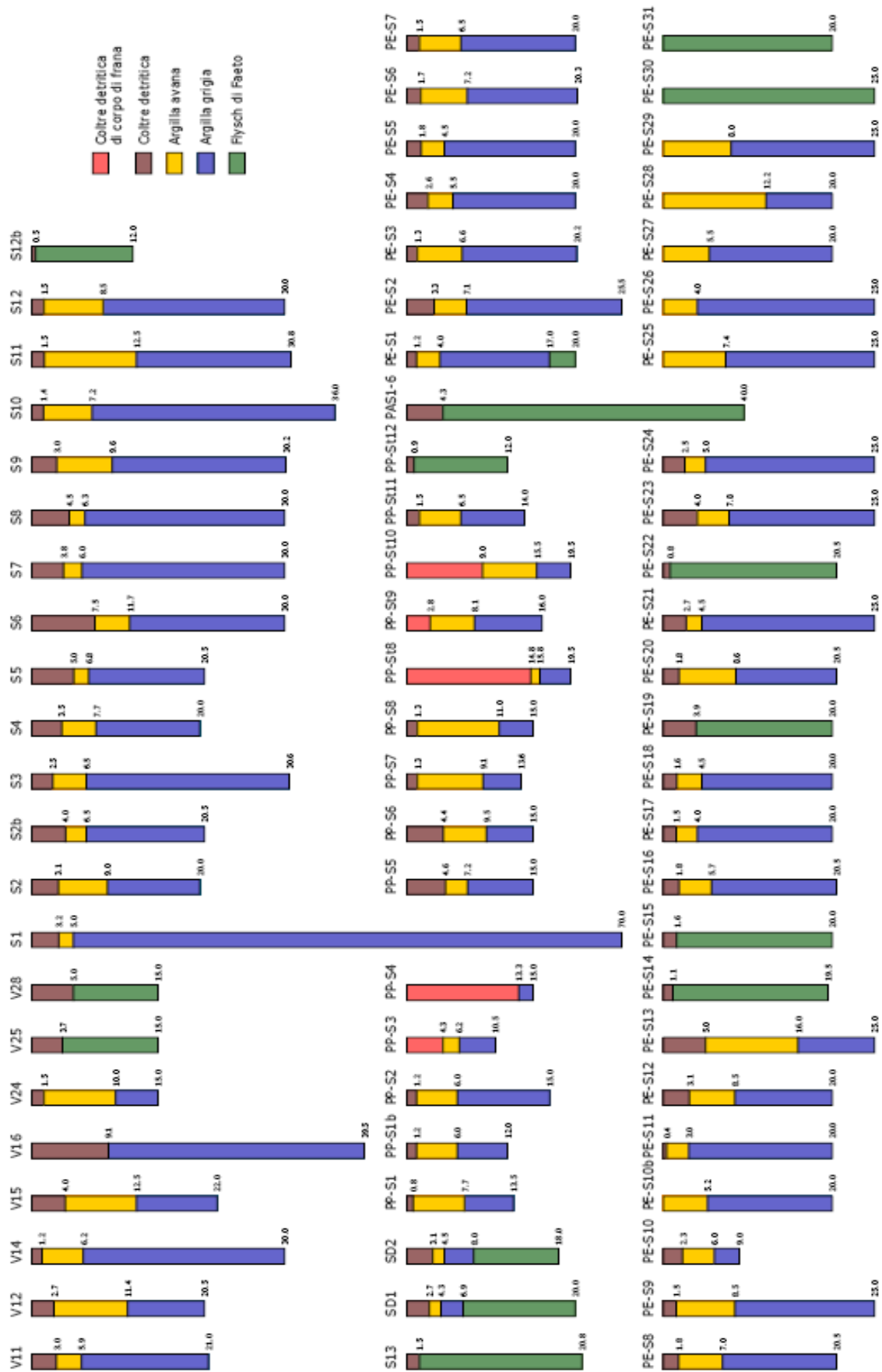


Fig. 2.15 Stratigrafie sintetiche dei sondaggi eseguiti nelle diverse campagne geologiche (Puglia, 2007)

Successivamente si sono svolte anche prove geotecniche di laboratorio, di compressione edometrica ed isotropa (Silvestri et al., 2006), che hanno confermato, per quanto riguarda la formazione argillosa, un elevato grado di sovraconsolidazione in praticamente tutti i campioni provenienti dalla campagna di indagini DPC-Procura (Fig.2.16)

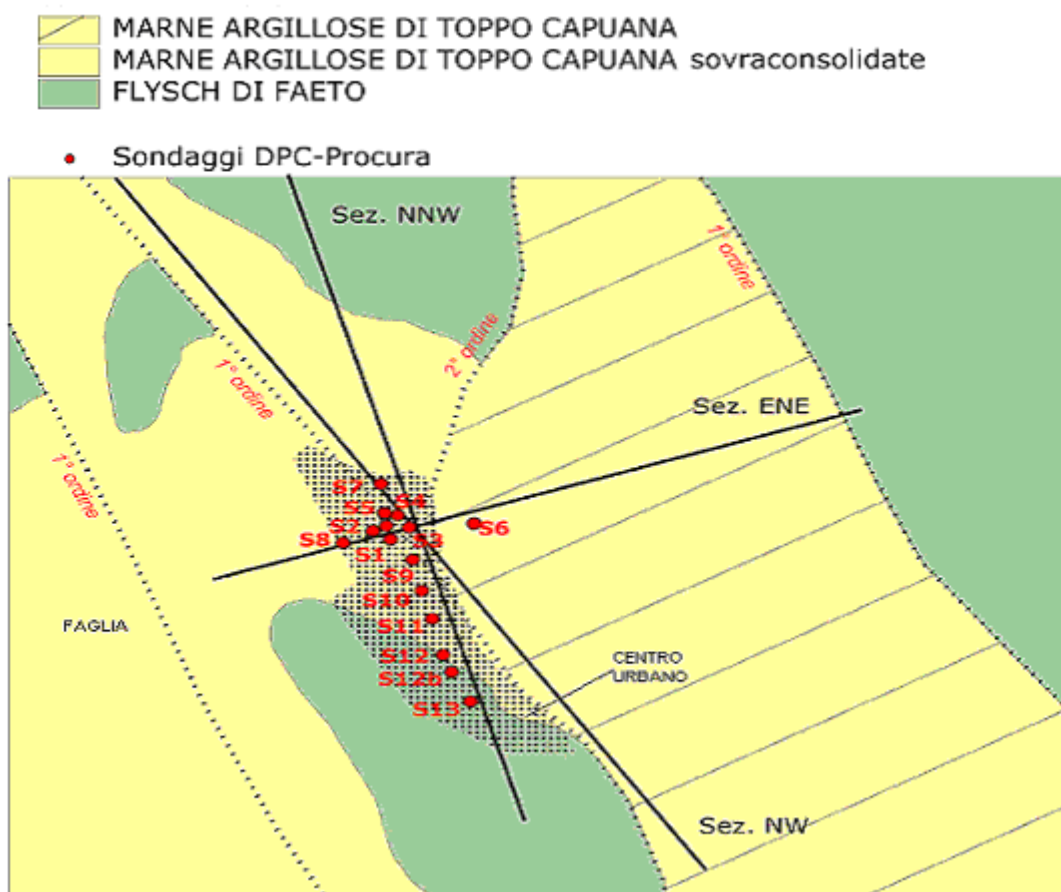


Fig. 2.16 Carta geologica e sondaggi DPC-Procura (Puglia, 2007)

Si noti che, tali indagini, a meno del sondaggio S6, hanno interessato i terreni ad Ovest della faglia primaria ad alto angolo e della secondaria a basso angolo (Fig.2.16), proprio in aree che sono soggette ad una storia tensionale di sovraconsolidazione dovuta ad innalzamento ed erosione per effetto della struttura a fiore. Del resto l'intero centro urbano di San Giuliano di Puglia si sviluppa ad Ovest delle faglie primaria e secondaria, ovvero nelle zone 1 e 2 in Fig. 2.19 a-b.

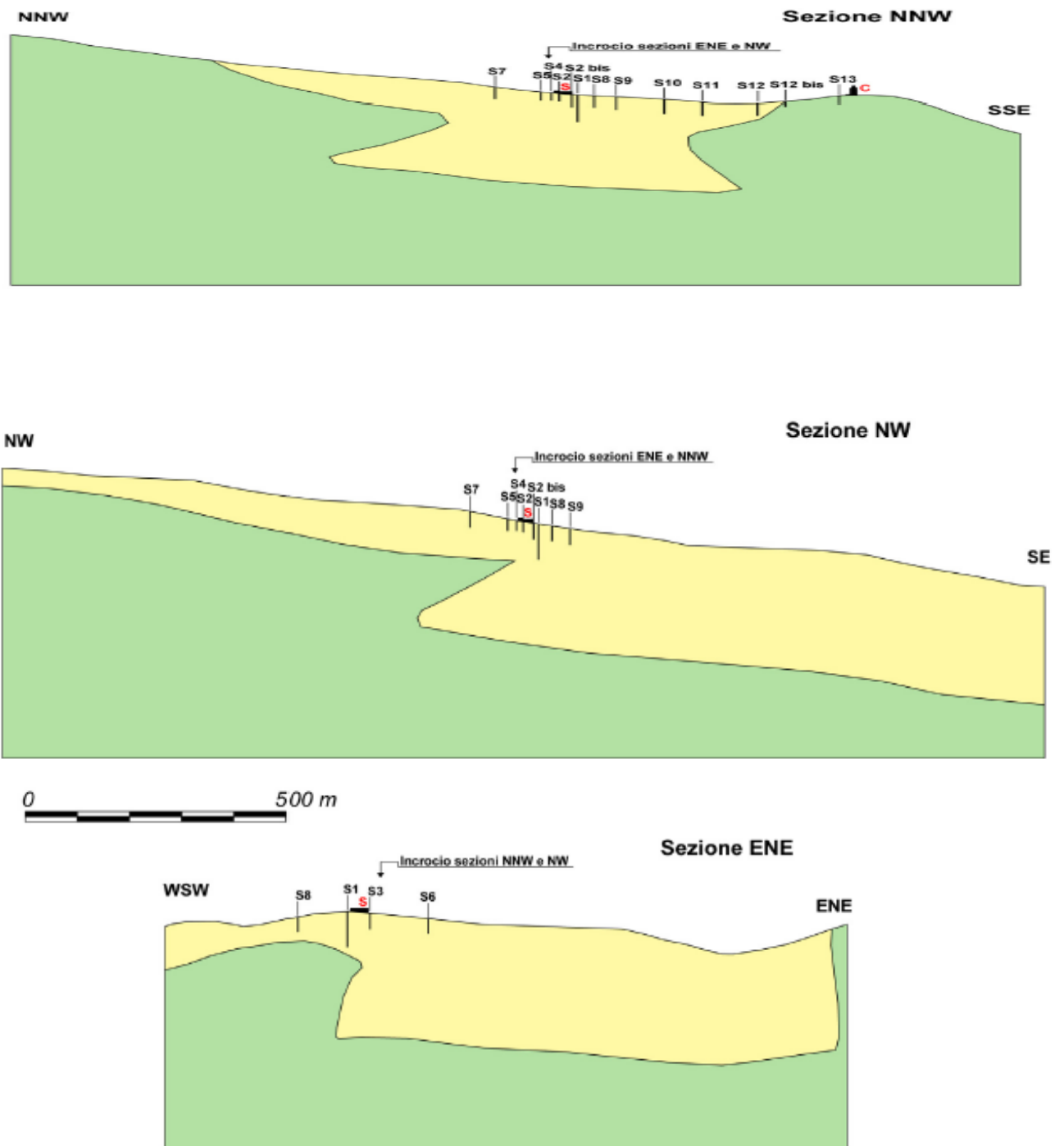


Fig. 2.17 Sezioni geologiche nel dettaglio(Puglia, 2007)

2.9 Modello digitale geologico/strutturale di San Giuliano

In una fase successiva del lavoro svolto nell'ambito del Progetto S3, 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 San Giuliano di Puglia (Fig. 2.18-2.19). Il volume considerato copre un'area di 2 km di lato e si estende fino alla profondità di circa 1500 m rispetto alla superficie. Nella definizione del modello si sono considerate le 4 unità litologiche principali che era possibile vincolare in profondità, il flysch di Faeto (FF), l'unità di Toppo Capuana (TC), il melange (M) ed i depositi pliocenici (P) in successione sui carbonati della piattaforma apula.

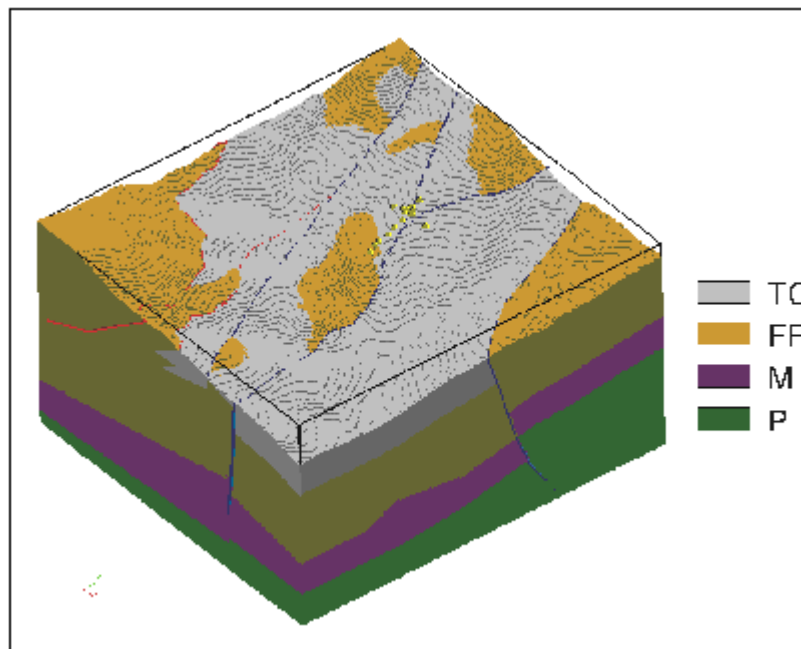


Fig.2.18 Il modello digitale 3D dell'area di San Giuliano di Puglia in formato aster (Progetto S3). I simboli gialli indicano le posizioni dei sondaggi S1-S13. TC: Unità di Toppo Capuana; FF: Formazione di Faeto; M: melange; P: depositi pliocenici (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11)

Il modello è stato realizzato usando il *software GoCad®*.

Il modello è stato costruito sulla base delle interpretazioni geologico-strutturali e del modello altimetrico digitale del terreno, integrando 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 (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 e così migliorare l'interpretazione geologica del sottosuolo.

È già stato descritto il sistema di faglie che caratterizzano quest'area, in particolare grazie alla Fig. 2.19b è possibile notare il cuneo, zona indicata con il numero 1, soggetto a regimi compressivi, che si è sollevato sino a far affiorare il flysch di Faeto nella zona del centro storico del paese. Anche la zona 4 è stata caratterizzata da regimi compressivi; la zona 2 invece è soggetta alla dislocazione indotta da una faglia a basso angolo.

La Fig. 2.20 mostra un ipotetico andamento in profondità della faglia e la relativa dislocazione delle unità interessate. Un'interpretazione possibile è quella che le zone 1 e 2, in Fig. 2.19b, siano caratterizzate da un elevato valore del grado di sovraconsolidazione; mentre i terreni che si trovano nella zona 3 presentano un grado di consolidazione inferiore.

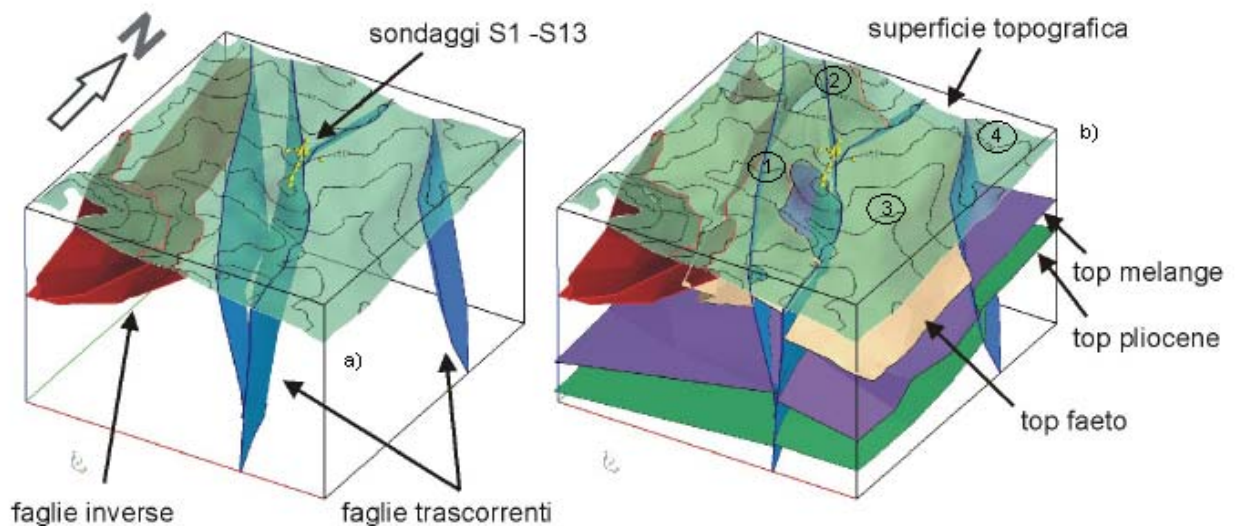


Fig.2.19 Visualizzazioni in trasparenza del modello digitale 3D. A sinistra sono rappresentate le maggiori faglie e la superficie topografica. A destra sono rappresentati i limiti fra le principali unità stratigrafico-litologiche. (Progetto S3 Deliverable D9-D10-D11)

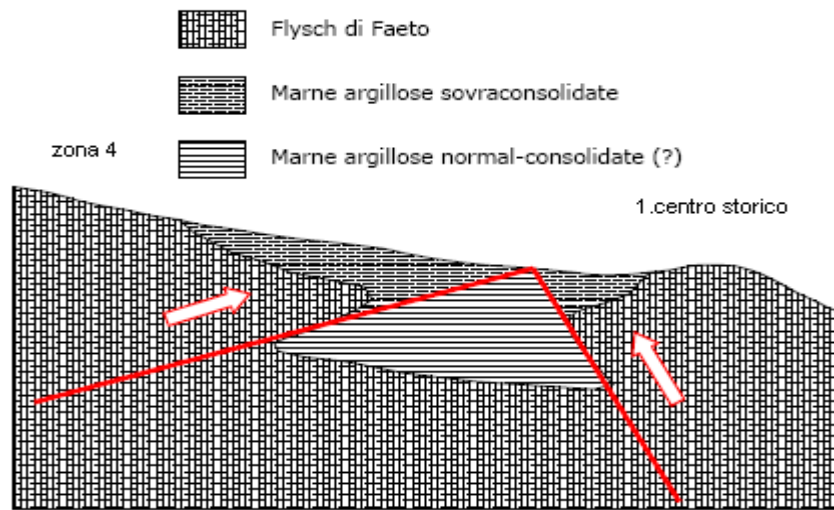


Fig. 2.20 Ipotetico andamento della faglia, sezione NNW, e relativa dislocazione delle unità (Puglia, 2007)

3. EFFETTI DI SITO

Un terremoto è una variazione nello stato di quiete di un terreno a seguito del rilascio improvviso di energia che si era precedentemente accumulata. Questo movimento si propaga dal punto in cui avviene la rottura (ipocentro) fino alla superficie sotto forma di onde sismiche di diverso tipo, che variano a seconda del materiale attraversato.

I fenomeni in relazione con il moto sismico in superficie possono essere di tre categorie: tipo di sorgente, intensità e direzione del sisma; percorso di propagazione del moto sismico; effetti locali del sito. (Fig. 3.1)

Le prime due categorie aiutano a definire il moto sismico di riferimento, cioè in relazione alla formazione rigida di base. Questi fenomeni possono essere soggetti a riflessione, rifrazione e filtraggio in relazione alle condizioni del sito.

Per risposta sismica locale, o effetto di sito, si intende invece l'insieme delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico, relativo ad una formazione rocciosa di base, subisce attraversando gli strati di terreno sovrastanti fino alla superficie (Fig. 3.2) (Lanzo,1999).

Gli effetti della geologia superficiale possono causare variazioni del moto del substrato. La valutazione degli effetti di sito è di fondamentale importanza per la valutazione della pericolosità e la riduzione del rischio sismico.

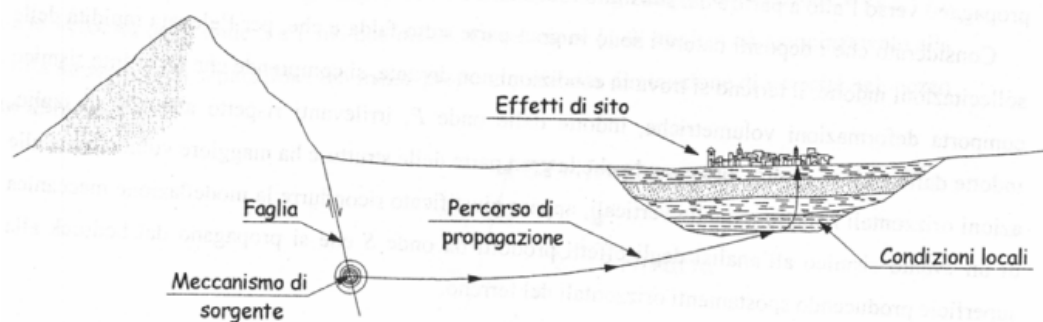


Fig. 3.1 Fenomeni che determinano il moto sismico in superficie (Puglia, 2007)

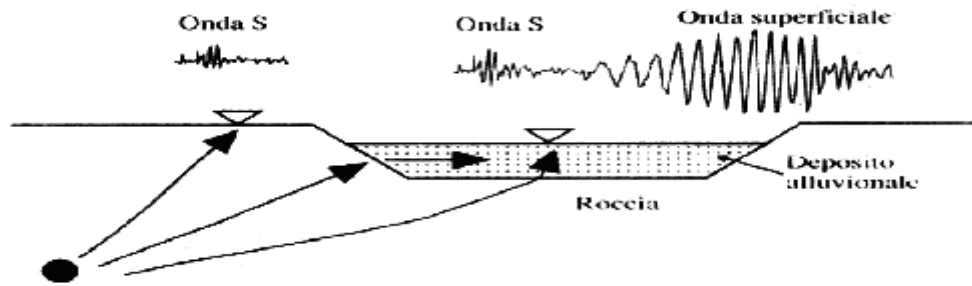


Fig. 3.2 Propagazione delle onde di superficie (Lanzo, 1999)

La rappresentazione di un moto sismico può essere espressa sia nel dominio del tempo che delle frequenze.

Nel dominio del tempo, i parametri più frequentemente utilizzati per descrivere le caratteristiche di un terreno sono il valore massimo, di accelerazione, di velocità o spostamento e la durata; nel dominio delle frequenze si utilizzano lo spettro di Fourier e lo spettro di risposta.

La valutazione della risposta sismica locale si può effettuare sulla base del confronto tra diverse grandezze rappresentative del moto sismico alla superficie del terreno e quello di riferimento su roccia, nel dominio del tempo o della frequenza.

Nel dominio del tempo, il parametro più significativo è il rapporto tra l'accelerazione massima alla superficie del terreno e quella in corrispondenza della formazione rocciosa, questo rapporto prende il nome di fattore di amplificazione. Questo rapporto può essere maggiore o minore dell'unità a seconda che l'accelerazione massima in superficie risulti maggiore o minore di quella su roccia. Valutare le modifiche del moto sismico in termini di ampiezze massime può risultare poco significativo, per questo viene fatta un'analisi anche rispetto al contenuto in frequenza. Il terreno agisce infatti come un filtro, incrementando l'ampiezza del moto in corrispondenza di alcune frequenze e riducendola per altre. La valutazione dell'effetto di filtraggio risulta essere più efficace se viene operata nel dominio delle frequenze, in termini di analisi di Fourier. Ciò si ottiene attraverso la funzione di trasferimento $H(f)$; questa $H(f)$ è una funzione complessa ottenuta dal rapporto tra lo spettro di Fourier del moto alla superficie del terreno e quello al basamento roccioso, il suo modulo è la funzione di amplificazione $A(f)$. Quest'ultima è estremamente significativa sotto il profilo fisico, in quanto indica quali componenti del moto sismico sono state amplificate nel passaggio attraverso il terreno, quali sono state smorzate e in quale rapporto. L'amplificazione al suolo, di norma, è maggiore di quella su roccia specialmente a basse frequenze (Lanzo, 1999).

Le cause principali degli effetti di sito sono: contrasto di impedenza ed effetti di risonanza; effetti di bacino; effetti non lineari (liquefazione).

Il fenomeno fondamentale per l'amplificazione del moto è l'intrappolamento delle onde sismiche dovuto al contrasto di impedenza tra i sedimenti e il substrato roccioso sottostante. Quando la struttura è stratificata orizzontalmente questo intrappolamento riguarda solo le onde di volume che viaggiano 'su e giù' negli strati superficiali. Quando i sedimenti superficiali formano delle strutture 2D o 3D, per esempio quando sono presenti eterogeneità laterali come una variazione dello spessore, questo intrappolamento interessa anche le onde superficiali che si sviluppano da queste eterogeneità e poi si riverberano 'avanti e indietro'.

L'interferenza tra queste onde intrappolate provoca un effetto di risonanza, la cui forma e frequenza sono in relazione con le caratteristiche geometriche e meccaniche della struttura (Bard, 1997).

3.1 Esempi di effetti di sito

Nel settore della difesa del territorio dalle catastrofi naturali, ed in particolare dei terremoti, il supporto empirico è costituito dall'interpretazione dei danni sul territorio in seguito ad eventi sismici. Nell'affrontare il problema gli studiosi devono considerare i fattori che penalizzano la continuità e la risoluzione spazio-temporale del monitoraggio sul terreno.

Condizioni indispensabili per l'interpretazione degli effetti locali prodotti da un sisma è disporre di una banca dati con informazioni sufficienti per ricostruire il fenomeno di amplificazione locale. Le informazioni per l'analisi a posteriori di un problema di amplificazione locale consistono in: caratteristiche dell'input sismico al substrato, ricostruzione geometrico-stratigrafica del sottosuolo, proprietà fisico-meccaniche dei terreni (Lanzo, 1999).

Gli studi di recenti terremoti (ad es., Michoacan 1985, Armenia 1988, Loma Prieta 1989, Iran 1990, Filippine 1990, Northridge 1994, Kobe 1995, Izmit 1999, El Salvador 2001, Bam 2003, tra gli altri) hanno evidenziato come le caratteristiche geologiche superficiali possano portare ad amplificazioni e al prolungamento della sollecitazione del moto sismico del terreno. L'importanza dello studio delle strutture geologiche locali e superficiali è dato dal fatto che esse sono la causa determinante degli 'effetti di sito' generati dalla propagazione delle onde di un terremoto in prossimità della superficie terrestre (Marzorati, 2007).

E' ormai noto anche che i danni causati dai terremoti sono generalmente maggiori su sedimenti sciolti che non su affioramenti rocciosi. Questo è molto importante perché molti insediamenti urbani si sono sviluppati nelle valli fluviali, su sedimenti sciolti, per esempio Città del Messico, Los Angeles, San Francisco, Tokio, Manila. Inoltre non bisogna dimenticare molte altre città di dimensioni minori che si stanno sviluppando recentemente in zone a moderata sismicità; in futuro potranno essere interessate da eventi sismici fortemente dannosi, a causa della combinazione degli effetti di sito e dello sviluppo urbanistico (Bard, 1997).

Un interessante esempio di fenomeno di amplificazione è fornito dai dati delle registrazioni dell'array superficiale installato a Matsuzaki, in Giappone (Jibson, 1987). L'array era costituito da cinque stazioni disposte alla base, lungo il fianco ed alla cresta di un rilievo. La differenza di quota tra la stazione alla base e quella in cresta era pari a circa 170 m. A seguito di cinque terremoti registrati da queste stazioni si è potuto constatare che l'accelerazione di picco media è cresciuta progressivamente lungo il fianco del pendio, raggiungendo in corrispondenza della cresta un valore circa 2.5 volte maggiore di quello alla base (Lanzo, 1999).

Un altro studio sperimentale presentato da Patterson et al. (1994) è relativo ad un rilievo nelle Alpi Francesi. Il rilievo di struttura allungata in direzione NE-SW ha un'inclinazione dei versanti molto accentuata. Il sottosuolo è costituito da una roccia calcarea ricoperta da uno strato di terreno alluvionale di spessore crescente all'aumentare della distanza dalla base del versante in direzione NW. Sul rilievo erano state installate 5 stazioni sismometriche. Il confronto tra i due sismometri relativi alle due stazioni su roccia ha messo in evidenza un'amplificazione alla cresta del rilievo, attribuita all'influenza della topografia. In questo caso i fenomeni di amplificazione legati alla presenza ed alle caratteristiche dei terreni di copertura dominano su quelli causati dalla topografia.

Un ultimo esempio può essere quello dell'analisi delle registrazioni della stazione di Tarzana, in occasione del terremoto di Northridge (1994). Questa stazione accelerometrica, a 5 km di distanza dall'epicentro, era posta sulla cima di un rilievo poco acclive, alto circa 20 m, costituito da circa 6 metri di argilla limosa sovrastante una formazione di argillite alterata. Successivamente all'evento principale è stato aggiunto un array temporaneo costituito da tre stazioni. L'analisi delle registrazioni degli aftershocks ha messo in evidenza che l'ampiezza del moto è massima in corrispondenza della cresta del rilievo e decresce lungo il versante fino alla base (Celebi, 1995).

3.2 Risposta sismica di un sottosuolo ideale

Per quanto riguarda gli effetti di sito verranno analizzati di seguito i casi più comuni che riguardano un sottosuolo ideale.

- Strato omogeneo elastico su substrato rigido

Questo è lo schema più elementare che può essere considerato (Fig. 3.3).

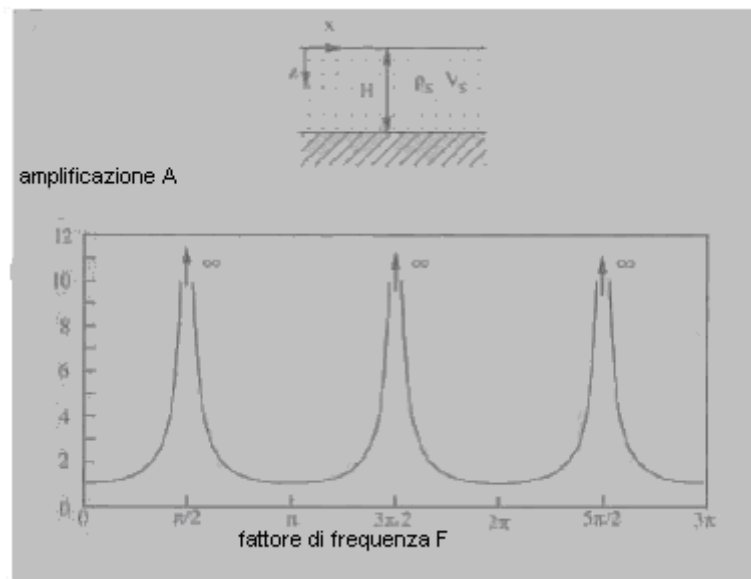


Fig. 3.3 Funzione di amplificazione relativa ad uno strato omogeneo elastico su substrato rigido. (Lanzo, 1999)

Il moto di vibrazione orizzontale è descritto analiticamente dall'equazione differenziale di equilibrio dinamico che governa il fenomeno della propagazione monodimensionale delle onde all'interno dello strato elastico, ρ è la densità delle onde di taglio e G modulo di taglio.

$$\rho \frac{\delta^2 u}{\delta t^2} = G \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (3.1)$$

Dove $u(z,t)$ è la componente orizzontale dello spostamento che ha espressione

$$u(z,t) = Ae^{j(kz+\omega t)} + Be^{-j(kz-\omega t)} \quad (3.2)$$

A e B sono le ampiezze di due onde che si propagano all'interno dello strato, rispettivamente verso l'alto e verso il basso, ω sollecitazione armonica, j unità immaginaria, k numero d'onda.

Lo spostamento orizzontale può essere scritto nella forma

$$u(z,t) = 2A \frac{e^{jkz} + e^{-jkz}}{2} e^{j\omega t} = 2A \cos(kz) e^{j\omega t} \quad (3.3)$$

Questa relazione può essere utilizzata per valutare la funzione di trasferimento in termini di rapporto tra le componenti orizzontali dello spostamento di due punti qualsiasi dello strato.

La funzione di trasferimento $H_r(\omega)$ tra la superficie ($z=0$) e alla base ($z=H$) dello strato ha la seguente espressione (3.4): (Roesset,1970)

$$H_r(\omega) = \frac{u_{\max}(0,t)}{u_{\max}(H,t)} = \frac{2Ae^{j\omega t}}{2A\cos(kH)e^{j\omega t}} = \frac{1}{\cos(kH)} = \frac{1}{\cos F} \quad (3.4)$$

dove il parametro adimensionale $F = kH = \omega H/V_s$ è detto fattore di frequenza.

L'andamento della funzione di amplificazione mostra che essa è periodica ed assume sempre valori maggiori o uguali all'unità, cioè l'ampiezza dello spostamento alla superficie dello strato è almeno pari a quella in corrispondenza della formazione rocciosa.

La funzione di amplificazione diviene infinita per $F_n = (2n-1)\pi/2$ e cioè in corrispondenza dei seguenti valori delle frequenze naturali ω_n e f_n :

$$\omega_n = \frac{V_s}{H} F_n \quad (3.5) \quad f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} \quad (3.6)$$

$$T_n = \frac{1}{f_n} = \frac{4H}{V_s(2n-1)} \quad (3.7)$$

I periodi T_n si chiamano invece periodi naturali di vibrazione dello strato.

Si noti che se il terreno vibra nel primo modo, cioè con la prima frequenza naturale di vibrazione, gli spostamenti sono dello stesso segno, cioè in fase, in ogni punto dello strato; viceversa, ai modi superiori, gli spostamenti del terreno avvengono in una direzione e parte nella direzione opposta.

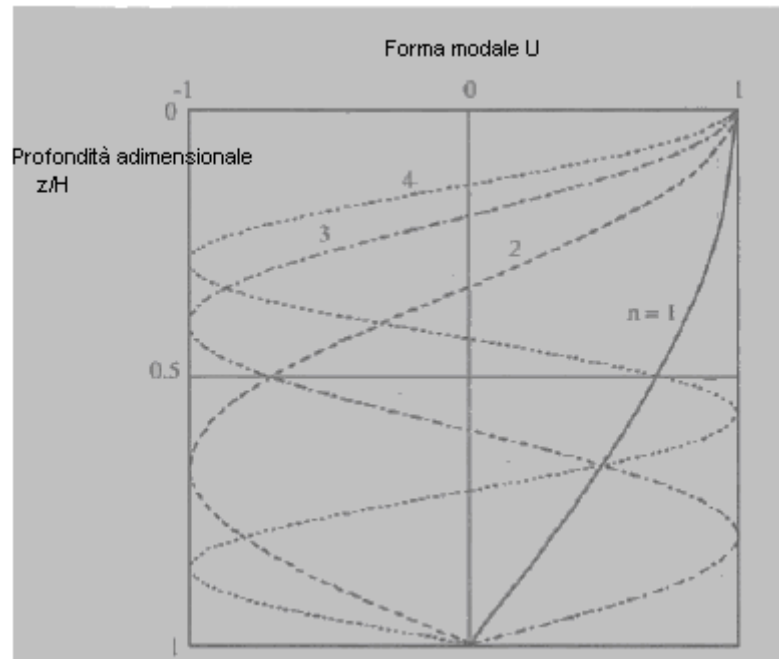


Fig. 3.4 Forme di oscillazione dei primi 4 modi di vibrazione di uno strato omogeneo elastico su base rigida (Lanzo, 1999)

La situazione più pericolosa in termini di fenomeni di amplificazione si verifica quando la frequenza dell'eccitazione armonica ω è pari ad una delle frequenze fondamentali dello strato ω_n . Quando si verifica tale condizione, $\omega = \omega_n$ si ha la risonanza dello strato, ed il fattore di amplificazione è teoricamente infinito.

- Strato omogeneo elastico su substrato deformabile

Nell'ipotesi di un substrato rigido le onde che si propagano nello strato verso il basso, a seguito della riflessione sulla superficie del terreno, sono completamente riflesse dal substrato. L'energia associata alle onde rimane quindi totalmente 'intrappolata' all'interno dello strato.

Nell'ipotesi di substrato deformabile, queste onde sono in parte riflesse all'interno dello strato e in parte trasmesse nella roccia sottostante. Questa forma di energia dissipata prende il nome di smorzamento geometrico o di risonanza (Roesset, 1970).

Poiché nella realtà la roccia di base non è un mezzo perfettamente rigido, una funzione di amplificazione corretta deve tenere conto della perdita di energia per radiazione.

Si indichi con I il rapporto tra l'impedenza sismica della roccia di base ($\rho_r V_r$) e quella del

terreno ($\rho_s V_s$):
$$I = \frac{1}{\mu} = \frac{\rho_r V_r}{\rho_s V_s} \quad (3.8)$$

In tali ipotesi è possibile dimostrare che la funzione di trasferimento $H_{db}(\omega)$, definita come rapporto tra l'ampiezza dello spostamento in corrispondenza della superficie dello strato e

quella al basamento roccioso deformabile, è identica alla $H_r(\omega)$, ricavata nel caso di substrato rigido ed espressa dalla 3.4.

In ipotesi di roccia deformabile la funzione di amplificazione $A_d(\omega)$ dipende oltre che dalle proprietà meccaniche del terreno, anche da quelle della roccia di base attraverso il rapporto di impedenza I . Per un dato valore del rapporto I , i massimi della funzione di amplificazione assumono un valore finito, indipendente dalla frequenza: $(A_d)_{\max} = I = \frac{1}{\mu}$ (3.9)

I fenomeni di amplificazione del moto sismico sono direttamente proporzionali al contrasto tra l'impedenza della roccia di base e quella del terreno sovrastante.

- Strato omogeneo visco-elastico su substrato rigido

Un modello di riferimento più realistico può essere ottenuto assimilando il terreno a un mezzo visco-elastico lineare (mezzo alla Kelvin-Voigt), la cui equazione differenziale di equilibrio dinamico si scrive: $\rho \frac{\delta^2 u}{\delta t^2} = G \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} + \eta \frac{\delta^3 u}{\delta t \delta z^2}$ (3.10)

Dove η è il coefficiente di viscosità, ρ è la densità del mezzo e G il modulo di taglio. Applicando la definizione di fattore di smorzamento al mezzo visco-elastico, è possibile mostrare che, per un ciclo di sollecitazione armonica a frequenza ω , vale la relazione:

$$D = \frac{\eta \omega}{2G} \quad (3.11)$$

Introducendo il modulo di taglio complesso G^* , il numero d'onda complesso k^* e la velocità delle onde di taglio complessa V_s^* si ottiene:

$$G^* = G + j\omega\eta = G(1 + 2jD) \quad (3.12)$$

$$k^* = \frac{\omega}{V_s^*} = \frac{\omega}{\sqrt{\frac{G^*}{\rho}}} \quad (3.13)$$

Lo spostamento orizzontale può quindi essere scritto come: $u(z, t) = A e^{j(kz + \omega t)} + B e^{-j(kz - \omega t)}$ (3.14)

In base a considerazioni effettuate da Kramer (1996), si arriva all'espressione di trasferimento complessa $H_r^*(\omega)$, valutata come rapporto tra l'ampiezza dello spostamento in corrispondenza della superficie dello strato e quella in corrispondenza del basamento roccioso:

$$H_r^*(\omega) = \frac{1}{\cos(kH)} = \frac{1}{\cos F^*} \quad (3.15)$$

avendo posto $F^* = k^*H$. La velocità delle onde di taglio complessa, V_s^* , per piccoli valori del fattore di smorzamento D , può essere scritta come $V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}}$ (3.16).

la funzione di trasferimento ha quindi espressione

$$H_r^*(\omega) \approx \frac{1}{\cos[k(1-jD)H]} = \frac{1}{\cos(kH - jDkH)} \quad (3.17)$$

e la funzione di amplificazione si ottiene modulo della $H_r^*(\omega)$. L'andamento della funzione di amplificazione con il fattore di frequenza F è rappresentato in Fig. 3.5, per diversi valori del fattore di smorzamento.

In casi particolari come in assenza di smorzamento interno del terreno, $D=0$, l'andamento della funzione di amplificazione è caratterizzato da valori massimi infiniti; per $D>0$ la funzione non è più periodica e presenta valori massimi finiti poiché il denominatore è sempre maggiore di zero.

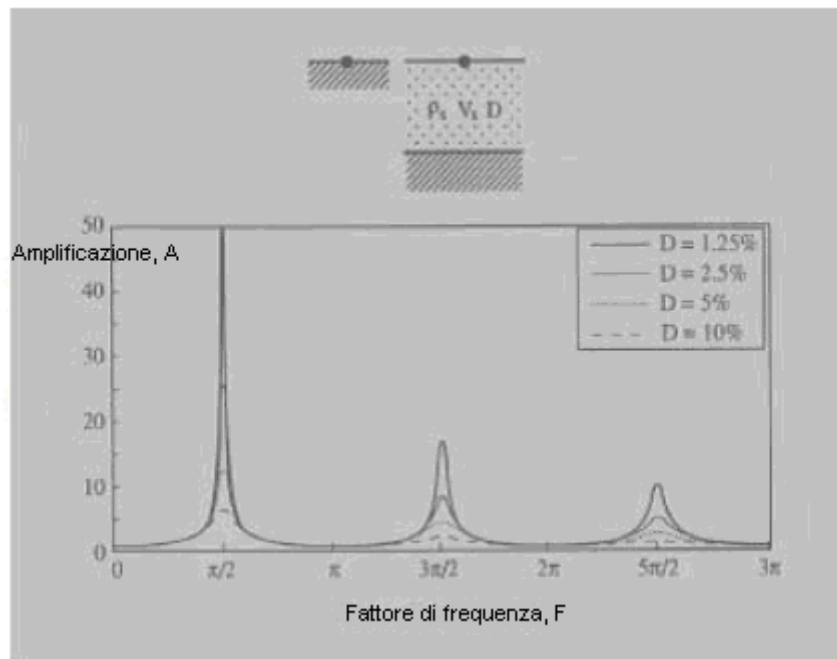


Fig. 3.5 Funzione di amplificazione relativa ad uno strato omogeneo visco-elastico su substrato rigido (Lanzo, 1999)

In conclusione, per uno strato omogeneo a comportamento visco-elastico lineare poggiante su substrato rigido, il valore massimo dell'amplificazione, attinto in corrispondenza della frequenza fondamentale, dipende soltanto dallo smorzamento del terreno ed è inversamente proporzionale ad esso.

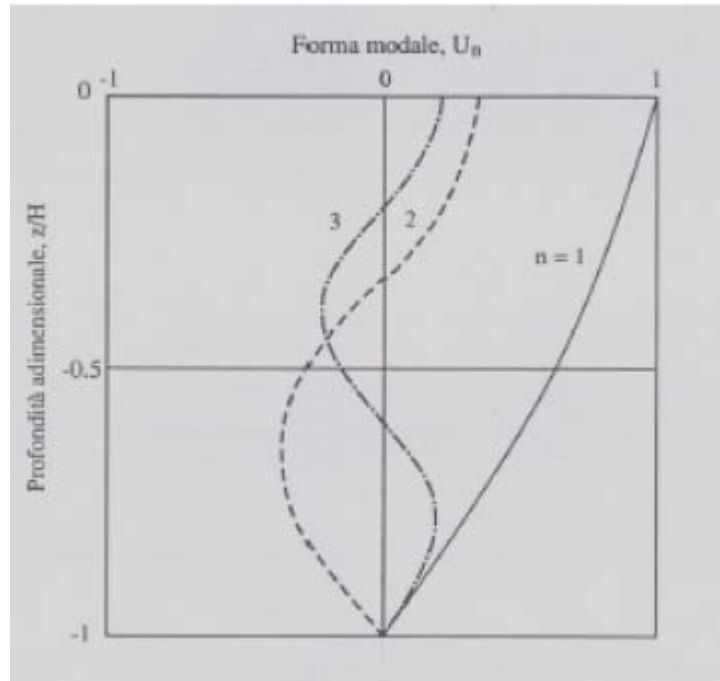


Fig. 3.6 Forme di oscillazione dei primi 3 modi di vibrazione di uno strato omogeneo visco-elastico su base rigida (Lanzo, 1999)

- Strato omogeneo visco-elastico su substrato deformabile

Il caso di uno strato a comportamento visco-elastico poggiante su substrato deformabile costituisce la generalizzazione di tutti i problemi trattati in precedenza.

In questo caso la funzione di trasferimento ha espressione $H_d(\omega) = \frac{1}{\cos F + \frac{j}{I} \sin F}$ (3.18)

(Roesset,1970), dove I è il rapporto di impedenza complesso $I = \frac{1}{\mu} = \frac{\rho_r V_r}{\rho_s V_s}$ (3.19) che si è

visto indipendente da ω , j unità immaginaria.

La funzione di amplificazione in questo caso risulterà essere molto complessa, raggiungendo

valori di picco in corrispondenza delle frequenze naturali $(A_d)_{\max,n} \approx \frac{1}{\mu + (2n-1)\frac{\pi}{2}D}$ (3.20)

Per $D=0$, cioè in assenza di smorzamento interno del terreno, la funzione di amplificazione si riduce ed il massimo picco di amplificazione è pari al rapporto di impedenza I . Per un valore di $D>0$, l'amplificazione massima diminuisce al crescere del rapporto di impedenza I . Per quanto visto fin'ora si può affermare che l'impedenza ha sul massimo fattore di

amplificazione un effetto analogo a quello dello smorzamento del terreno. È possibile definire un fattore di smorzamento efficace D_{ef} : $D_{ef} = D + D_r = D + 2/\pi I$ (3.21)

D rappresenta lo smorzamento interno del terreno, D_r dipende dal contrasto d'impedenza tra terreno e roccia, ed è rappresentativo dello smorzamento associato alla perdita di energia per radiazione.

Il valore massimo della funzione di amplificazione si verifica in corrispondenza della frequenza fondamentale f_l : $f_l = \frac{\omega_l}{2\pi} = \frac{V_s}{4H}$ (3.22) ed il periodo di vibrazione corrispondente,

cioè il periodo fondamentale dello strato, è $T_l = \frac{1}{f_l} = \frac{4H}{V_s}$ (3.23)

Le espressioni precedenti pur essendo semplici forniscono, quando si analizza un sottosuolo costituito da uno strato omogeneo equivalente (Maugeri et al., 1988) una prima indicazione dei campi di frequenze in cui attendersi significativi fenomeni di amplificazione locale e dell'entità dei fattori di amplificazione attesi.

3.3 Risposta sismica di un sottosuolo reale

La funzione di amplificazione di un sito fornisce, come si è visto nei casi precedenti, una rappresentazione dell'effetto filtrante del terreno sulle onde sismiche. Nello specifico evidenzia in quale campo di frequenze la presenza del terreno può indurre effetti significativi di amplificazione del moto sismico incidente o se tali effetti possano tradursi in un'attenuazione delle ampiezze in superficie. La conoscenza della sola funzione di amplificazione non è comunque sufficiente per determinare le caratteristiche del moto sismico alla superficie del terreno.

Nel dominio delle frequenze è possibile esprimere il fenomeno dell'amplificazione attraverso l'operazione di convoluzione (prodotto frequenza per frequenza): $F_s(f) = H(f) * F_r(f)$ tra lo spettro di Fourier del moto del bedrock, $F_r(f)$, e la funzione di trasferimento $H(f)$ del deposito, ottenendo così lo spettro di Fourier del moto in superficie, $F_s(f)$.

Il moto sismico alla superficie di un deposito è condizionato dai caratteri del moto atteso al basamento roccioso. Questo è caratterizzato da contenuti in frequenze dipendenti dal meccanismo di sorgente, magnitudo, percorso di propagazione.

Ai fini della valutazione quantitativa dell'effettiva risposta sismica locale, le valutazioni relative al terremoto di riferimento vanno unite ad una modellazione realistica del sottosuolo,

per definire la funzione di amplificazione che non sarà univoca per il sito, ma dipenderà anche dai caratteri del moto di riferimento. È importante inoltre, porre attenzione ai fenomeni di risonanza, dovuti a coincidenza tra frequenze del segnale sismico in ingresso e quelle naturali del sottosuolo, ed alla doppia risonanza, cioè la corrispondenza tra le frequenze fondamentali del segnale sismico così come trasmesso in superficie e quelle dei manufatti che ci possono essere edificati.

Per garantire la massima affidabilità di un'analisi di risposta sismica locale è necessario tenere conto delle disomogeneità del terreno, della variazione tra strato e strato dei parametri di rigidezza e smorzamento. Nel caso di depositi di terreno caratterizzati da pronunciate variabilità geometriche, lo schema di stratificazione orizzontale può rivelarsi inadeguato. In tal caso si può ricorrere a modellazioni più complesse della risposta sismica locale. Qui di seguito verranno presentati alcuni casi di studio circa la risposta sismica di un sottosuolo reale.

- Eterogeneità del terreno:trattazione del mezzo continuo

In letteratura sono state preposte diverse soluzioni per esprimere la risposta sismica di un sottosuolo caratterizzato da variazioni di rigidezza con la profondità.

Gazetas (1982) e Vinale, Simonelli (1983) hanno esaminato il caso più realistico, cioè quello di un terreno con densità costante e modulo trasversale variabile con la profondità.

In questo modello la velocità delle onde di taglio cresce con la profondità z secondo la legge:

$$V(z) = V_0 \left(1 + \alpha \frac{z}{H} \right)^m \quad (3.24)$$

Il grado di eterogeneità del deposito è espresso dalle variabili α e m , la cui combinazione dei valori può interpretare l'andamento medio della rigidezza per terreni alluvionali soffici, purché la variazione delle proprietà sia regolare con la profondità. Il coefficiente α esprime il

$$\text{rapporto di eterogeneità } V_H/V_0 : \frac{V_H}{V_0} = 1 + \alpha \quad (3.25)$$

Per il caso di un sottosuolo omogeneo il rapporto da come risultato 1; mentre all'aumentare del rapporto delle eterogeneità l'ampiezza degli spostamenti si riduce sempre più marcatamente con la profondità ed i valori massimi si concentrano nella zona più superficiale del deposito.

In conclusione l'effetto dell'eterogeneità del terreno sulla funzione di amplificazione si può vedere come un avvicinamento delle frequenze fondamentali del deposito e in un aumento dei picchi di amplificazione, rispetto ad un sottosuolo omogeneo.

- Eterogeneità del terreno: trattazione del mezzo stratificato

In presenza di eterogeneità più marcate di quelle descrivibili da un modello continuo, la valutazione della risposta sismica locale può essere effettuata con tecniche numeriche. I modelli di rappresentazione del sottosuolo per questo caso in esame possono essere di due tipi: continui o discreti.

Soluzione per il modello a strati continui

Nei modelli a strati continui gli strati del terreno sono assunti omogenei ed a comportamento viscoelastico lineare. I parametri che caratterizzano gli strati sono lo spessore h_i , la densità ρ_i , il modulo di taglio G_i ed il fattore di smorzamento D_i , legato al coefficiente di viscosità η_i .

La previsione del moto dell'intero sistema si ottiene a partire dall'equazione differenziale di equilibrio dinamico che governa il fenomeno della propagazione delle onde in ciascuno strato

omogeneo: $\rho_i \frac{\delta^2 u_i}{\delta t^2} - \eta_i \frac{\delta^3 u_i}{\delta t \delta z^2} - G \frac{\delta^2 u_i}{\delta z^2} = 0$ (3.26) dove z è la coordinata locale nel generico

strato ($0 \leq z \leq h_i$).

Lo spostamento di un generico punto $u_i(z,t)$ si può scrivere come $u_i(z,t) = A_i e^{j(kz+\omega t)} + B_i e^{-j(kz-\omega t)}$ (3.27) dove A e B sono le ampiezze delle onde che si propagano verso l'alto e verso il basso, j unità immaginaria. Grazie a questa formula si possono esprimere sia gli spostamenti u , che le tensioni tangenziali τ .

La funzione di trasferimento $H_{ik}(\omega)$ esprime il rapporto tra le ampiezze di spostamento tra due

qualsiasi livelli i e k : $H_{ij}(\omega) = \frac{A_k + B_k}{A_i + B_i}$ (3.28) questa esprime anche la funzione di

trasferimento di velocità e accelerazioni tra strato e strato.

Per $k=1$ e $i=n$, la formula 3.28 rappresenta la funzione di amplificazione del moto sismico tra il substrato e la superficie libera di un profilo di sottosuolo suddiviso in strati omogenei.

L'applicazione della funzione di trasferimento nel dominio delle frequenze permette di operare la convoluzione di un sismogramma da un punto all'altro, utilizzando algoritmi che effettuano molto rapidamente trasformate di Fourier dirette (Fast Fourier Transform, FFT) e inverse (IFFT).

- Non linearità del comportamento del terreno

Esistono diversi criteri per identificare una risposta non lineare del terreno dall'analisi di registrazioni strumentali. Questi criteri si basano sul confronto tra fattori di amplificazione, amplificazioni spettrali per eventi sismici di debole o forte intensità. Infatti, la variazione delle

grandezze al variare dell'intensità dell'evento sismico è attribuibile alla non linearità del comportamento del terreno. Lo schema più semplice per questo caso è uno strato di terreno omogeneo, poggiante su un basamento roccioso orizzontale e soggetto ad un moto sismico caratterizzato da valori crescenti dell'accelerazione di picco al bedrock. Al crescere di quest'ultima si verifica un aumento della deformazione di taglio massima e una riduzione del modulo di taglio e un aumento del fattore di smorzamento mobilitati. Per bassi livelli di energia del terremoto di riferimento l'accelerazione di picco lungo il profilo dello strato aumenta dal basamento roccioso alla superficie; mentre per elevati livelli energetici l'accelerazione di picco può diminuire lungo il profilo. Questo avviene perché a causa della diminuzione delle caratteristiche di rigidità del terreno si riduce anche la trasmissione di frequenze elevate, mentre l'aumento del fattore di smorzamento abbassa i picchi di amplificazione delle ampiezze di spostamento.

In termini di fattore di amplificazione l'effetto di non linearità si può tradurre in una riduzione del fattore di amplificazione all'aumentare del livello di accelerazione su roccia. A questo riguardo sono state fatte alcune analisi, che non saranno riportate in questo contesto, che hanno portato a fare alcune considerazioni tra cui emerge che la funzione di amplificazione non è una proprietà del sito ma dipende dalla combinazione tra caratteristiche stratigrafiche del sottosuolo, ampiezza e contenuto in frequenza del moto sismico del basamento, e incidenza del comportamento non lineare dei terreni. A parità di terremoto atteso e di caratteristiche stratigrafiche del suolo, la risposta sismica locale è fortemente influenzata dalla suscettibilità dei terreni ad avere un comportamento più o meno lineare. (Lanzo, 1999)

- Modellazione numerica comportamento lineare

L'analisi con un modello di comportamento lineare di un terreno può essere inaffidabile nella previsione di un moto sismico in superficie, in quanto ci può essere sottostima dell'amplificazione alle basse frequenze e filtraggio alle alte frequenze e impossibilità di prevedere effetti indotti di deformazioni permanenti. Molti codici di calcolo sono stati prodotti nel corso degli anni; le possibili procedure da utilizzare per le soluzioni possono essere analisi lineari equivalenti oppure analisi non lineari incrementali. Per il primo tipo di analisi il più noto programma di calcolo è SHAKE (Schnabel et al.,1972; Idriss e Sun, 1992), mentre per i codici che utilizzano l'analisi incrementale troviamo DESRA (Lee e Finn, 1978) (Fig. 3.7).

| CODICE DI CALCOLO | GEOMETRIA, CONDIZIONI AL CONTORNO | LEGAME COSTITUTIVO | METODO DI ANALISI | FONTI |
|----------------------------------------|--------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|-------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
| SHAKE | 1-D Frontiera e base elastica | Monofase Lineare equivalente Viscoelastico | Continuo Dominio frequenze | Berkeley <i>Schnabel et al. (1972)</i> |
| MASH | 1-D | Bifase Non lineare Viscoelastico | Discreto Dominio tempi | Berkeley <i>Martin e Seed (1978)</i> |
| CHAR-SOIL | 1-D Base e superficie libera inclinate | Monofase Lineare equivalente Isteretico | Linee caratteristiche | Ann Arbor <i>Streeter et al. (1974)</i> |
| DESRA DESRA-2 DESRA-MOD | 1-D Frontiera rigida | Bifase Lineare equivalente Isteretico | Discreto Dominio tempi | Vancouver - RPI <i>Finn et al. (1-978)</i> <i>Vucetic (1986)</i> |
| QUAD-4 | 2-D Base rigida, superficie libera qualsiasi | Monofase Lineare equivalente Viscoelastico | F.E.M. Dominio tempi | Berkeley <i>Idriss et al. (1973)</i> |
| LUSH FLUSH | 2-D/3-D Base orizzontale, frontiera laterale assorbita | Monofase Lineare equivalente Viscoelastico | F.E.M. Dominio frequenze | Berkeley <i>Lysmer et al. (1975)</i> |
| DYNA-FLOW GEFDYN | 2-D 2-D/3-D | Tensioni effettive Elastoplastico | F.E.M. Dominio tempi | Princeton - ECP <i>Prévost (1981)</i> |

Fig. 3.7 Rappresentazione riassuntiva dei principali codici di calcolo (Luzi, 2006)

- Metodi per la stima degli effetti di sito

La scelta di un metodo per la valutazione degli effetti di sito dipende dall'importanza del progetto ingegneristico per cui viene fatto. Le varie tecniche possono essere classificate secondo un criterio metodologico, a seconda che si utilizzi un approccio sperimentale, numerico o empirico.

Metodi Sperimentali

Possono essere basati su differenti tipi di dati: osservazioni macrosismiche, registrazioni di microtremori, registrazioni di weak motion e accelerogrammi di strong motion.

Le osservazioni macroscopiche sono stime qualitative dell'entità dell'amplificazione, si basano sui dati di danneggiamento e su anomalie che possono rilevare la presenza di effetti di sito, la condizione necessaria è che ci sia uniformità nel grado di vulnerabilità del costruito.

I dati di microtremore comprendono indicazioni qualitative della tipologia del terreno; sono le registrazioni delle vibrazioni causate da disturbi naturali o antropici come vento, maree, traffico e impianti industriali. Si è più volte notato che le caratteristiche spettrali dei microtremori mostrano delle correlazioni con le condizioni geologiche al sito; gli spettri di microtremore indicano a seconda della frequenza il tipo di terreno: bassa frequenza presenza di terreni soffici, alta frequenza presenza di terreni rigidi o roccia. L'uso di questo metodo è prevalentemente legato al Giappone (Bard, 1997). I microtremori possono essere utilizzati in quattro modi diversi: spettri di microtremore, rapporti spettrali, rapporti spettrali H/V e registrazioni di array.

I SSR (rapporti spettrali di riferimento) del microtremore sono dati dal rapporto tra lo spettro di Fourier dei microtremori del sito in esame e un sito di riferimento (sito roccioso); funzionano per lunghi periodi, l'unica difficoltà risiede nella scelta del sito di riferimento.

Il rapporto spettrale HVSR è il rapporto degli spettri di Fourier tra la componente verticale e orizzontale, non ci sono basi fisiche a cui fare riferimento, si riconosce la frequenza fondamentale del sito, ma l'ampiezza non è attendibile.

L'ipotesi che viene fatta è quella di una stratigrafia del sottosuolo a strati piani paralleli poggianti su un substrato roccioso determinante un alto contrasto di impedenza. In questo modo è possibile calcolare le funzioni di trasferimento per le onde P ed S. Ipotizzando la propagazione lungo una direzione verticale, la componente verticale del moto è associata all'onda longitudinale P mentre la componente orizzontale è associata all'onda trasversale S. Quindi è possibile descrivere gli spettri di Fourier delle componenti orizzontali e delle componenti verticali del moto su substrato roccioso e gli spettri delle analoghe componenti alla superficie. La tecnica fornisce risultati inaffidabili tanto più ci si allontana dalle condizioni ideali, in presenza di forti discontinuità laterali, rilievi topografici o vicinanza alla sorgente sismica.

In generale, il metodo HVSR è in grado di stimare con una buona affidabilità la prima frequenza di risonanza di una successione di strati che si sono depositi su un substrato roccioso con impedenza sismica notevolmente maggiore (per maggiori dettagli si veda il Cap. 5).

I dati di weak motion si riferiscono alle registrazioni dei terremoti deboli ($M < 3$) fatte dai sismografi, nel campo delle velocità; si assume che si possano rimuovere gli effetti della sorgente e dell'attenuazione. L'attenuazione può essere valutata come relativa ad uno spettro medio di una tipologia di suolo oppure relativa al moto di un altro sito vicino. Anche per questo tipo di dati è possibile svolgere i calcoli per i rapporti spettrali di riferimento, su roccia in genere; i siti vengono scelti vicini in modo da essere caratterizzati dalla stessa attenuazione.

I dati strong motion sono, invece, le registrazioni dei terremoti da moderati a forti ($M > 4$), di solito vengono registrati dagli accelerogrammi e per forti magnitudo possono includere gli effetti non lineari del terreno. Le analisi effettuate sia nel caso di weak motion che strong motion sono dello stesso tipo.

Metodi Numerici

Una prima stima degli effetti di sito, una volta note le caratteristiche geotecniche dell'area investigata, può essere fatta dall'analisi numerica.

Questi tipi di metodi comprendono metodi semplificati 1D, metodi numerici 1D di risposta monodimensionale di una colonna di suolo, metodi 2D e 3D.

In tutti questi metodi si tiene in considerazione la geometria del problema, il modello costitutivo del terreno lineare elastico, non lineare elastico, elastoplastico con o senza hardening, interazione tra le fasi acqua, terreno e aria, metodologia della descrizione dell'input sismico, picco di accelerazione del suolo, spettro di risposta e storia temporale delle accelerazioni.

I metodi 1D si riferiscono alla propagazione delle onde SH lungo una colonna di suolo estesa infinitamente sull'orizzontale; è necessario conoscere la densità, la velocità V_s , lo smorzamento e lo spessore di ogni strato. Il comportamento del suolo può essere di due tipi: lineare e lineare equivalente (modello SHAKE) da cui viene calcolata la funzione di trasferimento o l'accelerogramma in superficie.

I metodi numerici 2D sono tecniche numeriche basate sugli elementi di contorno (Boundary based techniques) che includono ogni tipo di integrazione al contorno e risultano essere i più efficaci se il sito di interesse consiste in un numero limitato di unità geologiche omogenee; o tecniche basate sui domini (Domain based techniques) che permettono di analizzare strutture molto complesse, per mezzo della discretizzazione in elementi finiti.

- Effetti topografici

La concentrazione dei danni strutturali in corrispondenza di irregolarità topografiche e l'attivazione di frane durante i terremoti suggeriscono che la morfologia superficiale riveste un ruolo importante nell'amplificazione del moto sismico.

Dal punto di vista ingegneristico, l'amplificazione topografica del moto sismico interessa la valutazione del rischio sismico di numerosi centri storici edificati su rilievi, di importanti opere come ponti e dighe e di pendii naturali e artificiali. L'entità dell'amplificazione topografica ed i fenomeni fisici che la causano variano con il tipo di configurazione morfologica considerata. È possibile distinguere tre categorie principali: rilievo isolato, pendio e canyon (Fig. 3.8).

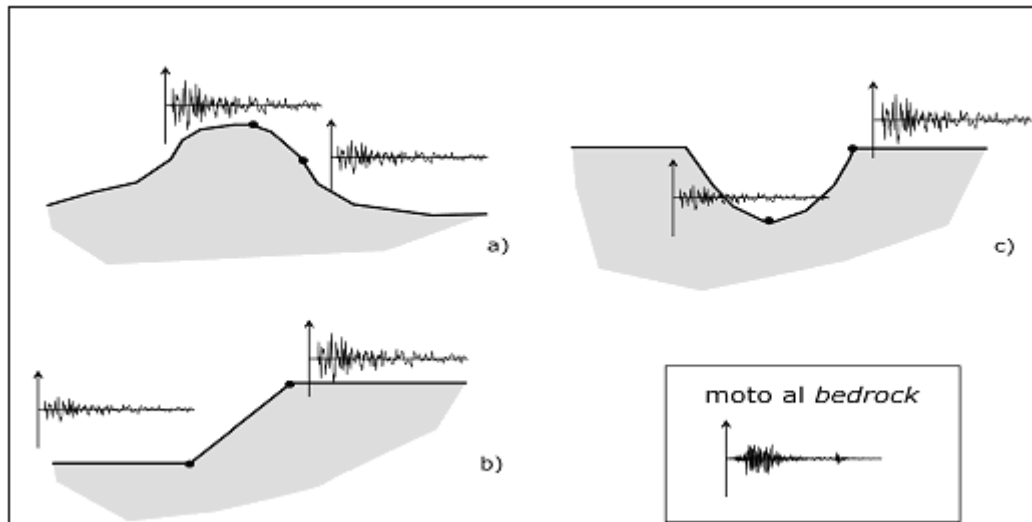


Fig. 3.8 Configurazioni topografiche: a) rilievo isolato, b) pendio, c) canyon (Puglia, 2007)

L'influenza della geometria superficiale si risente maggiormente alla sommità di un rilievo. Il fenomeno fisico di amplificazione del moto alla sommità di un rilievo topografico va attribuito alla focalizzazione delle onde sismiche in prossimità della cresta del rilievo a seguito della riflessione sulla superficie libera e all'interazione fra il campo d'onda incidente e quello diffratto.

Una prima valutazione dell'effetto della topografia può essere ottenuta con riferimento ad una semplice irregolarità topografica rappresentata come un cuneo indefinito, con un mezzo elastico, omogeneo ed isotropo (Aki, 1988; Faccioli, 1991). Il cuneo è soggetto ad onde incidenti SH che si propagano verticalmente, con moto parallelo all'asse longitudinale del cuneo Fig. 3.9.

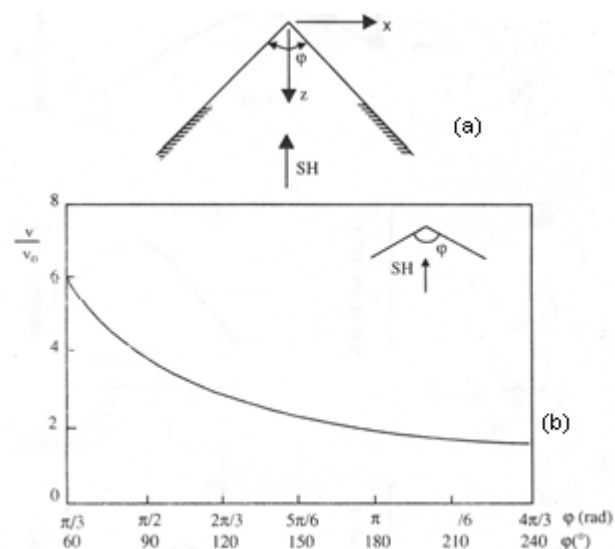


Fig. 3.9 Modello di Sanchez-Sesma: (a) irregolarità topografica di geometria triangolare eccitata da onde SH verticali con spostamenti ortogonali al piano; (b) variazione del fattore di amplificazione con l'angolo al vertice. (Sanchez-Sesma, 1990)

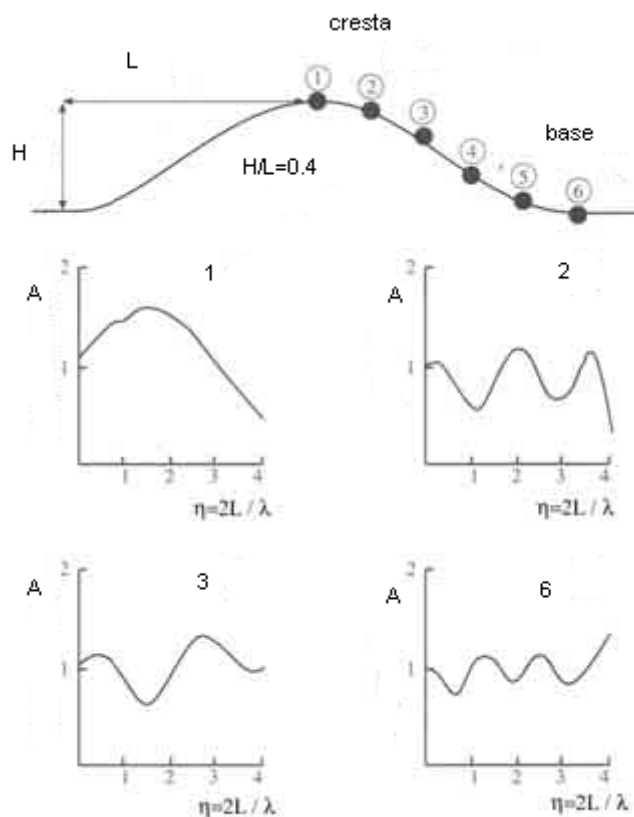


Fig. 3.10 Funzioni di amplificazione calcolate in corrispondenza di alcune postazioni di un rilievo isolato nell'ipotesi di propagazione verticale di onde SH (immagine presa da Sanchez-Sesma, 1990)

La Fig. 3.10 evidenzia un'amplificazione a larga banda in corrispondenza della cresta del rilievo (1); lungo i fianchi (3,4) e alla base del versante (6) la risposta locale è più complessa perché caratterizzata da un'alternarsi di amplificazioni e deamplificazioni dovute all'interazione tra onde incidenti e diffratte. In cresta la funzione di amplificazione arriva ad un massimo, cioè quando la lunghezza d'onda incidente λ è comparabile con la semilarghezza del rilievo L ; alla base del versante il fattore di amplificazione presenta un minimo.

Lo studio degli effetti prodotti dalla propagazione di onde sismiche in presenza di irregolarità topografiche è quindi reso possibile dalla disponibilità di modelli di analisi numerica bidimensionale che tengano conto della possibile varietà di situazioni geometriche incontrate.

L'unica difficoltà da rilevare è la scelta della stazione di riferimento alla base del pendio, rispetto alla quale valutare il moto sismico in cresta, che non sia affetta da fenomeni di amplificazione legati alle caratteristiche dei terreni superficiali. Per tale motivo si è diffuso l'uso di metodi di analisi sperimentale indipendenti dalla stazione di riferimento (Chavez-

Garcia et al., 1997), come il metodo di Nakamura, che esprime l'amplificazione sulla base di rapporti spettrali tra componenti orizzontali e verticale (Nakamura, 1989).

In conclusione si può affermare che alla sommità di una irregolarità topografica il moto sismico è amplificato rispetto a quello alla base; ci possono essere fenomeni di focalizzazione quando la lunghezza dell'onda incidente λ è comparabile con la semilarghezza L della base della irregolarità.

3.4 La risposta sismica locale a San Giuliano di Puglia: sintesi dei principali studi

In questo capitolo vengono riassunti i principali studi effettuati per indagare la risposta sismica locale a San Giuliano di Puglia. Le analisi sono basate principalmente sull'analisi di dati sismometrici attraverso tecniche spettrali.

3.4.1 Lo studio di microzonazione svolto dal Dipartimento della Protezione Civile

A seguito delle scosse molisane del 2002, il Dipartimento di Protezione Civile ha effettuato una campagna di misure e successive analisi finalizzate per redigere lo studio di microzonazione del Comune di San Giuliano di Puglia (Rapporto commissione –tecnica).

Con il termine Microzonazione si intende la valutazione e l'individuazione di aree a comportamento omogeneo sotto il profilo della risposta sismica locale (RSL). La microzonazione si riferisce ad un territorio di limitata estensione, e ha lo scopo di valutare le modifiche apportate dallo scuotimento sismico alle condizioni geologiche e morfologiche locali (Lanzo, 1999). La scala a cui si fa riferimento può essere di livello comunale o subcomunale. Lo scopo è quello di fornire alle amministrazioni locali gli strumenti operativi per la formazione dei piani di recupero e ricostruzione in sicurezza sismica e per redigere normative da adottare in sede di pianificazione urbanistica.

La microzonazione sismica può essere effettuata a più livelli di approfondimento: il livello più semplice è quello di effettuare la zonazione sulla base delle informazioni geologico geomorfologiche disponibili. I livelli di approfondimento maggiore prevedono la quantificazione degli effetti locali attraverso la definizione di appropriati coefficienti

amplificativi. Questo può essere fatto attraverso registrazioni dei terremoti reali ed analisi spettrali dei segnali e costruzione di un modello geologico tecnico per l'applicazione di modelli teorici.

Le principali fasi di lavoro di uno studio di microzonazione sono le seguenti (Lanzo, 1999):

Fase 1: selezionare località campione rappresentative delle tipologie di amplificazione, reperimento di cartografia di base dove è possibile e compilazione di un manuale per i rilevatori delle fasi successive.

Fase 2: rilevamento geologico e geo-morfologico in località campione, raccolta dati geotecnici e simulazione moto di input.

Fase 3: modellazione della Risposta Sismica Locale, parametrizzazione effetti di amplificazione ed analisi comparata dei dati di danno.

La modellazione della risposta sismica locale comporta la creazione di modelli geologico-geotecnici e sezioni bidimensionali, ipotesi sulle velocità delle onde S, su parametri dinamici dei terreni e selezione di accelerogramma di input. L'input sismico al quale si fa riferimento deriva da un'analisi di pericolosità dell'area effettuata stimando i parametri di scuotimento del terreno attesi su sito rigido aventi probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, periodo di ritorno 475 anni.

Un parametro spesso utilizzato negli studi di microzonazione è il fattore di amplificazione definito dal rapporto fra gli spettri di pseudovelocità calcolati in superficie (PSV_{out}) e al bedrock (PSV_{in}) ed è definito come segue.

$$Fa = \frac{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{out}(T, \xi) dT}{\int_{0.1}^{0.5} PSV_{inp}(T, \xi) dT} \quad (3.29)$$

dove ξ è lo smorzamento e T il periodo.

La scelta del periodo T, compreso tra 0.1 e 0.5, dipende dal tipo di costruzione presente relazionata al numero di piani presenti per abitazione (max 5 piani) (Luzi, 2006).

Di seguito si riportano brevemente le attività condotte e i risultati ottenuti fino alla carta di sintesi finale che è stata utilizzata a supporto delle attività di ricostruzione del Comune (Rapporto commissione tecnico-scientifica).

Nell'ambito del lavoro della Commissione è stato seguito un metodo che ha permesso di integrare i risultati di analisi provenienti da diverse aree disciplinari:

1. geologia e geomorfologia, assetto stratigrafico e strutturale;
2. geofisica;
3. geotecnica, proprietà meccaniche dei terreni ;
4. ingegneria delle strutture.

Le attività svolte sono state:

- individuazione dell'assetto geologico e geo-morfologico del sito e delle zone soggette ad instabilità di versante;
- individuazione delle caratteristiche geotecniche dei terreni di interesse per la determinazione della risposta dinamica dei terreni,
- valutazione del moto sismico di riferimento;
- modellazione numerica degli effetti di amplificazione del moto sismico in superficie;
- analisi quantitativa del danno prodotto dal sisma;
- redazione della mappa di sintesi dei risultati delle attività precedenti.

La definizione del moto sismico di riferimento è uno dei punti di partenza per la microzonazione poiché porta alla determinazione dei livelli di deformazione attesa per i terreni. Tale moto è stato definito in accordo con quanto previsto nella norma tecnica per la verifica di sicurezza delle costruzioni (Fig.3.11).

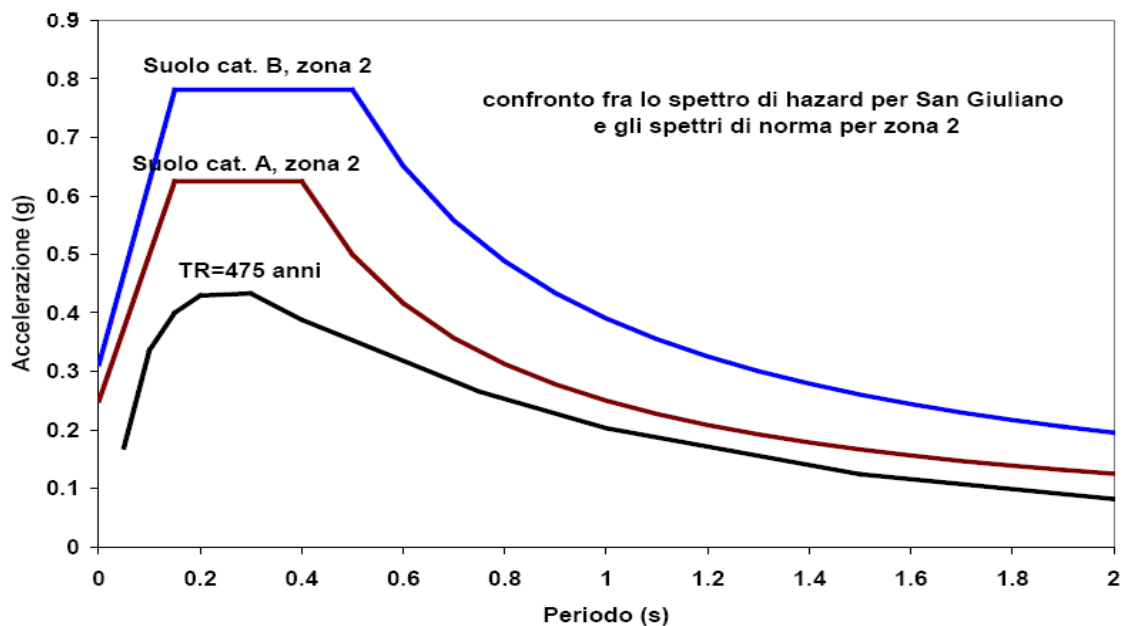


Fig. 3.11 Spettro di hazard con probabilità di superamento del 10% (Rapporto Protezione Civile)

Tali studi forniscono una stima dell'accelerazione di picco pari a 0.165 g, che colloca il comune di San Giuliano di Puglia in zona 2, anche se molto vicino ad una zona 3.

Lo spettro di hazard è stato assunto come input sismico su roccia affiorante per la modellazione numerica degli effetti di amplificazione locale. I risultati ottenuti sono stati confrontati con il catalogo storico; la massima intensità risentita è stata dell'VIII-IX grado MCS, osservata in occasione del terremoto del 1456 e di quello del 2002.

Per la caratterizzazione geotecnica dei terreni sono state utilizzate diverse fonti, alcune preesistenti ed altre appositamente effettuate. L'ubicazione dei sondaggi è riportata in Fig. 3.12. (si veda anche Cap. 2)

Le indagini preesistenti risalgono a cinque diverse campagne condotte fra il 1982 ed il 1996, corredate da prove di laboratorio su alcuni campioni. Sono state fatte appositamente per questa analisi 17 sondaggi a diversa profondità, 3 prove penetrometriche statiche, 3 misure di tipo cross-hole e 8 down-hole nel periodo fra novembre 2002 e marzo 2003. Sui campioni si sono fatte indagini specifiche di laboratorio.

I dati disponibili hanno permesso di caratterizzare i terreni più superficiali per uno spessore di circa 20 metri dal piano di campagna.

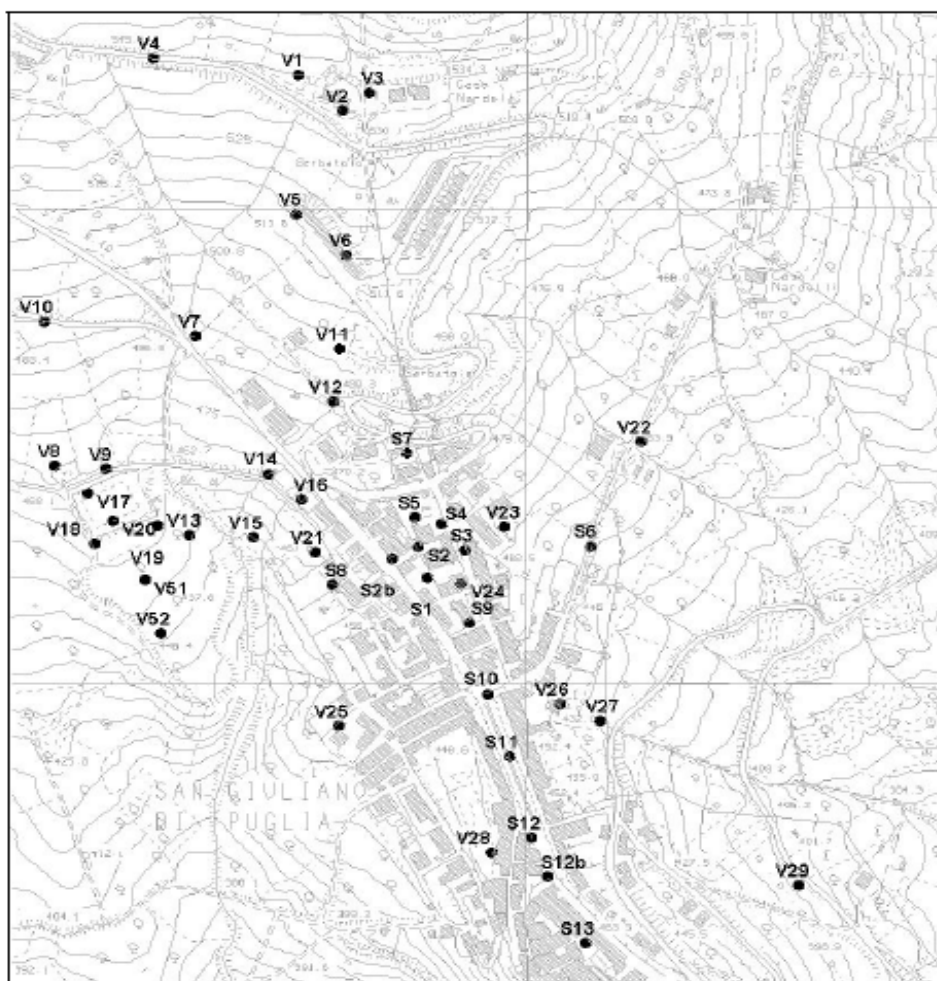


Fig. 3.12 Ubicazione sondaggi preesistenti (V) e nuovi (S) fra novembre 2002 e marzo 2003 (Rapporto Protezione Civile)

Per valutare gli effetti di amplificazione locale nell'abitato di San Giuliano di Puglia è stata condotta una campagna di monitoraggio sismico di dettaglio che ha portato all'acquisizione di dati relativi alla serie di repliche innescate dall'evento principale.

La scelta dei siti è stata guidata dal fatto che la parte di centro storico, dove si trova anche la Chiesa, ha subito danni lievi e quindi può essere considerata come sito di riferimento rispetto al quale valutare eventuali effetti di amplificazione.



Fig. 3.13 Ubicazione delle stazioni utilizzate per la misura sperimentale degli effetti di amplificazione locale (Rapporto Protezione Civile)

Gli spettri di Fourier ottenuti dalle registrazioni alle singole stazioni sono stati impiegati nella stima dei rapporti spettrali utilizzando sia la tecnica del rapporto con un sito di riferimento (SSR), sia la tecnica dei rapporti HVSR, cioè calcolando i rapporti tra la componente orizzontale e quella verticale del moto. Come stazioni di riferimento si sono utilizzate le stazioni SG04 e SG11 (Fig. 3.13), tale scelta è stata confermata dalle osservazioni successive sui rapporti spettrali, i quali erano decisamente più bassi rispetto a quelli di altre stazioni. Anche nel caso delle stazioni SG03, SG04 (Chiesa), SG07 e SG12 i rapporti spettrali si sono

dimostrati più contenuti in quanto si trovavano sulla formazione geologica più rigida (Fig. 3.13).

Ad analisi concluse si è notato che gli effetti di amplificazione sono diffusi su tutto il centro abitato, e raggiungono i valori massimi nei siti posti sulla formazione di argille marnose compatte, presenti sull'asse della sella.

Per avere una misura di effetti di amplificazione locale più sintetica successivamente sono stati determinati fattori di amplificazione per bande di periodi. La banda di periodo considerata è compresa tra 0,1 e 0,5 secondi. Sulla base dei risultati ottenuti è stato possibile suddividere il territorio di San Giuliano di Puglia in tre zone alle quali corrispondono valori alti, intermedi e bassi del fattore di amplificazione locale riscontrato.

3.4.1.1 Analisi del danno, risultato ed elaborato finale

Per semplicità, in questo lavoro svolto dal Dipartimento della Protezione Civile, si è assunta una relazione deterministica tra danno medio ed azione sismica, dipendente dalla classe di vulnerabilità attribuibile all'edificio. Le classi di vulnerabilità sono A, B e C rispettivamente muratura di alta, media e bassa vulnerabilità, Ca cemento armato e M struttura mista. L'intensità risentita in corrispondenza di un edificio è stata determinata tenendo conto della tipologia e del danno osservati anche negli edifici che si trovavano in un intorno significativo dell'edificio in questione. Si sono svolte analisi con raggio di 25, 50 e 100m di integrazione. Si sono selezionati degli edifici posti su suolo di riferimento e si è determinata l'intensità macrosismica di riferimento. La differenza tra l'intensità di un generico edificio e l'intensità di riferimento ha permesso di determinare l'incremento di intensità attribuibile ad effetti di amplificazione locale.

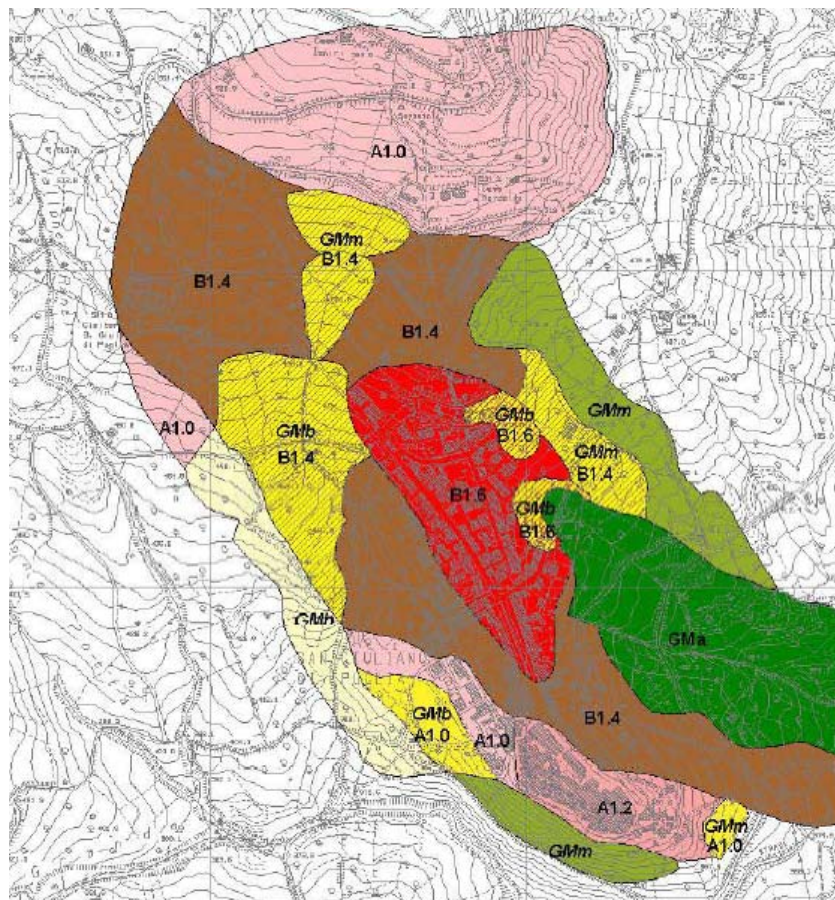
Coerentemente con questi risultati il fattore di amplificazione ricavato ha permesso di dividere il territorio di San Giuliano in tre zone: a bassa, media e alta amplificazione locale.

| Fa | R=50 | | R=100 | |
|--------|-------|--------|-------|--------|
| | media | Dev.st | media | Dev.st |
| Zona 2 | 1.34 | 0.27 | 1.13 | 0.09 |
| Zona 3 | 2.16 | 0.74 | 2.03 | 0.61 |
| Zona 4 | 3.36 | 0.77 | 3.20 | 0.37 |

Tab. 3.1 Tabella rappresentanet i valori di intensità relativi alle zone 2-3-4 per media e deviazione standard, Fa fattore di amplificazione, R raggio di integrazione (Rapporto Protezione Civile)





La prima zona di deamplificazione, in alto a sinistra del centro storico; la seconda di lieve amplificazione nella parte a destra del centro storico, la terza adiacente con il centro storico e la quarta in corrispondenza della zona di espansione. I risultati ottenuti sono coerenti con l'intensità macrosismica assegnata a San Giuliano (I=VIII-IX MCS).

I risultati delle analisi eseguite, accennate nei paragrafi precedenti, sono stati utilizzati per creare la carta di microzonazione (Fig. 3.14). Questa è data dalla sovrapposizione di due mappe: la prima, nella quale troviamo le zone con moto sismico amplificato e la seconda, in cui si potevano provocare dissesti per gravità.



LEGENDA

Fenomeni di amplificazione locale del moto sismico

-  A1.0 Spettro per $ag = 0,2$ g, suolo tipo A e $S = 1,0$
-  A1.2 Spettro per $ag = 0,2$ g, suolo tipo A e $S = 1,2$
-  B1.4 Spettro per $ag = 0,2$ g, suolo tipo B e $S = 1,4$
-  B1.6 Spettro per $ag = 0,2$ g, suolo tipo B e $S = 1,6$

Fenomeni di instabilità dei versanti




-  GMb pericolosità bassa (spessore strati instabili < 1 m)
-  GMm pericolosità media (spessore strati instabili $1 \text{ m} < s < 3 \text{ m}$)
-  GMa pericolosità alta (spessore strati instabili $> 3 \text{ m}$)

Fig. 3.14 *Carta preliminare di sintesi dello studio di microzonazione sismica del centro abitato di San Giuliano di Puglia. Valori di S da 1, amplificazione trascurabile, a 1.6, evidenti effetti di amplificazione. Lettere A o B a seconda della categoria di suolo (Rapporto Protezione Civile).*

3.5 Stima della risposta sismica locale attraverso metodi empirici

A seguito del terremoto si sono svolti molti studi al sito di San Giuliano di Puglia utilizzando data-set di registrazioni sismiche raccolti dai vari istituti che hanno operato nella zona nel periodo successivo ai due eventi molisani del 31 ottobre e 1 novembre 2002.

In questa tesi i vari data-set, composti sia di dati velocimetrici e accelerometrici, sono stati recuperati, inseriti in un data-base, omogeneizzati nei formati ed elaborati con uno stesso procedimento al fine di sfruttare al massimo i dati acquisiti e portare nuove conoscenze sugli effetti di amplificazione locale avvenuti nell'area indagata.

Uno studio di dettaglio basato sull'analisi di dati velocimetrici raccolti da un transetto installato nel Comune di San Giuliano di Puglia è stato condotto dall'INGV di Roma (Cara et al.; 2005) con lo scopo di stimare l'entità, la durata e la frequenza delle amplificazioni locali.

Un secondo lavoro (Strollo et al.; 2007) fa riferimento a registrazioni accelerometriche raccolte immediatamente dopo l'evento principale nei pressi della scuola crollata e a misure di microtremore effettuate nell'intero comune finalizzato a indagare la natura degli effetti di amplificazione locale avvenuti alla scuola; lo studio condotto dall'INGV di Milano insieme

all'università di Potenza (Augliera et al.; 2004) utilizza viceversa dati velocimetrici raccolti in 4 comuni dell'area epicentrale per verificare la correlazione fra danneggiamento osservato e la risposta sismica locale. Infine nell'ambito del Progetto S3 'Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico' la risposta sismica a San Giuliano di Puglia è stata definita sia attraverso modellazioni teoriche 1D e 3D ma anche attraverso l'analisi di dati accelerometrici di due stazioni localizzate nei pressi della scuola e della chiesa, che hanno registrato l'intera sequenza sismica.

3.5.1 Sintesi dei risultati dello studio di Cara et al. (2005)

Dopo la prima e la seconda forte scossa, nel comune di San Giuliano di Puglia è stata installata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Roma, una rete temporale (si veda anche Cap. 4) costituita da sei stazioni, CHI1, TORR, VIT1, C147, MIL1 e SCL1, che ha operato per circa un mese (Fig. 3.15). Le stazioni CHI1 e SCL1 sono state posizionate di fronte alla scuola crollata e nella parte storica del paese mentre le altre stazioni sono state posizionate nella parte nuova del paese che aveva subito danni.

L'analisi delle forme d'onda ha mostrato che in corrispondenza dei depositi di argilla le onde dirette S sono caratterizzate da un forte impulso avente ampiezza fino a 6 volte maggiore rispetto ai segnali osservati su roccia, distanti poche centinaia di metri. Inoltre dopo la fase S si osservano, per una durata di circa 10s, arrivi successivi che risultano essere amplificati nella banda 4 – 7 Hz, corrispondente alle tipiche frequenze di risonanza degli edifici presenti a San Giuliano di Puglia. Gli autori ipotizzano quindi che l'alto livello di danneggiamento, nella zona più nuova del paese, insistente sulle argille, sia imputabile sia a fenomeni di amplificazione locali persistenti per una lunga durata che alle caratteristiche costruttive degli edifici che hanno dato luogo a fenomeni di risonanza. I risultati ottenuti da questo lavoro sono simili a quelli ottenuti da Dolce et al. (2004), cioè la maggiore vulnerabilità degli edifici ha solo peggiorato gli effetti distruttivi, ma non può essere ritenuta la causa principale dell'intensità anomala.

La Fig. 3.15 mostra alcuni dei sismogrammi registrati contemporaneamente nella stazione di TORR, a 2,5 Km rispetto all'abitato, e nelle stazioni poste a San Giuliano di Puglia.

Le registrazioni osservate dalle stazioni poste all'interno del paese risultano avere ampiezze maggiori rispetto a quelle registrate nelle altre parti.

I rapporti spettrali standard (SSR) sono stati calcolati considerando finestre di analisi pari a 12s in modo da garantire una buona risoluzione nella banda di frequenze fra 0.5 a 10 Hz.

Come siti di riferimento sono stati selezionati sia la stazione TORR che per CHI1, già utilizzato in altri studi come sito su suolo rigido.

I rapporti spettrali calcolati con i due riferimenti mostrano andamenti simili, con l'eccezione di un picco a 1.5 Hz, mentre le ampiezze risultano sempre maggiori quando si utilizza la stazione TORR come riferimento.

In generale a frequenze $f > 7$ Hz la componente EW del moto risulta sempre avere una maggiore amplificazione rispetto alla componente NS. Il diverso comportamento delle componenti orizzontali riscontrato per $f > 7$ Hz è comune in molti siti di San Giuliano di Puglia, facendo supporre che l'effetto sia comune su tutta l'area, incluse le zone poste sulla formazione di calcarenite.

Una seconda parte dell'analisi è stata fatta valutando i rapporti spettrali al variare del tempo; tale analisi si basa sulla tecnica dei rapporti spettrali applicata agli spettrogrammi (SPR).

Alcune caratteristiche emergono dall'analisi SPR: l'amplificazione è sempre maggiore quando si utilizza TORR come riferimento; durante i primi due secondi dall'arrivo dell'onda S l'amplificazione si verifica in una banda di frequenza più estesa con due picchi evidenti a 2 e 7 Hz rispetto agli arrivi successivi che mostrano amplificazione a partire dai 4Hz; le frequenze e la durata dell'amplificazione non cambiano significativamente lungo la zona argilloso-marnosa, ma il livello di amplificazione diminuisce avvicinandosi ai bordi.

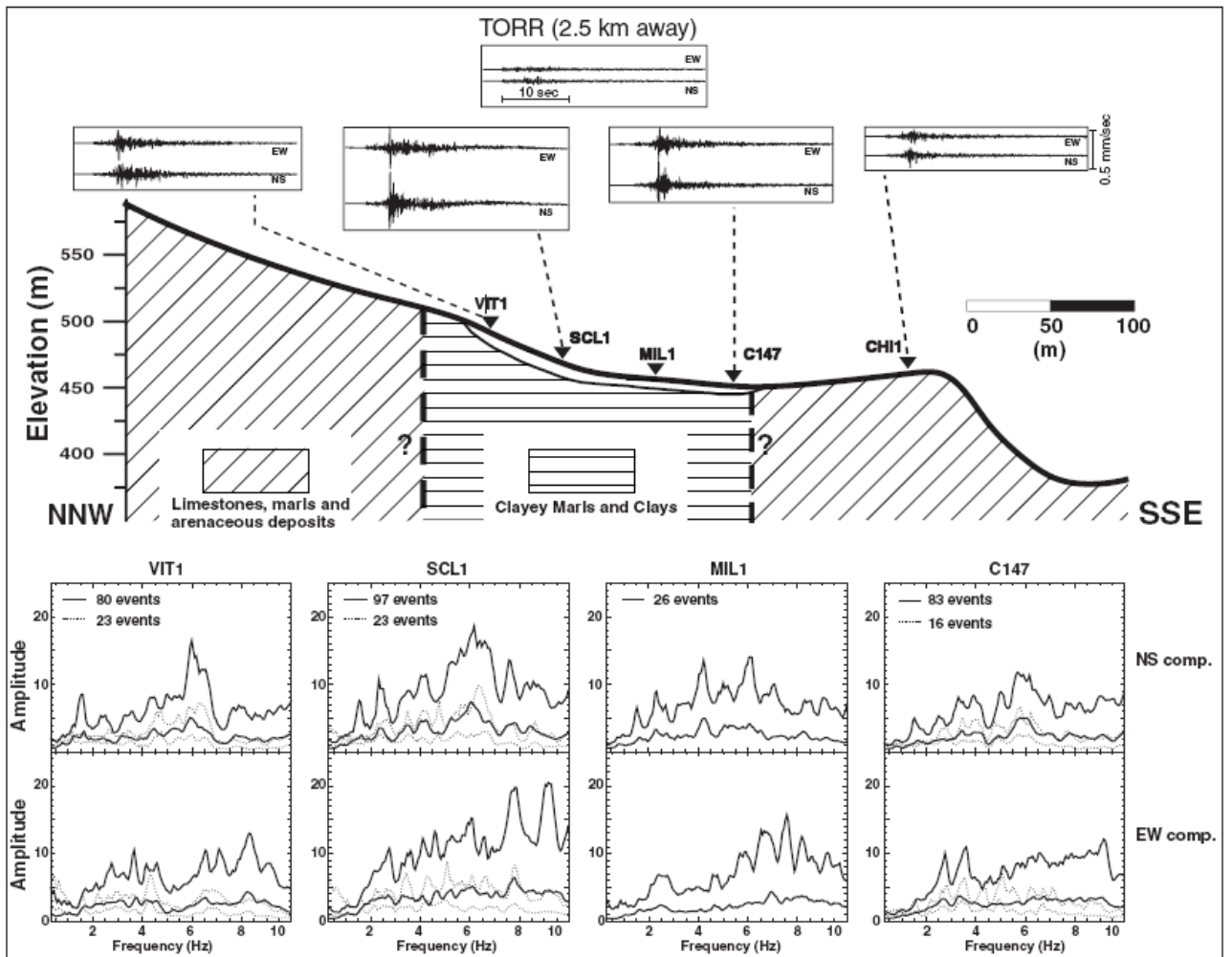


Fig. 3.15 Esempio di sismogrammi registrati a TORR e nelle altre stazioni di San Giuliano e rapporti spettrali (+/- una deviazione standard) calcolati rispetto a TORR (linee continue) e CHI1 (linee tratteggiate) (da Cara et al., 2005)

3.5.2 Sintesi del Progetto INGV-DPC S3 – Task 3

Nell'ambito del Progetto S3, Task 3, la risposta sismica locale a San Giuliano di Puglia, è stata indagata inizialmente attraverso l'analisi delle registrazioni accelerometriche del Servizio Simico Nazionale (oggi DPC) disponibili al sito della scuola e della chiesa con i rapporti spettrali. Successivamente, le attività si sono concentrate nella realizzazione di modelli 2D e 3D per il calcolo delle amplificazioni teoriche. Questa ultima parte non sarà trattata in questa tesi.

Raccolta ed elaborazione dati

In Tab. 3.2 sono state 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 novembre 2002 (si veda Cap. 4). Gli strumenti sono stati posizionati nel centro storico in prossimità della chiesa (CHI), e nei pressi della scuola ‘Francesco Iovine’ (SCL) (Fig. 3.16). Dalla tabella si può notare che l’evento più significativo registrato dalle due stazioni è stato caratterizzato da una magnitudo locale pari a 5.2.

| Date | hh:mm | Lat | Lon | Depth [km] | M_L | ID ¹ | a_{MAX} [g] | | AF $\frac{SCL}{CHI}$ | $SI_{0.1-0.5}$ [cm] | | SIF $\frac{SCL}{CHI}$ | |
|-------|-------|--------|--------|---------------|-------|-----------------|---------------|--------|-------------------------|---------------------|-------|--------------------------|------|
| | | | | | | | 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 |

Tab. 3.2 Caratteristiche di alcuni aftershock: SI intensità di Housner, AF amplificazione di picco, SIF intensità spettrale.(Progetto S3)

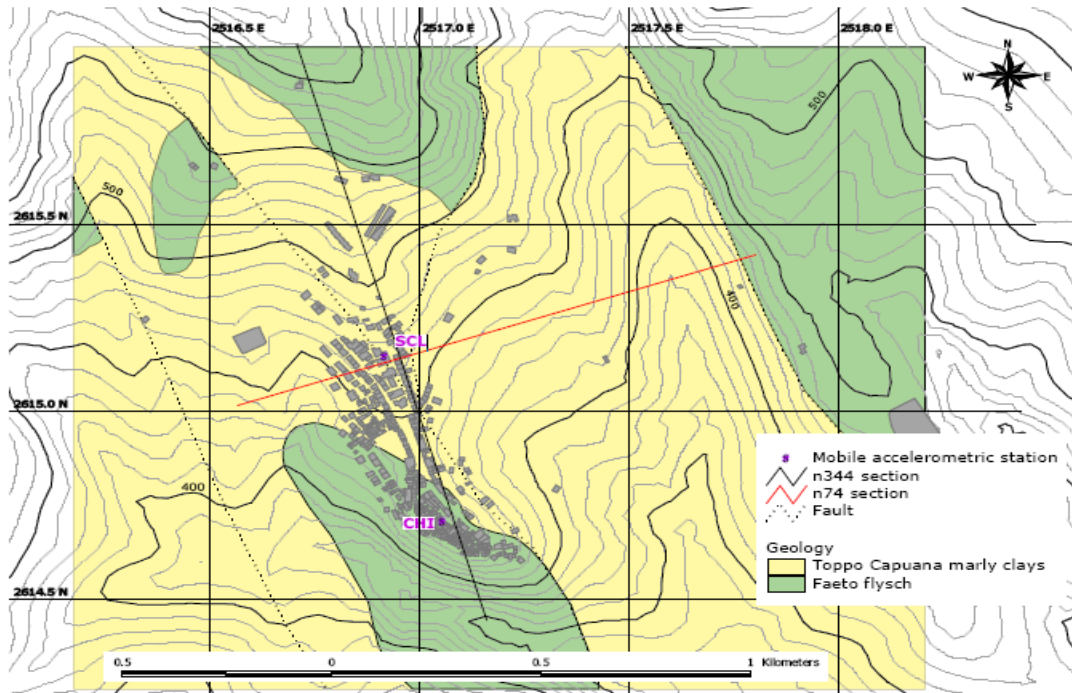


Fig. 3.16 Carta geologica con ubicazione delle stazioni accelerometriche installate dal DPC (Progetto S3)

La Fig. 3.18 mostra i rapporti tra spettri di risposta SSR scuola-chiesa, 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. 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.

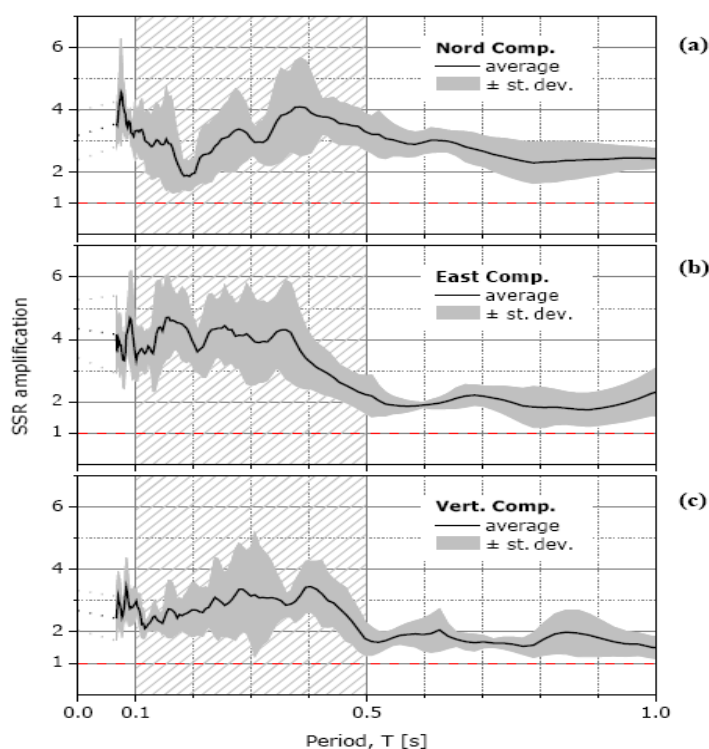


Fig. 3.18 Rapporti spettrali SSR scuola-chiesa (Progetto S3)

Successivamente sono state eseguite analisi di risposta sismica locale 2D, 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 (n 344 in Fig. 3.16). I parametri sintetici in termini di ampiezza di picco sono riportati in Tab. 3.3 ed i corrispondenti fattori di amplificazione diagrammati mostrano una tendenza a diminuire con l'ampiezza del moto di riferimento (Fig. 3.19).

I risultati ottenuti dall'analisi delle componenti proiettate in direzione delle sezioni principali del centro abitato confermano le amplificazioni osservate per quelle registrate in direzione Nord Sud ed Est Ovest.

| 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 |

Tab. 3.3 Caratteristiche degli aftershock considerati, con riferimento alle sezioni n 344 e n 74 SI intensità di Housner, AF amplificazione di picco, SIF intensità spettrale (Progetto S3)

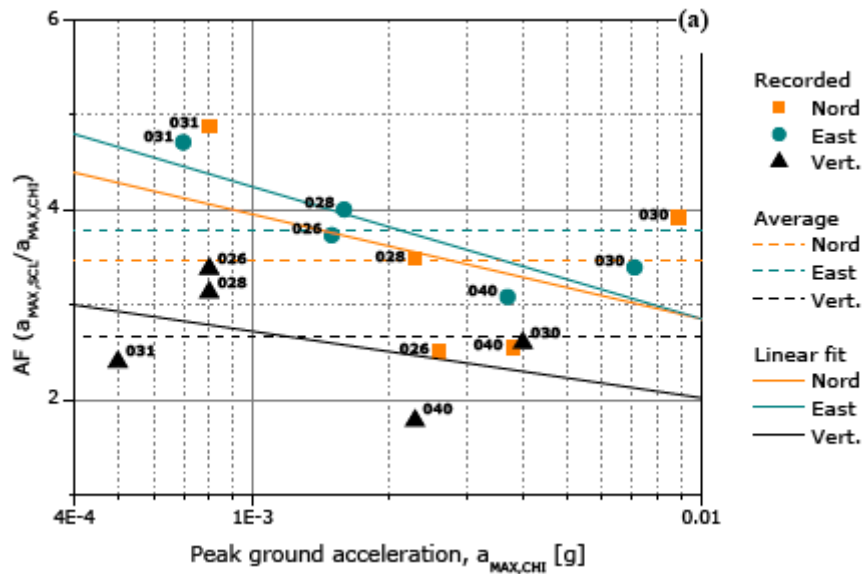


Fig. 3.19 Fattori di amplificazione per gli aftershock registrati rispetto a AF amplificazione di picco e accelerazione di picco (Progetto S3)

3.5.3 Sintesi dello studio di Augliera et al. (2004)

Nel periodo tra il 27 maggio e il 29 Novembre 2003 è stata installata una rete sismica temporanea (si veda Cap. 4) dotata di 5 stazioni nella zona epicentrale della sequenza sismica del 2002 dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione di Milano, in collaborazione con l'Università di Potenza. I siti investigati sono stati i 4 comuni di Bonefro, S. Croce di Magliano, S. Giuliano di Puglia e Collotorto (Fig. 3.20). Lo scopo di questo lavoro era quello di investigare il ruolo degli effetti locali nella distribuzione dei danni osservata durante i terremoti del Molise del 2002. Infatti l'analisi della vulnerabilità condotta nei quattro comuni rivela che la sua distribuzione segue un modello che non giustifica i danni osservati. Il livello di danno superiore verificatosi a San Giuliano di Puglia non può essere attribuito ad una vulnerabilità locale superiore rispetto a quello dei vicini comuni.

Il data set utilizzato per questo studio è costituito da 87 registrazioni con un range di magnitudo da 1.5 a 3.4, i dati sono stati analizzati attraverso tecniche spettrali a singola stazione (HVSr, rapporto tra le componenti orizzontali e verticali del moto) e rispetto un sito di riferimento (SSR, rapporto tra le componenti osservate al sito oggetto di indagine e un sito di riferimento).

Gli spettri sono stati calcolati selezionando finestre di segnale a partire dall'arrivo delle onde S e terminando quando l'80% dell'energia è stato raggiunto. Questo criterio ha permesso di evitare la contaminazione da parte delle onde di superficie. Su ogni porzione di segnale è stata

considerata una finestra Hanning del 5% e gli spettri di Fourier sono stati resi *smooth* selezionando un numero prefissato di frequenze equi - spaziate in scala logaritmica.

Per ogni sito, sono stati eseguiti rapporti spettrali HVSR e solo la stazione di Colletorto, CO1, ha mostrato una risposta ‘piatta’.

Le stazioni BO1, BO2, SCM e GI3 mostrano lievi amplificazioni in una banda di frequenza variabile tra 2 e 10 Hz. In particolare, BO1, SCM e GI3 sono state installate su irregolarità topografiche e possono essere state interessate da moderati effetti topografici (Fig. 3.20).

La stazione che mostra la massima amplificazione è GI4, posta vicino alla scuola di San Giuliano di Puglia; il rapporto HVSR mostra picchi di ampiezza superiori a 4 nella banda di frequenza compresa tra 0.5 e 6 Hz.

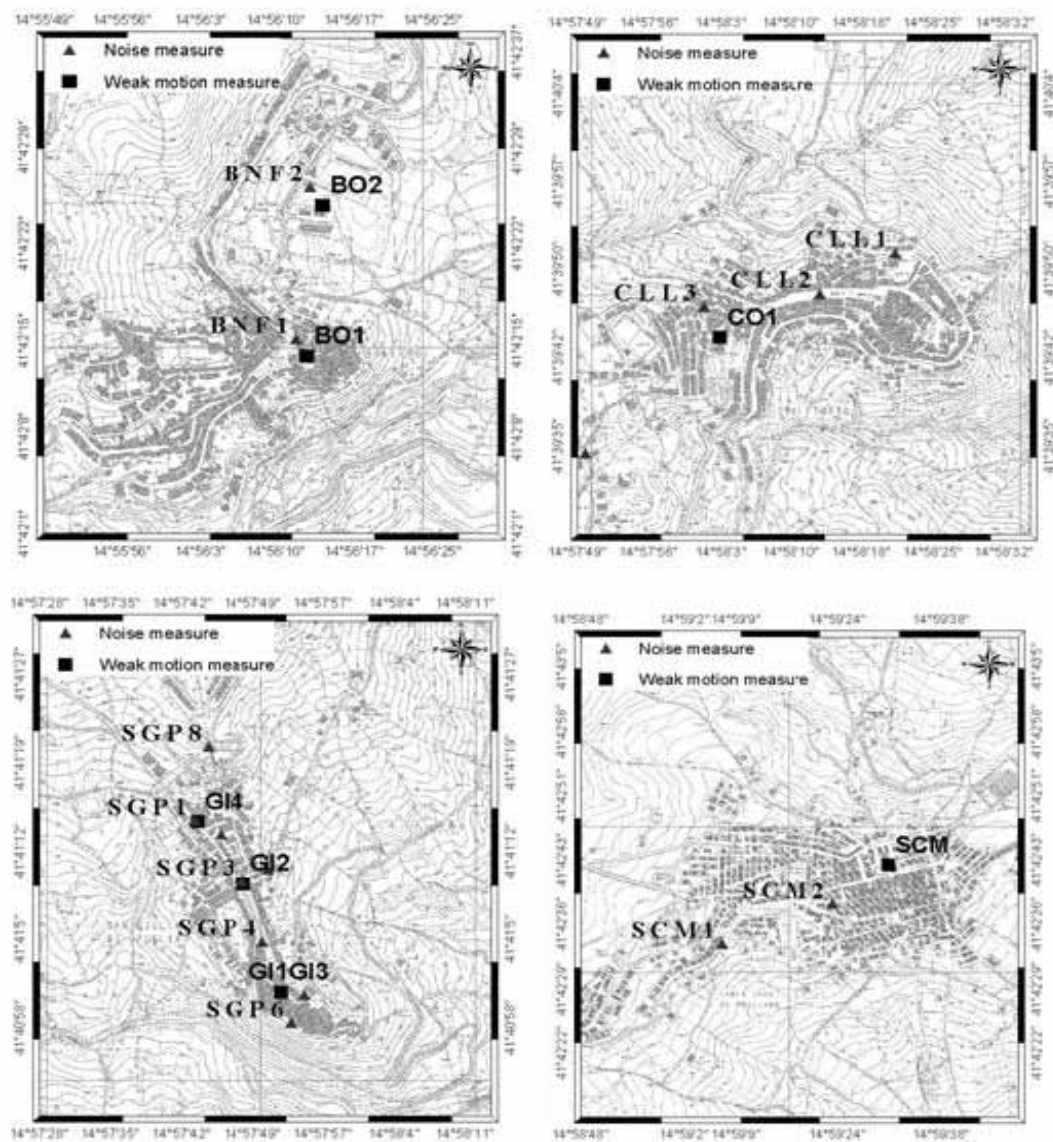


Fig. 3.20 Rappresentazione delle quattro città monitorate e relative stazioni di misura

Queste analisi sono state integrate con l'analisi di dati accelerometrici, ottenuti da accelerometri installati immediatamente dopo il terremoto a San Giuliano di Puglia, vicino alla stazione GI4 e poi al comune di Bonefro vicino a BO2 (Mucciarelli et al., 2003 a e b).

Una peculiarità è emersa dalle registrazioni del sito di San Giuliano di Puglia separandone le componenti: la componente EW, circa perpendicolare al crinale di San Giuliano di Puglia è molto più forte della componente NS.

Il confronto tra le diverse tecniche utilizzate per la stima dell'amplificazione rivela una situazione complessa. Non si sono osservati forti picchi di amplificazione, con l'eccezione di GI4. Questo sito, all'interno della zona più danneggiata della città, mostra il più alto HVSR e questo si evidenzia ancora di più quando si considerano i rapporti spettrali rispetto alla stazione CO1. Le possibili cause per l'amplificazione localizzata sono: 1) la scossa principale è stata molto forte o addirittura superiore a quella osservata dai dati; 2) gli effetti 1D non sono sufficienti a spiegare il livello dei danni e un effetto 2D è da tenere in considerazione; 3) dato il forte contrasto di impedenza, sotto GI4 si tenga presente del cambiamento della traiettoria delle onde, come suggerito da Parolai.

3.5.4 Sintesi dello studio di Strollo et al. (2004)

Dopo il terremoto del 2002, il gruppo QUEST (Quick Earthquake Survey Team, <http://www.ingv.it/quest>) ha installato una stazione accelerometrica e ha svolto una serie di misure di microtremore (Fig.3.21).

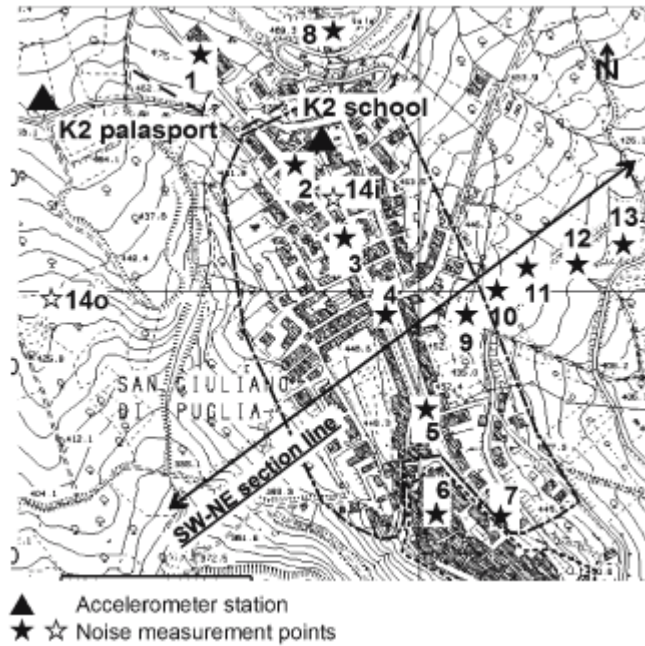


Fig. 3.21 Rappresentazione delle stazione di misura (Strollo et al., 2007)

La stazione accelerometrica del tipo Kinematics K2 ha un range di 114 dB e una frequenza di 50Hz ed ha registrato dati a 100 campioni al secondo. La stazione è stata installata nel cortile delle scuola (sopra materiale detritico e argilla di copertura) il 3 novembre ed è poi stata trasferita al Palasport il 5 novembre. Le registrazioni del *noise* (rumore) sono state effettuate utilizzando un'unità ISMES BNA V2, composta da un sensore Lennartz 3D-Lite (con frequenza naturale di 1Hz), e collegata ad un sistema di acquisizione digitale PRAXS-10 24-bit e ad un personal computer e utilizzando, a volte, un tromometro digitale Tromino.

Le registrazioni hanno mostrato una grande differenza sulle tre componenti per quanto riguarda le registrazioni raccolte alla scuola. La componente EW risulta essere maggiore delle componenti NS e UP. Al fine di analizzare la variazione di risposta al sito, sono stati calcolati HVSR su finestre dai 3 ai 12 sec (Fig. 3.22), partendo un secondo prima dell'arrivo dell'onda S per ogni evento. Alla scuola il rapporto è risultato superiore a tre per ogni serie temporale considerata tra 0.2 e 20 Hz.

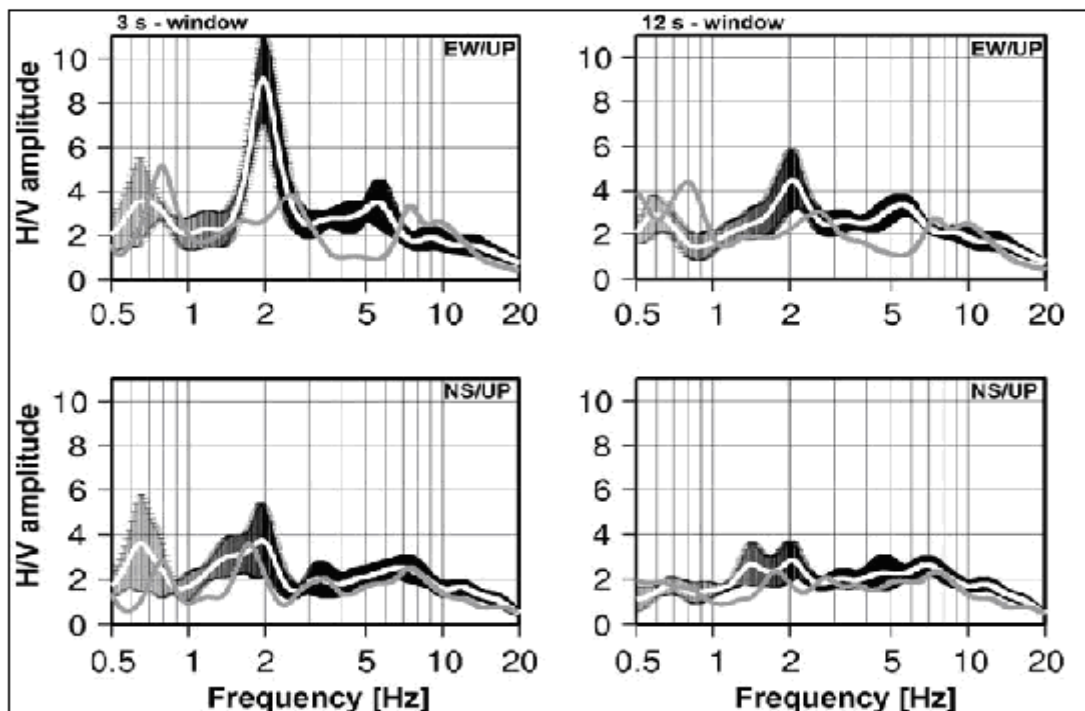


Fig. 3.22 Rappresentazione dei rapporti HVSR calcolati alla scuola (media ± 1 deviazione standard) Per confronto, in grigio è riportato il rapporto calcolato al sito Palasport (Strollo et al., 2007)

Successivamente è stata fatta la media dei rapporti HVSR al sito scuola. Confrontando i risultati ottenuti alla scuola e al Palasport si osserva che al sito scuola si ha un' amplificazione a circa 2 Hz molto pronunciata, particolarmente sulla componente EW. Inoltre un secondo picco è stato osservato, sempre per la scuola, a 6 Hz.

Per capire meglio se l' amplificazione a 2 Hz fosse correlata all' arrivo delle onde S, è stato studiato il rapporto HVSR nelle varie parti del segnale. Pertanto, il rapporto HVSR è stato calcolato per ciascun evento spostando la finestra di analisi di circa 3 sec. Con questa analisi si è visto che il rapporto HVSR resta stabile per 6 Hz mentre quello a 2 Hz è chiaramente legato all' arrivo dell' onda S. Gli autori hanno anche effettuato un' analisi direzionale dell' amplificazione osservata a 2 Hz, analizzando le misure di rumore di due siti uno localizzato sul crinale dentro il comune di San Giuliano di Puglia e uno all' esterno. Calcolando i rapporti HVSR al ruotare delle componenti si è osservato che le amplificazioni sono massime in corrispondenza di direzioni preferenziali per il sito sulla sella, testimoniando l' origine complessa di tali fenomeni (2D e/o 3D) che non può essere interpretata con semplici modelli 1D.

3.5.5 Confronto dei principali studi empirici

A seguito della presentazione dei principali studi svolti a San Giuliano di Puglia sugli effetti di sito (si vedano i paragrafi 3.3.1-3.4.1-3.4.2-3.4.3-3.4.4) è possibile fare un confronto sui risultati da essi ottenuti. Il lavoro svolto dal DPC aveva come scopo la caratterizzazione degli effetti di amplificazione nel centro urbano di San Giuliano di Puglia ed ha riscontrato che i valori massimi di amplificazione sono stati raggiunti nei siti posti sulla formazione di argille marnose compatte, poste sull'asse della sella. Il lavoro svolto in Cara et al. (2005), pur utilizzando metodi empirici diversi come SSR, ha mostrato che i rapporti spettrali hanno ampiezze maggiori quando il rapporto viene fatto tra una stazione posta sulla formazione calcarea, flysch di Faeto, e una stazione posta sulla formazione argillosa, con picchi in frequenza tra 2.0 e 7.0 Hz. Il lavoro svolto da Augliera et al.(2004) ha mostrato, analogamente al lavoro precedente, picchi di amplificazione superiori a 4.0 Hz, utilizzando a sua volta un metodo empirico differente da Cara et al. (2005): i rapporti HVSR. Lo studio svolto da Strollo et al. (2004) ha infine confermato, utilizzando rapporti HVSR, che le amplificazioni sono massime in corrispondenza di una direzione preferenziale, coincidente con la sella morfologica su cui è posizionato il paese di San Giuliano di Puglia. In conclusione i lavori svolti e citati hanno mostrato di essere concordi su una direzione preferenziale di amplificazione corrispondente con la direzione della sella morfologica su cui è posto il paese di San Giuliano di Puglia e che i valori di amplificazione trovati, a seconda dell'uso di metodi empirici diversi, possono essere limitati in un range tra 2.0 e 7.0 Hz.

4. ELABORAZIONE DATI

A seguito del terremoto del 31 ottobre 2002 sono state posizionate sul territorio comunale di San Giuliano di Puglia delle stazioni sismiche, sia accelerometriche che velocimetriche. Gli Enti che hanno partecipato all'installazione delle stazioni sono: l'Università della Basilicata (UNIBAS), il Servizio Sismico Nazionale del Dipartimento della Protezione Civile (SSN), l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia Sezione di Milano - Pavia (INGV-MI) e Sezione di Roma 1 (INGV-RM). Le campagne di misurazione hanno permesso di raccogliere le registrazioni di una serie di eventi sismici tra quelli accaduti a partire da novembre 2002 a novembre 2003 nell'area molisana.

In questo capitolo verrà descritta la raccolta delle informazioni relative agli eventi sismici di cui sono disponibili i segnali registrati dalle stazioni installate nel Comune di San Giuliano di Puglia; tali informazioni sono state successivamente organizzate in un database. Inoltre, vengono descritte le operazioni che sono state necessarie per rendere omogenei i dati dei segnali sismici, i quali in origine si presentavano con formati e parametri differenti.

4.1 Segnali sismici registrati nel Comune di San Giuliano di Puglia

A seguito dell'evento del 31 ottobre del 2002 che ha colpito una vasta area del territorio molisano, sono state installate una serie di stazioni sismiche temporanee da UNIBAS, SSN, INGV-MI e INGV-RM che hanno acquisito segnali degli eventi sismici fino a novembre 2003 con diversi tipi di strumentazione e in periodi differenti.

Tali enti hanno fornito i dati in vari formati digitali da cui è stato possibile estrarre le informazioni relative alle posizioni delle stazioni nel Comune di San Giuliano di Puglia. La mappa in Fig. 4.1 riporta la disposizione delle stazioni utilizzate nella tesi. Come si può notare le stazioni sono state ubicate per tutta la lunghezza del centro abitato e si ritrovano sia sulla formazione rocciosa nella parte meridionale (GI1, GI3, SGIA, C147) che sulla formazione argillosa e sui depositi nella parte centro settentrionale (SGP, VT11, SGIB, SGS, SCL1, GI4, MIL1, CHI1).

In Tab. 4.1 sono rappresentate in maniera schematica le informazioni relative al codice di ogni stazione, longitudine, latitudine, quota, data di installazione e data di disinstallazione, acquisitori e sensori utilizzati ed ente di appartenenza. Le sigle contenute negli ultimi tre

campi (Acquisitore, Sensore , Ente) sono state esplicitate tramite tre tabelle corrispondenti contenenti i nomi dei tre oggetti (Tab. 4.2-4.3-4.4).

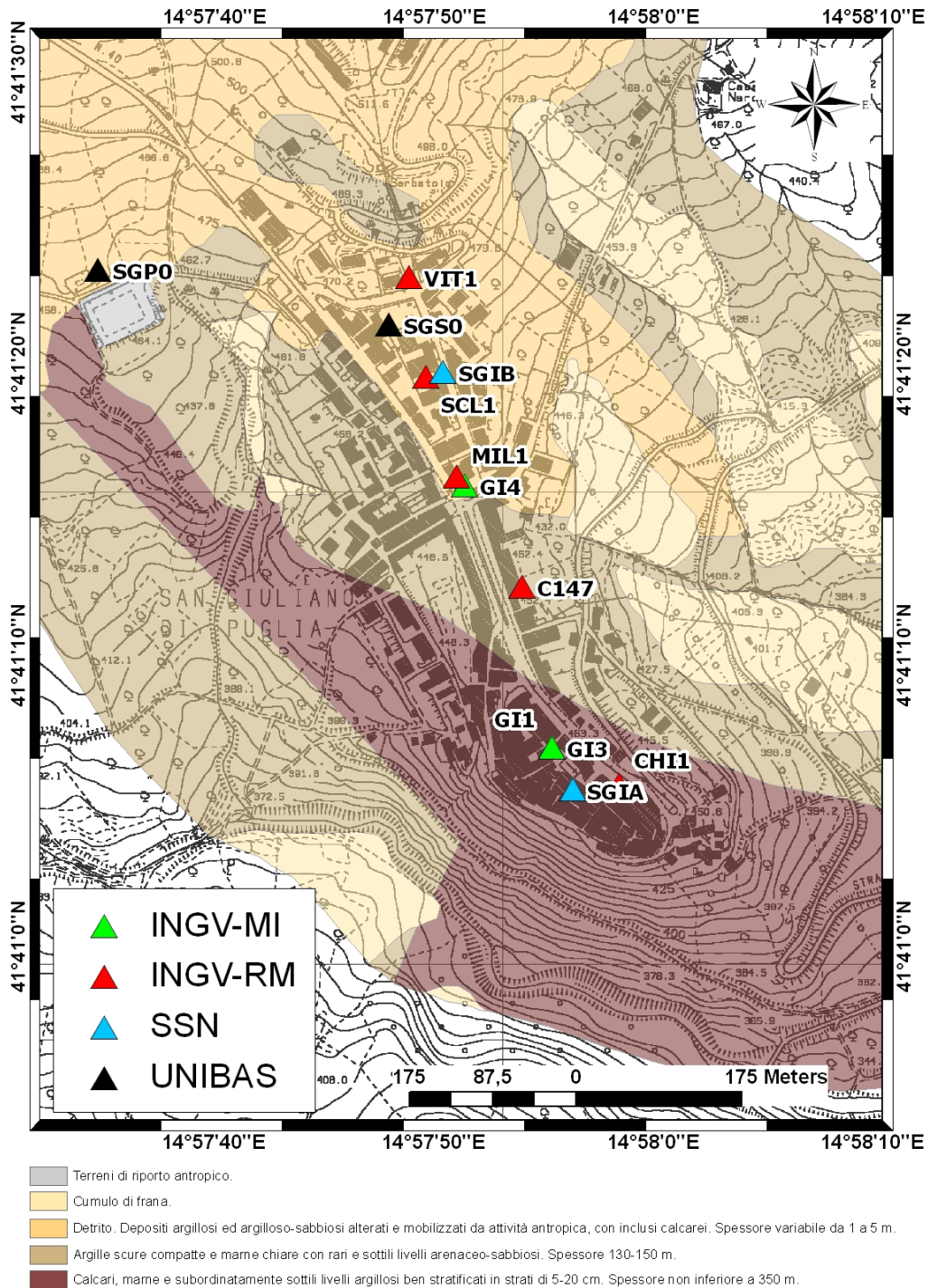


Fig. 4.1 Ubicazione delle stazioni sismiche le cui registrazioni sono state utilizzate in questo lavoro di tesi. I colori diversi delle stazioni indicano i diversi enti a cui fanno riferimento (Carta 1:10000 del DPC)

| Stazione | Lon° | Lat° | Quota (m) | Datainst | Datadisin | Acquisitore | Sensore | Ente |
|----------|---------|---------|------------|------------|-----------|-------------|---------|--------|
| GI1 | 14.9645 | 41.6843 | 474 | | | MA88FD | MARKL4 | INGVMI |
| GI3 | 14.9645 | 41.6843 | 474 | | | MA88FD | MARKL4 | INGVMI |
| GI4 | 14.9634 | 41.6868 | 467 | | | MA88FD | MARKL4 | INGVMI |
| SCL1 | 14.9627 | 41.6878 | 506 | 05/11/2002 | | RT 72A | CMG40T | INGVRM |
| C147 | 14.964 | 41.6859 | 0 | 05/11/2002 | | MALITE | CMG40T | INGVRM |
| VIT1 | 14.9627 | 41.6887 | 0 | 05/11/2002 | | RT 72A | CMG40T | INGVRM |
| CHI1 | 14.9654 | 41.684 | 520 | 05/11/2002 | | RT 72A | CMG40T | INGVRM |
| MIL1 | 14.9634 | 41.6867 | 498 | 05/11/2002 | | RT 72A | CMG40T | INGVRM |
| SGIA | 14.964 | 41.684 | 09/11/2002 | | | ALTEV | EPIS | SSN |
| SGIB | 14.963 | 41.688 | 08/11/2002 | | | ALTEV | EPIS | SSN |
| SGS0 | 14.963 | 41.688 | | | | ALTK2 | ALTK2 | UNIBAS |
| SGP0 | 14.96 | 41.69 | | | | ALTK2 | ALTK2 | UNIBAS |

Tab. 4.1 Stazioni sismiche installate nel Comune di San Giuliano di Puglia

| Sigla | Nome | Casa |
|--------|-------------------|--------------------------|
| ALTK2 | Altus K2 344 | Kinematics Inc. |
| ALTEV | Altus Everest 118 | Kinematics Inc. |
| MA88FD | MARS-88/FD | Lennartz electronic GmbH |
| MALITE | MARSlite | Lennartz electronic GmbH |

Tab. 4.2 Acquisitori utilizzati dalle reti temporanee

| Sigla | Nome | Casa |
|--------|----------------------|-----------------|
| CMG40T | CMG-40T | Güralp Systems |
| EPIS | Episensor ES-T | Kinematics Inc. |
| MARKL4 | Mark Products L-4C3D | Sercel |
| ALTK2 | Altus K2 344 | Kinematics Inc. |

Tab. 4.3 Sensori utilizzati dalle reti temporanee

| Sigla | Nome |
|--------|-------------------------------------------------------------------|
| UNIBAS | Università della Basilicata |
| SSN | Servizio Sismico Nazionale |
| INGVMI | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano |
| INGVRM | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma1 |

Tab. 4.4 Sigle degli Enti che hanno collocato le reti temporanee

Le informazioni associate al tipo di strumentazione utilizzata sono state trovate negli articoli descrittivi le campagne di misurazione (Cara et al. 2005; Augliera et al., 2004; Progetto S3, 2007). Solo nel caso delle stazioni appartenenti all'UNIBAS le informazioni sono state estratte leggendo il formato del file digitale attraverso delle routine Matlab[®] (si veda allegato

2). Le stesse routine sono servite per reperire le informazioni mancanti (longitudine, latitudine e quota) al completamento della tabella stazioni (Tab. 4.1).

Le stazioni INGV-RM sono state installate il 5 novembre 2002, pochi giorni dopo gli eventi sismici del 31 ottobre e del 1 novembre, registrando la successione di repliche della sequenza sismica. Le stazioni (SCL1, C147, VIT1, CHI1, MIL1) erano disposte secondo un transetto che percorre longitudinalmente l'intero abitato di San Giuliano di Puglia (triangoli rossi, Fig.4.1). La strumentazione utilizzata da INGV-RM comprendeva acquisitori Reftek 72A (24 bit) e MarsLite Lennartz (20 bit) accoppiati a velocimetri a larga banda Guralp CMG-40T. Tale strumentazione ha permesso di registrare anche le repliche minori, data la buona risoluzione del sistema di registrazione. I segnali sismici sono stati campionati a 125 cps (Cara et al., 2005). Le stazioni SCL1 e CHI1 sono state poste rispettivamente davanti alla scuola e nella parte storica del paese; CHI1 è stata collocata su roccia a circa a cento metri dal limite tra calcari e argille. Le altre stazioni sono state collocate nella zona di più recente costruzione: VIT1 e C147 sono state poste sulla parte argilloso-marnosa, rispettivamente nelle zone a nord e a sud; MIL1 è stata infine collocata tra SCL1 e C147 (Fig.4.1 e Fig.4.2).

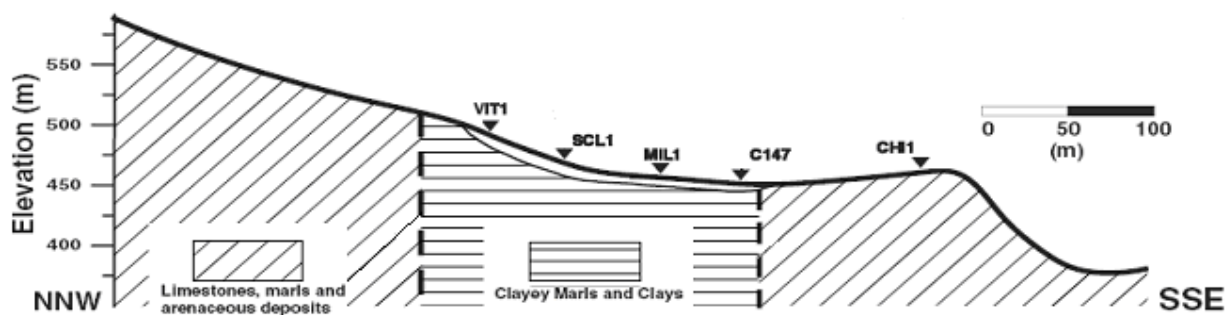


Fig. 4.2 Ubicazione delle stazioni lungo il profilo longitudinale all'abitato di San Giuliano (figura tratta da Cara et al., 2005).

Alcune unità di personale dell'INGV-MI e dell'UNIBAS hanno collocato 5 stazioni nel periodo tra il 27 maggio e il 29 novembre 2003, come descritto in Augliera et al. (2004). La strumentazione utilizzata dall'INGV-MI consisteva di 3 velocimetri del tipo Mark L4-3D con frequenza naturale di 1Hz, accoppiati ad un sistema di acquisizione Lennartz Mars88/FD (20 bit). I sensori avevano 3 componenti, mentre il segnale è stato campionato con una frequenza di 62,5 Hz (Augliera et al., 2004). Le stazioni G1 e G3 sono state poste sulla formazione rocciosa a sud del paese, mentre la stazione GI4 è stata collocata nella parte centrale sui detriti

che ricoprono la formazione argillosa di Toppo Capuana (vedi Cap.2). Le stazioni dell'UNIBAS SGS0 e SGP0 erano dotate di acquisitori e accelerometri Altus K2 della Kinematic. La stazione SGP0 è la stazione posta più a nord rispetto al centro abitato di San Giuliano di Puglia e non è stata posta sulla sella morfologica che caratterizza tutto il paese. La stazione SGS0 si trova, invece, nelle vicinanze della scuola sulla formazione marnoso-argillosa.

Un'ultima rete temporanea è stata installata dal SSN del Dipartimento della Protezione Civile. La strumentazione utilizzata consisteva in due acquisitori digitali Altus Everest 118 (24bits) della Kinematics e da due accelerometri Episensor ES-T della Kinematics a tre componenti.

La stazione SGIA è stata collocata sulla formazione calcarea del flysch di Faeto, a sud del paese; mentre la stazione SGIB è stata collocata in prossimità della scuola sulla formazione marnoso- argillosa.

In questo lavoro di tesi, avendo reperito i segnali sismici di tutte le stazioni descritte, è stata ottenuta una buona copertura dell'area investigata nel Comune di San Giuliano di Puglia. Alla fine della selezione dei segnali sismici che presentano un buon rapporto segnale/disturbo sono state analizzate 1875 registrazioni (vedi Cap.5).

4.2 Il database degli eventi sismici registrati a San Giuliano di Puglia

La raccolta delle informazioni relative ai parametri focali degli eventi sismici registrati nel Comune di San Giuliano di Puglia nel periodo da novembre 2002 a novembre 2003 è stata effettuata a partire da due differenti dataset pubblicati in Cara et al.(2005) ed in Morasca et al. (2008).

Inizialmente le informazioni reperite da queste due fonti hanno riguardato 220 eventi sismici descritti dai seguenti parametri: data e ora dell'evento, latitudine, longitudine, profondità, magnitudo locale (MI) e magnitudo durata (Md). Questi parametri sono stati controllati e confrontati tramite il Bollettino Sismico del Centro Nazionale Terremoti dell'INGV (www.ingv.it) nel quale non sono stati trovati tutti gli eventi presenti nei due dataset sopra citati.

In questo modo è stato possibile iniziare a strutturare queste informazioni in un database la cui tabella principale è composta dai record relativi agli eventi sismici. Accanto ai sei campi dei

parametri focali (data e ora dell'evento, latitudine, longitudine, profondità, magnitudo locale (MI) e magnitudo durata (Md)) ed al campo ID, identificativo dell'evento, è stato aggiunto un campo supplementare indicante le fonti che hanno fornito i parametri. Tali fonti sono rappresentate dalle sigle in Tab. 4.5.

| Sigla | Fonte |
|--------------|-------------------------|
| Unige | Morasca et al., 2008 |
| Retemp | Cara et al., 2005 |
| Bol | Bollettino Sismico INGV |

Tab. 4.5 Tabella delle fonti relative ai parametri focali degli eventi

Il completamento del database è avvenuto attraverso l'associazione dei dati reali registrati dalle stazioni (paragrafo 4.1) con i 220 eventi sismici di cui sono state recuperate le informazioni, come descritto sopra. Controllando singolarmente i dati reali, in cui era possibile recuperare la data e l'ora dell'evento, tutte le 1875 registrazioni sono state associate all>ID degli eventi. Dal confronto è emerso che 208 eventi avevano una corrispondenza con le registrazioni effettuate dalle reti temporanee.

Inizialmente le registrazioni erano raccolte in cartelle associate agli Enti fornitori; mentre per poter associare tali registrazioni alla tabella degli eventi, i dati sono stati organizzati in 208 cartelle nominate con una corrispondenza univoca agli ID degli eventi. In questo modo all'n-esimo record della tabella degli eventi corrisponde l'n-esima cartella contenente le tracce di tutte le stazioni che hanno registrato un evento.

Nella tabella degli eventi è stato aggiunto un ultimo campo (Datoreale) che riassume, con delle sigle, gli Enti che hanno registrato un determinato evento. Per spiegare le sigle utilizzate è stata creata un'ulteriore tabella (Tab. 4.6) nella quale vengono esplicitati gli Enti. Ad esempio con la sigla E si vuole indicare che un determinato evento è stato registrato dalle stazioni appartenenti all'UNIBAS e INGV-RM. L'unico ente che non ha registrato eventi contemporaneamente agli altri fornitori di dati è l'INGV-MI, in quanto ha installato le stazioni in un periodo successivo alla sequenza sismica; al contrario le stazioni degli altri Enti hanno registrato eventi fino alla data del 2 dicembre 2002, come si può facilmente desumere grazie a come è stata organizzata la tabella degli eventi (si veda Allegato5).

| Lettera | Ente |
|---------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| A | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1 |
| B | Università della Basilicata |
| C | Servizio Sismico Nazionale |
| D | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano |
| E | Università della Basilicata - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1 |
| F | Università della Basilicata - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia Sezione di Roma 1- Servizio Sismico Nazionale |
| G | Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia Sezione di Roma 1 - Servizio Sismico Nazionale |

Tab. 4.6 Tabella delle sigle che riassumono gli Enti che hanno effettuato le registrazioni degli eventi.

Alla fine la tabella degli eventi è risultata essere composta da 9 campi, come mostrato in Fig. 4.3.

| ID | espr1 | Lat | Lon | depth | Ml | Md | Fonti | Datoreale |
|----|---------------------|----------|---------|-------|-----|-----|------------------|-----------|
| 1 | 04/11/2002 00:35:46 | 41.697 | 14.829 | 14.81 | 4.9 | 4.3 | Unige_Bol | B |
| 2 | 04/11/2002 03:26:30 | 41.69633 | 14.821 | 15.22 | 4.4 | 4.1 | Unige_Bol | B |
| 3 | 04/11/2002 03:49:26 | 41.6891 | 14.8215 | 13.93 | 3.9 | 3.6 | Unige_Bol | B |
| 4 | 04/11/2002 09:28:21 | 41.7035 | 14.8726 | 14.9 | 4.1 | 3.6 | Unige_Bol | B |
| 5 | 04/11/2002 11:11:43 | 41.69183 | 14.9225 | 8.87 | 3.6 | 3.2 | Unige | B |
| 6 | 04/11/2002 14:31:29 | 41.69233 | 14.9198 | 9.19 | 3.7 | 3.2 | Unige | B |
| 7 | 04/11/2002 18:45:25 | 41.68633 | 14.9045 | 11.41 | | 3.3 | Unige_Retemp_Bol | B |

Fig. 4.3 Esempio dei primi 7 record della tabella degli eventi del database.

La prima fase del lavoro comprendente la raccolta dati si è conclusa con la realizzazione di un database che permette di gestire e di estrarre velocemente le informazioni relative agli eventi sismici selezionati. Infatti, al momento del reperimento dei dati, le informazioni non erano correlate in alcun modo, in quanto provenienti da fonti diverse. Con la creazione del database è possibile ottenere immediatamente le informazioni legate ad un evento, come ad esempio i parametri focali, le fonti che hanno fornito i parametri focali, gli Enti che hanno registrato l'evento, i segnali delle stazioni associate a quell'evento e gli strumenti utilizzati.

Nella Fig. 4.4 è possibile visualizzare le associazioni tra tutte queste informazioni in modo da comporre la struttura interna del database.

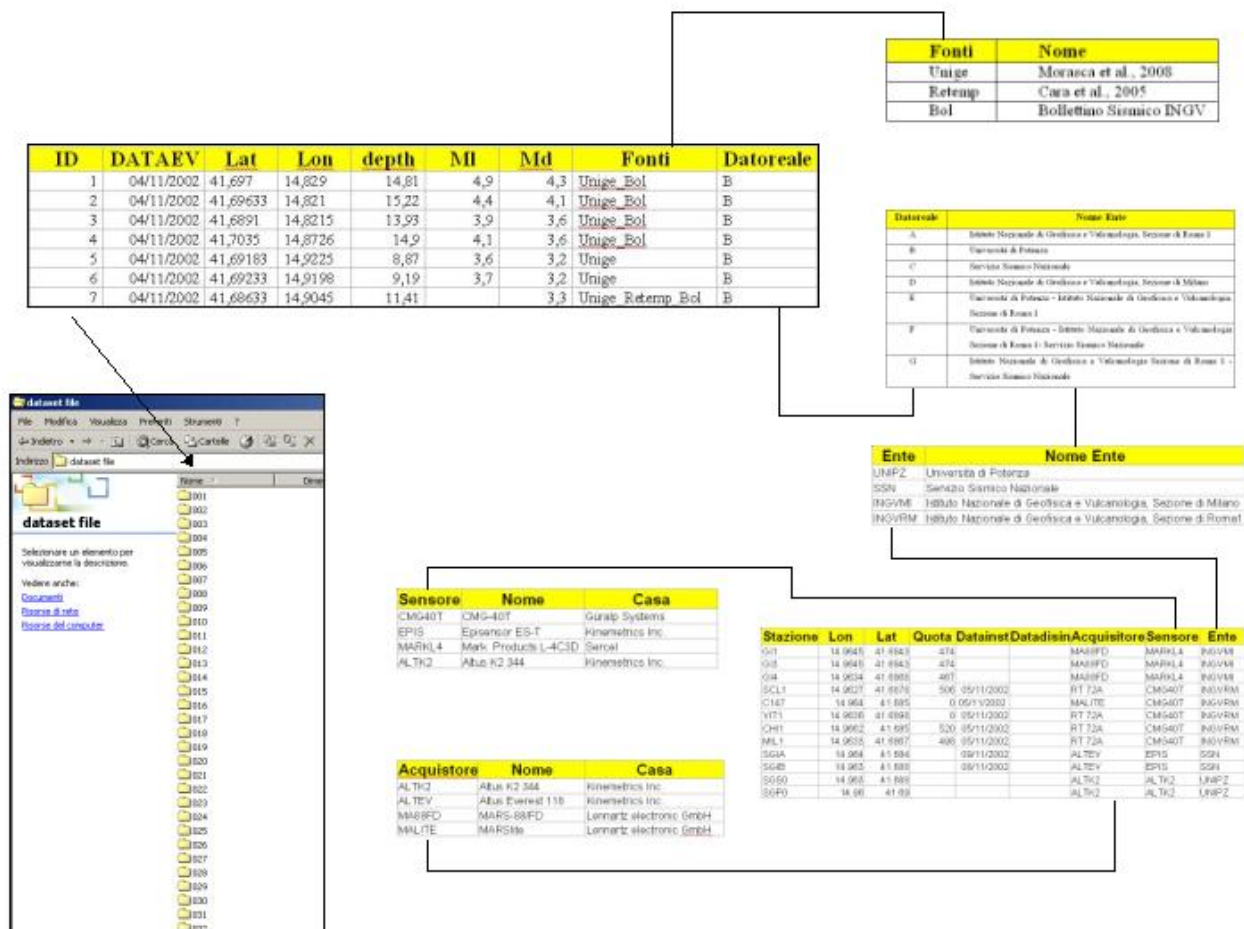


Fig. 4.4 Struttura del database degli eventi sismici raccolti

In sintesi il database è costituito da 12 stazioni che hanno avvertito 208 eventi relativi alla sequenza sismica del 2002, per un totale di 1875 registrazioni con magnitudo durata compresa in un range tra 4.3 e 1.8 ($5.2 > MI > 3$).

4.3 Trasformazione dei dati digitali delle registrazioni sismiche in un formato omogeneo

I segnali sismici registrati dalle stazioni delle reti temporanee installate nel Comune di San Giuliano di Puglia erano dotate di strumenti digitali. Poiché la strumentazione utilizzata dai quattro Enti UNIBAS, INGV-RM, INGV-MI e SSN aveva caratteristiche diverse, i dati originari sono stati forniti con formati diversi. Questo ha comportato la necessità di svolgere un'ulteriore fase di lavoro nella raccolta dati con lo scopo di uniformare tutti i segnali sismici in un formato omogeneo. Il formato finale scelto per rendere omogenei tutti i dati è quello

proposto nell'ambito del Progetto INGV-DPC S6 (Luzi e Sabetta, 2006; si veda Allegato 4). Nel seguito tale formato viene indicato con la sigla S6.

4.3.1 Dati digitali forniti dall'INGV di ROMA 1

I file digitali dell'INGV-RM sono stati forniti in uno dei formati più comuni per distribuire i dati di registrazioni sismiche: il formato SAC (Goldstein et al., 2003; si veda l'Allegato 3). Tale formato è organizzato in un file binario specifico strutturato in due parti principali: un'intestazione e una colonna di valori contenente l'ampiezza del segnale.

L'intestazione è quella parte del file che contiene tutte le informazioni relative ai parametri di registrazione del segnale sismico. Nel caso del formato SAC l'intestazione è composta da 125 campi, alcuni dei quali sono fissati mentre altri possono essere riempiti arbitrariamente dall'utente. Nel caso dei file SAC dell'INGV-RM le informazioni che è stato possibile estrarre sono quelle relative ai seguenti parametri:

- data e tempo assoluto del primo campione della traccia,
- lunghezza della traccia,
- numero di campioni della traccia,
- periodo di campionamento,
- costante di trasformazione dell'acquisitore,
- costante di trasformazione del sensore,
- latitudine, longitudine e quota della registrazione,
- localizzazione dell'evento sismico (latitudine, longitudine, profondità e azimuth),
- codice dell'acquisitore,
- codice del sensore,
- codice della componente,
- codice della stazione,
- codice dell'unità di misura.

Un'altra caratteristica importante del formato del file è il nome del file stesso. Nel caso che stiamo descrivendo, i nomi dei file erano composti dalla seguente stringa di caratteri:

AAGGGHHMMx.STAZC

Dove i caratteri indicano i seguenti parametri:

AA= anno,

GGG= giorno giuliano,

HH= ora,

MM= minuti,

x = carattere identificativo dei secondi,

STAZ = codice stazione,

C= codice componente.

Le stazioni utilizzate dall'INGV-RM erano dotate di tre componenti (NS, EW, UP). Ad ogni evento registrato da una stazione corrispondono tre file digitali ciascuno relativo ad una singola componente. Questa organizzazione dei dati è valida anche per i file registrati da UNIBAS, INGV-MI e SSN, in quanto tutte le stazioni erano dotate di tre componenti.

Una parte delle registrazioni raccolte avevano i valori di ampiezza del segnale in count digitali, mentre altre in microvolt. Per ottenere i dati nell'unità di misura della velocità (m/s), le registrazioni in count necessitavano di essere corrette sia per la costante dell'acquisitore, sia per quella del sensore; mentre per le registrazioni in microvolt è stata sufficiente la correzione per la sola costante del sensore. Questo perché la dimensione della costante dell'acquisitore in generale è fornita come microvolt/count, in quanto trasforma un segnale elettrico in un segnale digitale; mentre la costante di un sensore velocimetrico è fornita come m/s/volt, in quanto trasforma il moto del suolo in un segnale elettrico secondo una costante proporzionale alla velocità.

4.3.2 Dati digitali forniti dall'INGV di MILANO

INGV-MI ha fornito i dati, come per l'INGV-RM, nel formato SAC. La struttura dei file binari è identica ai precedenti, ma contenevano minori informazioni. Rispetto ai dati dell'INGV-RM i file dell'INGV-MI contenevano soltanto le informazioni relative a:

- data e tempo assoluto del primo campione della traccia,
- lunghezza della traccia,
- numero di campioni della traccia,
- periodo di campionamento,
- latitudine, longitudine e quota della registrazione,
- codice della componente,
- codice della stazione.

Le informazioni mancanti, ma utili per il processamento dei dati, sono state reperite direttamente dal personale dell'INGV-MI che ha installato le stazioni, in quanto la presente

tesi è stata svolta presso l'Ente fornitore. Poiché i dati erano già stati convertiti in m/s non è stato necessario correggerli per la risposta strumentale.

I nomi dei file dell'INGV-MI erano composti dalla seguente stringa di caratteri:

IDSTAZC.sac

Dove i caratteri indicano i seguenti parametri:

ID = identificativo dell'evento,

STAZ = codice stazione,

C = componente,

sac= estensione indicante il formato del file.

4.3.3 Dati digitali forniti dall'UNIBAS

L'UNIBAS ha fornito dati accelerometrici in formato ASCII, il quale è un formato di tipo testo. Come nel formato SAC anche questi file sono composti da un'intestazione, in questo caso composta da 35 righe di caratteri alfanumerici, e una colonna contenente i valori dell'ampiezza del segnale sismico.

Questi file contenevano le seguenti informazioni:

- nome dell'evento,
- data e tempo assoluto del primo campione della traccia,
- numero di campioni della traccia,
- periodo di campionamento,
- latitudine, longitudine e quota della registrazione,
- localizzazione dell'evento sismico (latitudine, longitudine),
- codice dello strumento,
- codice della componente,
- codice della stazione,
- codice dell'unità di misura.

I dati sono stati forniti in cm/s^2 , in quanto la strumentazione utilizzata da UNIBAS era dotata di accelerometri. Quindi, pur non essendoci le costanti relative di trasformazione dello strumento, non è stato necessario correggere i segnali per la risposta strumentale.

I nomi dei file dell'UNIBAS erano composti dalla seguente stringa di caratteri:

IDSTAZC.dat

Dove i caratteri indicano i seguenti parametri:

ID= identificativo dell'evento,

STAZ= codice stazione,

C= componente,

dat= estensione indicante il formato del file.

4.3.4 Dati registrati dal SSN

I dati registrati dal SSN erano stati inseriti nella banca dati del Progetto INGV-DPC S6 (Luzi e Sabetta, 2006), precedentemente a questo lavoro. Quindi non è stato necessario svolgere alcun tipo di correzione e trasformazione del formato dei file, in quanto il formato corrisponde a quello scelto per comporre il dataset di registrazioni di questo lavoro.

I dettagli del formato del Progetto S6 sono illustrati nell'Allegato 4.

4.4 Trasformazione dei dati nel formato S6

Nella trasformazione dei dati nel formato S6 sono state sviluppate ed utilizzate alcune routine con il programma Matlab[®].

Di seguito verrà descritta la procedura generale utilizzata per trasformare sia il formato SAC (dati di INGV-MI e INGV-RM) sia il formato ASCII (dati di UNIBAS), descritti nei paragrafi precedenti. La procedura è composta da parti di codice che permettono in sequenza di creare una lista delle cartelle degli eventi sismici in cui sono contenuti i file nel formato d'origine, di creare quelle in cui verranno posti i file in formato S6, di scorrere tale lista in modo da leggere e trasformare tutti i file ciclicamente.

La fase di creazione della lista delle cartelle degli eventi avviene posizionandosi nella cartella ad un livello superiore ad esse. Successivamente si crea la variabile contenente la lista delle cartelle degli eventi attraverso il comando 'dir' di Matlab[®].

Ad esempio la riga di comando

```
listadir = dir ('evento*')
```

inserisce nella variabile 'listadir' tutti i nomi delle cartelle che iniziano con la stringa 'evento'.

Successivamente la procedura crea delle nuove cartelle in cui verranno salvati i dati in formato S6, attraverso un ciclo 'for' come il seguente:

```

for i= 1:ldir
    nomedirout = [listadir(i).name 'S6'];
    mkdir (nomedirout);
end

```

dove 'ldir' è la variabile contenente il numero delle cartelle che devono essere create, 'nomedirout' è la variabile dove viene memorizzato il nome della cartella corrente da creare, utilizzata dal comando 'mkdir' il quale crea fisicamente la cartella.

Attraverso l'utilizzo di un altro ciclo 'for', è possibile entrare in ognuna delle cartelle dei file di origine, creare una lista dei file contenuti nella cartella corrente (analogamente a sopra) e procedere alla lettura ed alla trasformazione dei ogni singolo file attraverso l'utilizzo di routine create appositamente:

```

listadirS6 = dir ('*S6');
for i = 1:ldir
    nomedir = listadir(i).name
    cd (nomedir)
    listafile = dir('*.sac'); % crea lista dei file con estensione
                                .sac
    nfile = length(listafile);% lunghezza della lista dei file
    for cartfile =1:nfile
        filesac = listafile(cartfile).name;
        leggibinarysac % routine per leggere il formato binario SAC
        cd ..
        nomedirS6 = listadirS6(i).name;
        cd (nomedirS6)
        SACtoS6 % routine per trasformare i file dal formato SAC
                all'S6
        cd ..
        cd (nomedir)
    end
    cd ..
end

```

All'interno del secondo ciclo 'for' dell'esempio sopra vengono richiamate le due routine 'leggibinarysac' e 'SACtoS6' necessarie per poter leggere e trasformare i file dell'INGV-RM e dell'INGV-MI dal formato SAC al formato S6. La routine 'leggibinarysac' è stata fornita dall'INGV-MI; il codice di questa routine è riportato in forma completa nell'Allegato 2. Al contrario, la routine 'SACtoS6', riportata sempre nell'Allegato 2, è stata appositamente sviluppata nel corso del presente lavoro di tesi. Analogamente è stata sviluppata un'altra routine 'ASCIItoS6', la quale ha permesso di leggere e trasformare i file d'origine in formato ASCII dell'UNIBAS nel formato S6.

In generale, le routine che permettono di leggere i file digitali analizzati funzionano aprendo il file col comando di Matlab® 'fopen' e successivamente lo scorrono in tutte le sue singole parti, in modo da memorizzare in una serie di variabili tutte le informazioni contenute nelle

intestazioni. Ad esempio per i file SAC, le routine leggono 125 campi, mentre per i file ASCII vengono memorizzate 35 stringhe di caratteri. Infine in un'unica variabile viene memorizzata tutta la traccia del segnale sismico. Una volta memorizzate tutte le informazioni, le routine di trasformazione dei file (ad es. 'SACtoS6'), scrivono in un file ASCII di output tutti i parametri delle registrazioni nelle 43 righe di intestazione del formato S6. Infine la variabile contenente la traccia del segnale viene scritta nel file di output sottoforma di una colonna di valori.

Riassumendo, la procedura sopra descritta ha permesso di realizzare l'omogeneizzazione di tutte le registrazioni sismiche raccolte in un unico formato digitale, nel quale poter reperire tutte le informazioni necessarie al processamento dei dati. Avendo quindi nominato tutti i file con la stessa struttura S6 descritta nell'Allegato 4, è stato possibile organizzare le registrazioni sismiche in cartelle corrispondenti agli ID degli eventi raccolti nel database (si veda paragrafo 4.2).

5. METODOLOGIA DI ANALISI

Lo scopo di questo lavoro di tesi si è basato sull'applicazione del metodo empirico Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) a partire dai segnali degli eventi sismici della sequenza del Molise del 2002 registrati dalle reti temporanee installate all'interno dell'abitato di San Giuliano di Puglia.

Considerando i lavori precedenti (Cara et al., 2005; Strollo et al., 2007) in cui sono stati applicati i metodi empirici Standard Spectral Ratio (SSR) e HVSR (vedi paragrafo 5.1) ed in cui sono state evidenziate delle differenti amplificazioni sulle componenti del moto, l'applicazione dell'HVSR in questo lavoro è stata utilizzata per evidenziare direzioni preferenziali di amplificazione lungo il particolare assetto geologico strutturale che si ritrova nel Comune di San Giuliano di Puglia. Tale scopo è stato raggiunto calcolando le medie degli HVSR su tutti gli eventi registrati da una singola stazione, valutate lungo azimuth con passo di 5°, come verrà descritto in questo capitolo.

5.1 Metodi empirici per la stima delle amplificazioni sismiche

I metodi empirici per la valutazione degli effetti di sito sono spesso utilizzati in alternativa ai metodi teorici e si applicano principalmente quando le informazioni relative a spessore e a velocità delle onde di taglio dei depositi superficiali non sono note o quando si è in presenza di strutture geologiche complesse, per le quali spesso manca una caratterizzazione geotecnica di dettaglio tale da poter implementare modelli numerici per calcolare la funzione di trasferimento.

I metodi empirici comunemente utilizzati per la stima degli effetti di sito sono la tecnica basata sul rapporto spettrale tra le componenti del moto registrate a due stazioni sismiche, di cui una è scelta come riferimento (Standard Spectral Ratio, SSR) e quella basata sul rapporto spettrale tra le componenti orizzontali e verticali del moto registrato ad uno stesso sito. Nella tecnica SSR, si ipotizza che il sito di riferimento non sia influenzato dagli effetti locali e abbia una funzione di trasferimento piatta, nel secondo caso viceversa si ipotizza che la componente verticale osservata in superficie sia la stessa di quella rilevata al un basamento roccioso e quindi non sia soggetta a fenomeni di amplificazione. I metodi empirici utilizzano sia registrazioni strumentali di deboli terremoti sia misure microtremori del noise sismico ambientale (Faccioli e Paolucci, 2005).

Nei due successivi paragrafi verranno descritte le tecniche SSR e HVSR.

5.1.1 Tecnica del Rapporto Spettrale Standard SSR

La tecnica SSR può essere applicata disponendo delle registrazioni di due stazioni sismiche, una posta ad esempio su substrato roccioso e l'altra posta su sedimenti. La prima viene considerata come stazione di riferimento in quanto viene ipotizzato che sul substrato roccioso il moto del suolo non subisca amplificazioni. La situazione ideale per la realizzazione di questa ipotesi è che il substrato roccioso sia inalterato e orizzontale, in modo da escludere effetti topografici (Bard, 1997). Questa tecnica introdotta per la prima volta da Borchardt (1970) tenta di stimare la risposta di sito rimuovendo gli effetti di sorgente e di propagazione dell'onda, ponendosi nelle condizioni in cui la stazione di riferimento e quella posta dove si vuole valutare l'amplificazione abbiano una distanza reciproca significativamente ridotta rispetto alla sorgente (Field and Jacob, 1995).

Perciò disponendo della registrazione di una determinata componente del moto sismico alla superficie dei sedimenti ($u_s(t)$) e di quella corrispondente sul substrato roccioso affiorante ($u_r(t)$) si ottiene una stima empirica della funzione di trasferimento teorica $H(f)$ per la componente scelta calcolando il rapporto:

$$H(f) \approx U_s(f) / U_r(f) \quad (5.1)$$

Dove $U_s(f)$ è lo spettro di Fourier in ampiezza della componente $u_s(t)$ mentre $U_r(f)$ è lo spettro di Fourier in ampiezza della componente $u_r(t)$.

Il limite principale della tecnica SSR è l'individuazione di un sito di riferimento che soddisfi le ipotesi di substrato con roccia compatta ed alterata, nel quale la superficie topografica non è marcata da irregolarità e che sia sufficientemente vicino al sito di confronto. Nel caso in cui i rapporti spettrali vengano calcolati rispetto ad un sito di riferimento che non soddisfi le suddette condizioni il calcolo delle amplificazioni alle varie frequenze potrebbe portare ad un'errata stima della funzione di trasferimento.

5.1.2 Tecnica del Rapporto Spettrale HVSR

La tecnica HVSR, a differenza del metodo SSR, può essere applicata disponendo delle registrazioni sismiche di una stazione a tre componenti. Da un punto di vista teorico la tecnica HVSR può fornire risultati attendibili ponendosi in una situazione caratterizzata da una

stratigrafia del sottosuolo a strati piani paralleli poggianti su un substrato roccioso determinante un alto contrasto di impedenza.

Nel caso più semplice si ipotizza che la propagazione delle onde si verifichi in direzione verticale in modo che la componente verticale del moto è associata all'onda longitudinale P mentre la componente orizzontale è associata all'onda trasversale S.

Gli spettri di Fourier delle componenti orizzontali $U_{hr}(f)$ e delle componenti verticali $U_{vr}(f)$ del moto su substrato roccioso e gli spettri delle analoghe componenti $U_{hs}(f)$ e $U_{vs}(f)$ su sedimenti (Faccioli e Paolucci, 2005) possono essere così posti in relazione:

$$U_{hs}(f) = H_h(f) U_{hr}(f) \text{ per le onde S} \quad (5.2)$$

$$U_{vs}(f) = H_v(f) U_{vr}(f) \text{ per l'onda P} \quad (5.3)$$

Dove $H_h(f)$ e $H_v(f)$ sono le funzioni di trasferimento rispettivamente per le onde S e P.

A partire dalle equazioni 5.2 e 5.3 si ottiene che il rapporto tra la componente orizzontale ($U_{hs}(f)$) e la componente verticale ($U_{vs}(f)$) registrate sui sedimenti risulta:

$$H_h(f) \approx U_{sh}(f) / U_{sv}(f) = [H_h(f) / H_v(f)] [U_{hr}(f) / U_{vr}(f)] \quad (5.4)$$

Dove $H_h(f)$ è la stima della funzione di trasferimento teorica.

Il rapporto spettrale dell'equazione 5.4 dipende quindi da due fattori: il primo, il rapporto $U_{hr}(f) / U_{vr}(f)$ tra la componente orizzontale e la componente verticale su roccia; questo rapporto può essere considerato costante con la frequenza nel caso in cui il substrato roccioso sia inalterato e orizzontale e quindi privo di effetti di sito. Il secondo fattore, ossia $H_h(f) / H_v(f)$ fornisce una stima approssimata della funzione di trasferimento dei sedimenti se la risposta lungo la componente verticale è piatta, viceversa, poiché $H_v(f)$ sarà in generale caratterizzato da picchi in frequenza maggiori di $H_h(f)$, sarà in grado di individuare alcuni picchi spettrali; in particolar modo viene individuato il picco di amplificazione in corrispondenza della prima frequenza di risonanza, che rappresenta la frequenza fondamentale di vibrazione dello strato di sottosuolo al di sopra del substrato roccioso.

Per queste considerazioni possiamo valutare il rapporto tra la componente orizzontale e la componente verticale alla superficie una stima empirica della funzione di trasferimento teorica. La tecnica fornisce risultati inaffidabili tanto più ci si allontana dalle condizioni ideali, in presenza di forti discontinuità laterali, rilievi topografici o vicinanza alla sorgente sismica.

In generale, il metodo HVSR è in grado di stimare con una buona affidabilità la prima frequenza di risonanza di una successione di strati che si sono depositi su un substrato roccioso con impedenza sismica notevolmente maggiore.

In genere le stime delle frequenze corrispondenti alle risonanze successive e al valore di amplificazione non sono affidabili. In situazioni geologiche complesse (irregolarità topografiche, discontinuità laterali, irregolarità dei bacini sedimentari) i risultati del metodo HVSR potrebbero non presentare gli andamenti generali appena descritti, in quanto tale tecnica restituisce le caratteristiche monodimensionali della risposta di sito.

5.2 Processamento dei dati

In questo paragrafo verrà presentata l'ultima parte operativa del lavoro di tesi che riguarda il processamento dei dati sismici. Essa è stata svolta a partire dai dati precedentemente resi omogenei (vedi paragrafo 4.4) in modo da poter svolgere l'analisi utilizzando delle routine create appositamente in Matlab[®]. Lo scopo finale del processamento dei dati è stato quello di calcolare gli spettri delle componenti orizzontali del moto in tutte le direzioni, a partire dal grado 0, corrispondente al Nord, con un intervallo di 5°. Le fasi del processamento sono state le seguenti:

- picking dell'onda S degli eventi,
- rotazione delle componenti orizzontali del moto,
- selezione della finestra d'analisi,
- elaborazione del segnale (rimozione della media, filtraggio, ecc.),
- calcolo degli spettri di Fourier.

5.2.1 Picking delle tracce

La prima informazione da reperire dai dati delle registrazioni è il tempo d'arrivo dell'onda S visualizzata sulla traccia del segnale dell'evento sismico. Per poter eseguire questa operazione è stata sviluppata una routine Matlab[®] che ha permesso di leggere e di visualizzare in una finestra grafica le tre componenti dell'evento registrato da una singola stazione (Fig. 5.1).

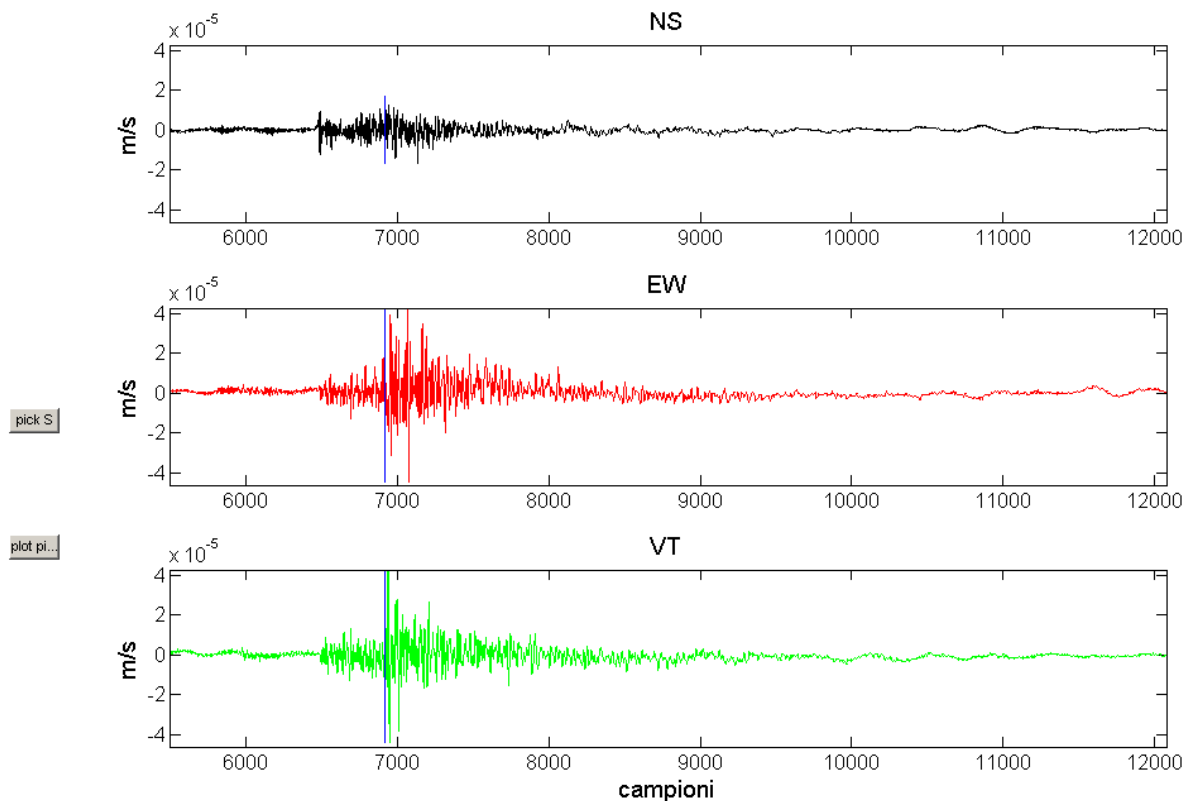


Fig. 5.1 Rappresentazione di una registrazione nelle tre componenti NS, EW e VT della stazione Sc11. in blu è visualizzato l'arrivo dell'onda S così come scelto interattivamente attraverso la finestra grafica di Matlab®.

È stato possibile svolgere due tipi di operazioni sulle finestre grafiche; la prima utilizzando il tasto interattivo 'Pick S' che ha permesso di scegliere il punto indicante la fase S. Questo è stato scelto sulle componenti orizzontali, NS ed EW, sulle quali si esprime maggiormente questo tipo di onda. Un secondo tasto 'plot pick' permetteva di visualizzare dove era stato posto il punto indicante la fase S (marker blu in Fig. 5.1) e, in alcuni casi, di ripetere la scelta. Queste operazioni sono state ripetute per tutti gli eventi sismici registrati da ciascuna stazione. In Tab 5.1 è mostrato il numero di eventi analizzati per ogni stazione. Nello svolgere la selezione e il picking degli eventi, alcune registrazioni sono state escluse in quanto il pessimo rapporto tra segnale e rumore non ha permesso di visualizzare l'arrivo della fase S.

| Stazioni | Numero registrazioni analizzate per stazione |
|----------|----------------------------------------------|
| Sc11 | 119 |
| Chi1 | 81 |
| Vit1 | 93 |
| C147 | 103 |
| Mil1 | 35 |
| Sgib | 12 |
| Sgia | 12 |
| Gi4 | 20 |
| Gi1 | 8 |
| Gi3 | 61 |
| Sgs | 7 |
| Sgp | 1 |

Tab. 5.1 Rappresentazione del numero di registrazioni analizzate per ogni stazione

5.2.2 Rotazione delle componenti

Una volta effettuata l'operazione di picking sulle tracce si è scelta per l'analisi una finestra di 5 secondi a partire dalla fase S sulle tre componenti.

Per individuare una direzione preferenziale nell'amplificazione è stato necessario ruotare le componenti orizzontali delle registrazioni.

In genere nelle applicazioni sismologiche, una rotazione delle componenti del segnale permette di trasformare le coordinate geografiche in un sistema di coordinate polari che individuino le componenti radiali e tangenziali rispetto alla direzione di propagazione delle onde sismiche. Il sistema di coordinate è illustrato in Fig. 5.2.

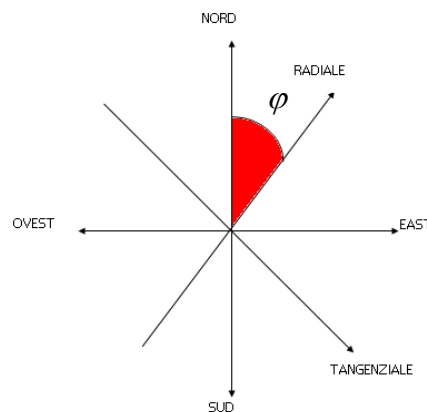


Fig. 5.2 Rappresentazione delle componenti ruotate, radiale e tangenziale

La rotazione può essere fatta usando delle matrici moltiplicative di vettori consistenti della componente nord ed est del segnale e di una matrice di rotazione (equazione 5.6):

$$A = \begin{bmatrix} \cos \phi & \text{sen} \phi \\ -\text{sen} \phi & \cos \phi \end{bmatrix} \quad (5.5)$$

$$\begin{bmatrix} R \\ T \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} N \\ E \end{bmatrix} \quad (5.6)$$

L'operazione di rotazione può essere implementata in un codice di calcolo come il Matlab[®] attraverso:

$$R(t) = \cos \phi N(t) + \text{sen} \phi E(t) \quad (5.7)$$

$$T(t) = -\text{sen} \phi N(t) + \cos \phi E(t) \quad (5.8)$$

Dove N(t) e E(t) sono i campioni al tempo t-esimo delle tracce NS ed EW, R(t) e T(t) sono i campioni al tempo t della componente radiale e trasversale con l'angolo ϕ di rotazione rispetto al N (0°).

In questo lavoro di tesi si è considerata la componente radiale R del moto, in quanto ruotando solo questa componente tra 0 e 180 gradi vengono rappresentate tutte le direzioni. Infatti, da 180 a 360 gradi le direzioni risultano essere analoghe alle precedenti.

Ad esempio se si considera la componente radiale R lungo la direzione $\phi_R = 5^\circ$ allora la sua direzione complementare Rx con $180^\circ < \phi < 360^\circ$ è corrispondente ad $\phi_{Rx} = 5^\circ + 180^\circ = 185^\circ$.

Per questo lavoro di tesi è stato scelto di utilizzare tutte le direzioni radiali da 0° a 360° con passo di 5°.

5.2.3 Elaborazione del segnale

Nella fase di elaborazione del segnale sismico è stata svolta una prima operazione in Matlab[®] che ha permesso di rimuovere la media da ogni traccia registrata per eliminarne l'offset (Fig. 5.3).

$$\text{trac} = \text{trac} - \text{mean}(\text{trac})$$

dove trac indica il vettore della traccia analizzata e mean è la funzione in Matlab[®] che calcola la media aritmetica di una serie di valori.

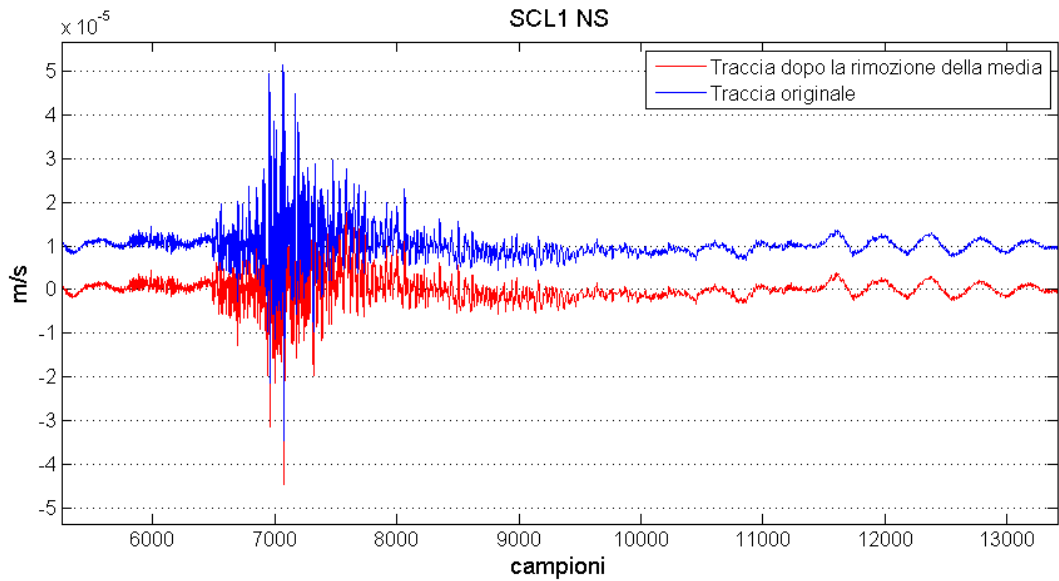


Fig. 5.3 Esempio di rimozione delle media sulla componente NS dalla registrazione della stazione Scl1; la curva di colore blu rappresenta l'originale, la curva di colore rosso rappresenta la traccia corretta dopo la rimozione della media.

Successivamente si è svolta un'operazione di 'Tapering' di tipo coseno del 10% che ha permesso di attenuare l'effetto di leakage spettrale (Cooley and Tukey, 1965) (Fig. 5.4).

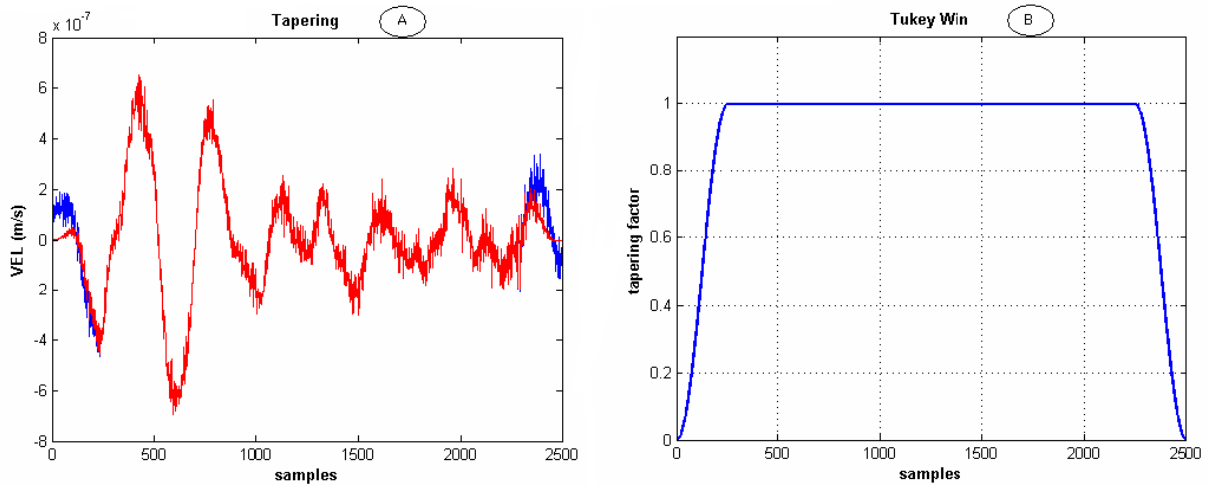


Fig. 5.4 A: esempio dell'operazione di Tapering su una singola finestra di analisi dove la curva in rosso rappresenta la traccia modificata; B: finestra di Tapering coseno 10%. Le figure sono state tratte da Marzorati, 2007

Infine è stata svolta un'operazione di filtraggio (Fig. 5.5) utilizzando un filtro passa banda con estremi 0.2 e 25 Hz di tipo Butterworth. In Matlab[®] tale operazione viene implementata con i seguenti comandi:

```

flp = 0.2
fhp = 25
[bf, af] = butter (4, [flp, fhp]*2/fs)
tracfilt= filtfilt (bf,af,trac)

```

Dove 'butter' indica la funzione che applica il filtro di tipo Butterworth, 'flp' ed 'fhp' indicano rispettivamente il limite inferiore e superiore del filtro passa banda, 'bf' e 'af' sono i coefficienti dei polinomi del filtro, 'trac' vettore della traccia originale e tracfilt la traccia filtrata ottenuta dalla funzione 'filtfilt'.

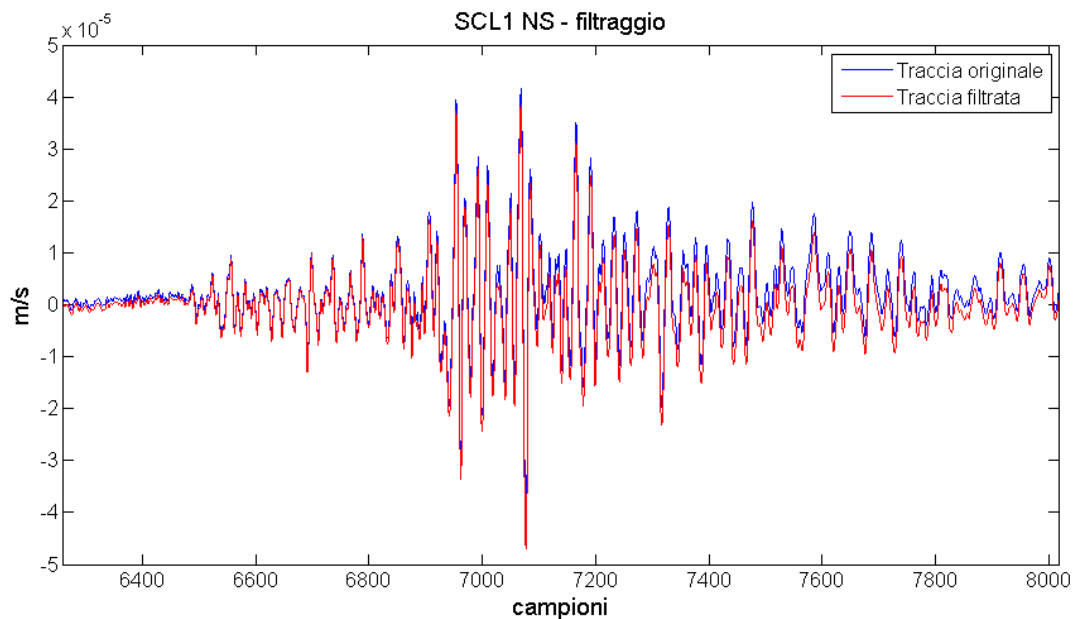


Fig. 5.5 Esempio di una traccia della stazione Scl1, componente NS. Traccia blu originale, traccia rossa filtrata

5.2.4 Spettri di Fourier delle componenti

Una volta svolte le operazioni, descritte nei paragrafi precedenti, sulle finestre di analisi scelte è stata calcolata la Trasformata di Fourier (FFT). Infatti, una rappresentazione del contenuto di un segnale registrato in un punto di misura è la distribuzione delle ordinate spettrali in funzione delle frequenze. Per ottenere lo spettro in frequenza del segnale è stato calcolato il modulo assoluto della Trasformata di Fourier. In Matlab[®] è stato utilizzato l'algoritmo FFTW (Frigo e Jonson, 1998) che permette di elaborare un numero di campioni senza che siano necessariamente pari ad una potenza di 2.

Il segnale irradiato da una sorgente sismica, come un'esplosione o una rottura di faglia, ha la caratteristica di avere una durata finita e può essere rappresentato secondo il teorema di Fourier da un'arbitraria funzione transiente $f(t)$ nel dominio del tempo o dall'equivalente $F(\omega)$ nel dominio della frequenza (Bormann, 2002):

$$f(t) = (1/2\pi) \int_{-\infty}^{+\infty} F(\omega) \exp(i\omega t) d\omega \quad (5.9)$$

$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \exp(-i\omega t) dt = |F(\omega)| \exp(i\phi(\omega)) \quad (5.10)$$

L'equazione 5.10 rappresenta la Trasformata di Fourier di $f(t)$, mentre la Fig. 5.6 mostra graficamente il concetto di Trasformata di Fourier, ossia la composizione di funzioni periodiche a diverse frequenze.

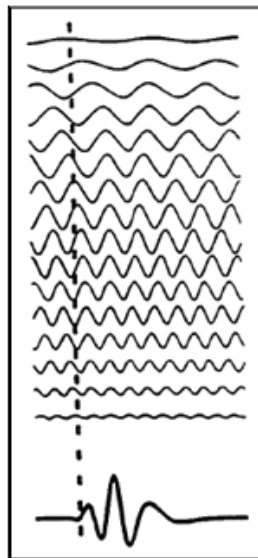


Fig. 5.6 Rappresentazione grafica di una Trasformata di Fourier

Un'ultima operazione svolta prima di procedere al calcolo dei rapporti spettrali è stata l'operazione di Smoothing dello spettro. Questa consiste nel 'lisciare' uno spettro secondo una funzione. Nel lavoro svolto è stato utilizzato lo Smoothing di Konno and Ohmachi (1998). La Fig. 5.7 riassume la selezione della finestra di 5 secondi a partire dall'onda S (pannello in alto e medio) della quale viene visualizzato lo spettro di Fourier in frequenza (curva blu, pannello in basso); al di sopra di questo ultimo viene mostrato lo spettro dopo l'operazione di Smoothing (curva rossa, pannello in basso).

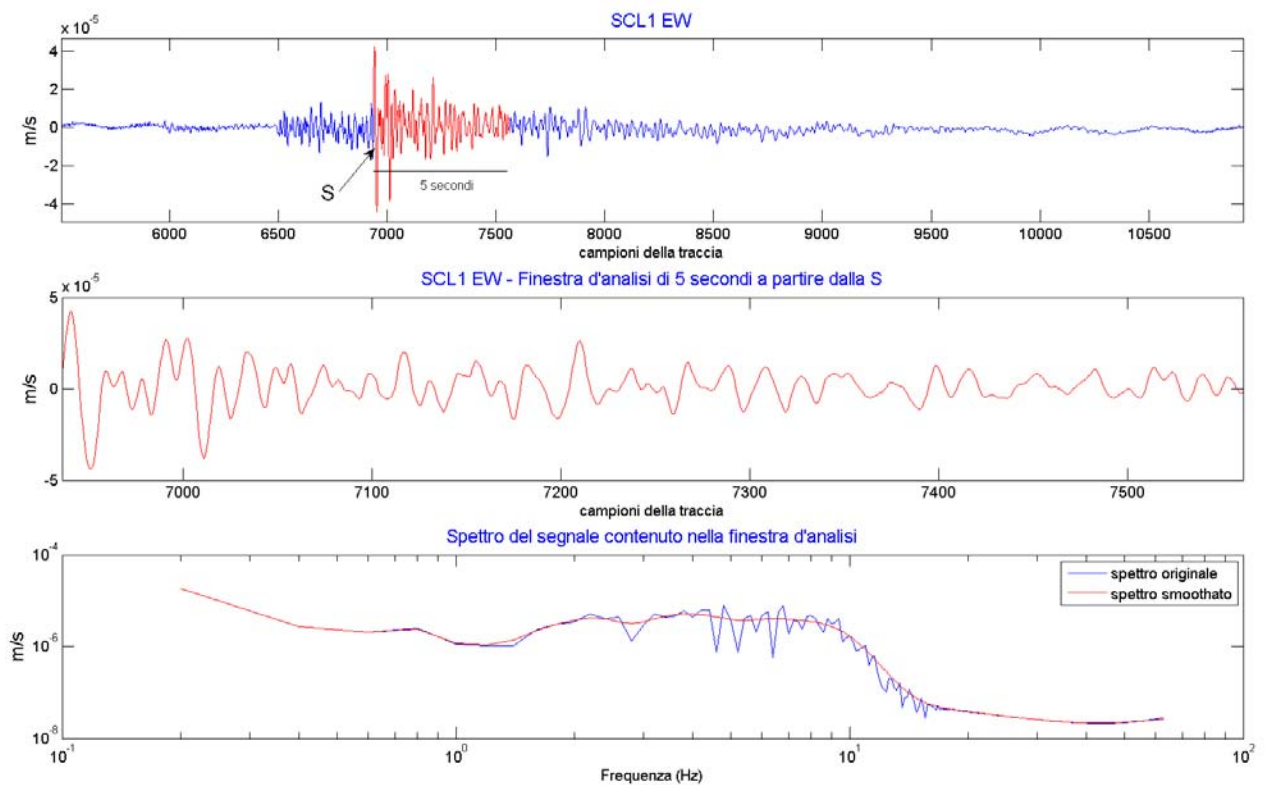


Fig. 5.7 Pannello in alto: esempio di un segnale di un evento sismico registrato sulla componente EW della stazione Scl1, in rosso viene indicata la finestra di 5 secondi a partire dall'onda S; pannello medio: finestra di 5 secondi a partire dall'onda S; pannello in basso: spettro di Fourier della finestra di 5 secondi, prima (blu) e dopo (rosso) l'operazione di Smoothing.

5.3 Calcolo dei Rapporti Spettrali HVSR

Il calcolo dei rapporti spettrali (HVSR) è stata l'ultima operazione svolta nel processamento dei dati. Le tracce prima di giungere a quest'ultima fase hanno subito varie operazioni, dal picking che ha permesso di visualizzare l'onda S alla rotazione delle componenti, ad una fase di elaborazione del segnale fino al calcolo della Trasformata di Fourier (si vedano i paragrafi precedenti).

In Matlab® il rapporto spettrale è stato calcolato dividendo ogni ampiezza spettrale del vettore dello spettro orizzontale per ogni ampiezza del vettore verticale, in una determinata direzione corrispondente ad uno degli azimuth. Questa operazione è stata svolta per tutti gli eventi registrati da una stazione. Quindi per ogni evento si disponeva dei rapporti HVSR calcolati per ogni azimuth. Infine, è stata calcolata la media geometrica e la deviazione standard degli HVSR per ogni azimuth. La media geometrica è stata calcolata in Matlab® a partire dal logaritmo in base dieci degli HVSR per ogni azimuth, di cui è stata calcolata la media aritmetica. In Fig. 5.8 viene visualizzato un esempio di HVSR per la stazione Scl1 calcolati

per la componente NS (0°), per la componente EW (90°) e per la componente orientata secondo l'azimuth 130° .

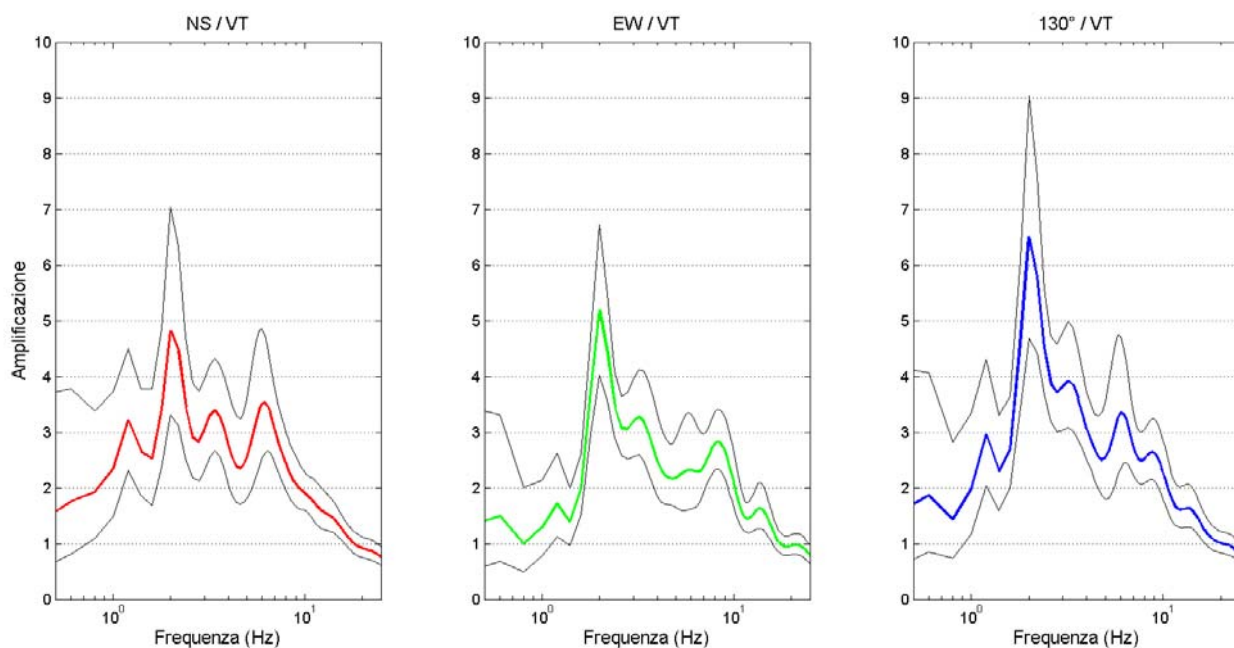


Fig. 5.8 Media degli HVSr e deviazioni standard calcolati per la stazione Scl1 sulla componente NS (curva rossa), EW (curva verde) e per la componente orientata a 130° (curva blu)

Nell'esempio di Fig. 5.8 è stata scelta la componente orientata a 130° in quanto è quella che restituisce il rapporto spettrale con amplificazione maggiore. In questo modo si rende visibile l'utilità dell'analisi HVSr lungo diversi azimuth, in quanto le sole componenti NS ed EW, fornite dalle registrazioni, permettono solamente di visualizzare il moto sismico in queste due particolari direzioni.

Per ogni stazione analizzata sono stati ricavati tre parametri (frequenza, azimuth e amplificazione) che riassumono l'indagine effettuata sugli HVSr nel seguente modo: sono stati estratti dal dataset degli HVSr tutti i vettori rappresentativi dei rapporti spettrali per ogni azimuth tra i quali è stato individuato il valore massimo 'A' e il valore corrispondente in frequenza 'F'; quindi è stato individuato l'azimuth 'Az' al quale corrisponde il massimo dei valori 'A' così da completare la terna di parametri. In Tab. 5.2 sono riassunte le terne di parametri per tutte le stazioni analizzate.

| Stazione | Frequenza 'F' (Hz) | Azimut 'Az' (°) | Amplificazione HV 'A' |
|----------|--------------------|-----------------|-----------------------|
| SGIB | 2.00 | 140 | 6.47 |
| SGIA | 3.60 | 5 | 3.23 |
| SGSPZ | 2.00 | 105 | 6.31 |
| SGPZ | 7.60 | 50 | 3.78 |
| C147 | 2.20 | 130 | 5.67 |
| CHI1 | 8.20 | 165 | 3.96 |
| MIL1 | PRIMO PICCO 2.00 | 0 | 6.50 |
| | SECONDO PICCO 4.40 | 155 | 6.28 |
| SCL1 | 2.00 | 130 | 6.50 |
| TORR | 0.60 | 130 | 2.36 |
| VIT1 | 2.00 | 135 | 5.33 |
| G14 | 1.80 | 120 | 4.48 |
| G13 | 5.00 | 25 | 3.14 |
| G11 | 3.60 | 25 | 2.72 |

Tab. 5.2 Rappresentazione dei tre parametri: Frequenza 'F', Azimuth 'Az' e Amplificazione HVSR 'A' per le stazioni utilizzate in questo lavoro

La Fig. 5.9 mostra le curve relative agli HVSR medi registrati in una stazione (nell'esempio Scl1); ogni curva HVSR corrisponde ad ogni azimuth calcolato tra 0° e 180°, con passo 5°. Quello che si può notare dalla Fig. 5.9 è che alla frequenza di 2 Hz abbiamo una notevole dispersione dei valori HVSR per i vari azimuth, indicante che il picco di amplificazione ha una dipendenza con la direzione del moto sismico. Infatti a 2 Hz l'amplificazione varia da circa un valore 3 fino ad un valore di 6.5, questo ultimo corrispondente all'azimuth di 130° (si veda Tab. 5.2 e Fig.5.8). In Allegato 6 sono raccolte tutte le figure analoghe alla Fig. 5.9 relative ad ogni stazione analizzata nel Comune di San Giuliano di Puglia.

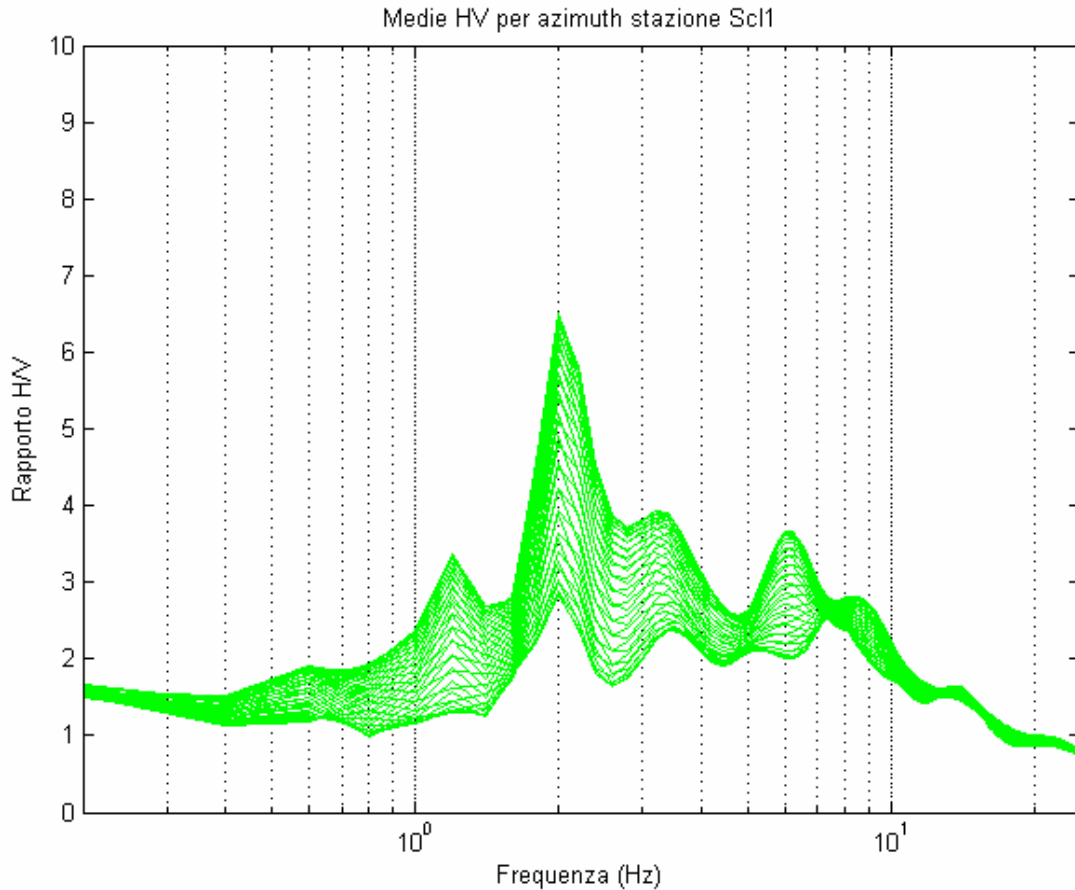


Fig. 5.9 Rappresentazione delle medie dei rapporti HVSR ruotati per azimuth per la stazione Sc11

Come ultima rappresentazione dei risultati si è scelto di comporre dei polarigrammi, come quello in Fig. 5.10. La scala di colore del polarigramma indica il valore dell'amplificazione dell'HVSR, mentre la frequenza a cui è associato ogni valore può essere dedotta dagli assi che partono dal centro della figura verso l'esterno. Come si può vedere dalla Fig. 5.10 la frequenza 0 Hz corrisponde al punto centrale del polarigramma, mentre la frequenza 10 Hz si ritrova sulla circonferenza più esterna del polarigramma. Infine, l'asse verticale del polarigramma rappresenta la direzione 0° - 180° , mentre l'asse orizzontale del polarigramma rappresenta la direzione 90° - 270° . Nell'esempio di Fig. 5.10 si può vedere come la massima amplificazione è visualizzata alla frequenza di 2 Hz lungo la direzione di 130° - 310° .

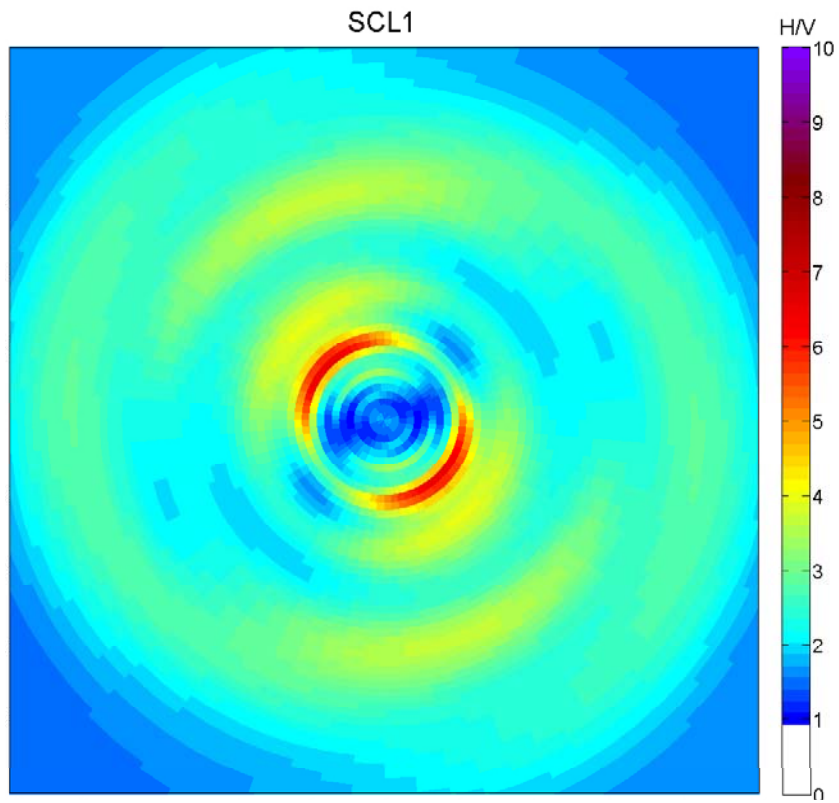


Fig. 5.10 Polarigramma relativo alla stazione Scl1

6. DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi ha riguardato inizialmente la raccolta dati di tutte le registrazioni delle reti temporanee installate nel Comune di San Giuliano di Puglia a seguito dell'evento sismico del 31 ottobre 2002 (si veda paragrafo 4.1).

I dati originali reperiti dai vari Enti sono stati trasformati in modo da convertirli in un formato omogeneo sui quali poter svolgere le stesse operazioni di processing. Le operazioni svolte sono state il picking sulle tracce per visualizzare la fase S; la rotazione delle componenti NS, EW e UP con passo di rotazione di 5° a partire da 0° fino a 180° ; l'elaborazione del segnale con l'eliminazione dell'offset, l'operazione di tapering, il calcolo degli Spettri di Fourier e i rapporti spettrali HVSR. La tecnica dei rapporti HVSR è stata scelta per ricavare informazioni sulla risposta sismica locale sfruttando l'intero dataset disponibile e confrontando i risultati per tutto l'abitato di San Giuliano di Puglia. Per sfruttare a pieno le informazioni derivanti dall'analisi dei rapporti HVSR sono stati rappresentati i rapporti spettrali in tutte le direzioni con passo 5° a partire da N. Per poter discutere in modo esaustivo i risultati degli HVSR ottenuti in questo lavoro di tesi, essi sono stati confrontati con la situazione geologica e topografica del Comune di San Giuliano di Puglia, abbinando gli HVSR alla posizione dei punti di registrazione dei segnali sismici, come mostrato in Fig. 6.1.

L'HVSR è una tecnica ampiamente utilizzata poiché permette di utilizzare un unico punto di osservazione senza la necessità di stabilire un sito di riferimento, come nella tecnica SSR.

L'ipotesi principale su cui si basa la tecnica HVSR è che la componente verticale del moto sia poco influenzata dalla struttura locale. La funzione di trasferimento empirica si ottiene semplicemente calcolando il rapporto tra le ampiezze spettrali del moto lungo la componente orizzontale rispetto alla verticale. Ovviamente tanto più la componente verticale del moto è condizionata dagli effetti di sito, tanto più la funzione di trasferimento empirica sarà una stima poco affidabile di quella reale. Benché questa tecnica sia ampiamente utilizzata negli studi di effetti di sito per la sua semplicità di implementazione, i risultati che si ottengono sono oggetto di dibattito e controversi. I lavori di Lermo e Chavez-Garcia (1993) e Field e Jacob (1995) dimostrano, attraverso evidenze empiriche, che l'HVSR applicato sulla porzione di segnale delle onde S fornisce stime accurate della risposta di sito, mentre Lachet et al. (1996) e Field (1996) sottolineano che le ampiezze delle amplificazioni dedotte da questo metodo non sono ben correlate con quelle che si ottengono dai rapporti spettrali standard rispetto ad un sito di riferimento. Recentemente Bonilla et al. (2002) and Parolai and Richwalsky (2004) hanno evidenziato che una delle possibili cause dell'inapplicabilità del metodo per calcolare le

ampiezze corrette dei picchi di risonanza è imputabile a fenomeni di conversione S-P che condizionano la componente verticale del moto. Inoltre Castro et al. (1997, 2004) hanno trovato che la presenza di onde di superficie nelle finestre di segnale analizzato può determinare spettri verticali amplificati e la conseguente inaffidabilità dei risultati ottenuti dalla tecnica HVSR.

Quindi, da un punto di vista teorico, la tecnica HVSR può fornire risultati attendibili ponendosi in una situazione caratterizzata da una stratigrafia del sottosuolo a strati piani paralleli poggianti su un substrato roccioso determinante un alto contrasto di impedenza. Nelle situazioni che si allontanano da quella ideale, cioè dal caso monodimensionale, i risultati dei rapporti HVSR potrebbero non essere affidabili e difficilmente interpretabili dovuti all'insorgere di effetti 2D e 3D determinati da caratteristiche geologiche e strutturali complesse. Comunque tale tecnica può essere utilizzata per ricavare informazioni sulla frequenza del picco fondamentale di vibrazione e sull'ampiezza, anche se essa costituisce un limite inferiore, correlate alla geologia del sottosuolo.

La scelta di analizzare gli HVSR su finestre di analisi di 5 secondi a partire dall'onda S permette di individuare alcune caratteristiche della risposta di sito relative esclusivamente alla parte in cui sono contenute le onde di volume più energetiche dell'evento sismico ma così sono escluse dall'indagine le caratteristiche contenute nella coda degli eventi, le quali in presenza di effetti 2D e 3D potrebbero essere comunque significative.

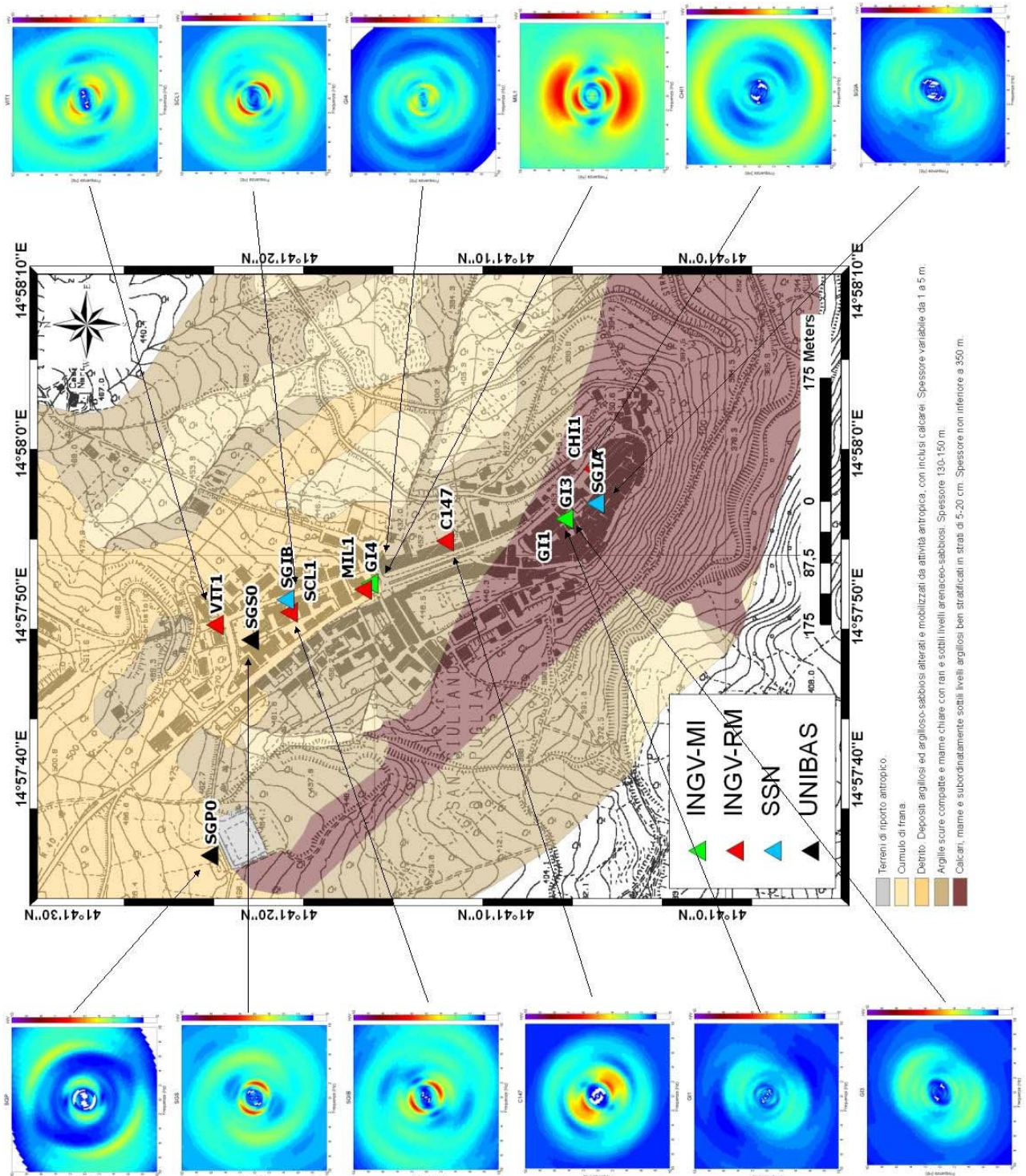


Fig.6.1 Rappresentazione dei polarigrammi relativi agli HVSR calcolati per ogni stazione sismica.

Dai diagrammi in Allegato 6, relativi agli HVSR medi per azimuth, e dalla Tab. 5.2, la quale riassume i valori dei picchi dell'amplificazione e frequenza degli HVSR, si evince che ad una parte delle stazioni analizzate (Sc11, Vit1, C147, Mil1 SGB, SGS, GI4) è associato un picco HVSR intorno alla frequenza di 2 Hz; a questi picchi corrispondono anche le amplificazioni

maggiori. Queste stazioni che presentano una forte amplificazione a 2 Hz sono posizionate nella parte centrale dell'abitato di San Giuliano di Puglia e sono posizionate su depositi detritici che poggiano sulla formazione argilloso-marnosa (Fig. 6.1).

Come mostrato nel paragrafo 2.8 nelle vicinanze di queste stazioni sono disponibili indagini geotecniche relative alla stratigrafia superficiale, che descrivono come nella parte centrale dell'abitato lo spessore della copertura detritica e della parte di argille alterate si approfondisce (Puglia, 2007); inoltre esse comprendono la parte più superficiale della formazione di Toppo Capuana (Fig. 6.1), la quale ha uno spessore stimato di circa 250 metri (Puglia, 2007) e si estende irregolarmente lungo una sezione longitudinale all'abitato di San Giuliano di Puglia. Questa particolare situazione litologica e stratigrafica è probabilmente la causa del picco che si è osservato a 2 Hz nelle stazioni della parte centrale dell'abitato di San Giuliano di Puglia, come ipotizzato anche in altri studi (Strollo et al., 2008; Puglia, 2007).

Un'altra stazione che presenta il picco a 2Hz è la stazione SGP, la quale si trova posizionata sulle argille, ma al di fuori del centro abitato di San Giuliano di Puglia, in una posizione laterale. In questo caso il picco a 2 Hz risulta avere amplificazioni minori rispetto alle stazioni posizionate anch'esse sull'argilla.

Per quel che riguarda le stazioni Mill e C147 (vedi Fig. 6.2) gli HVSR presentano degli andamenti particolari: nel primo caso oltre al picco a 2Hz risulta essere presente un picco di amplificazione intorno a 4.40 Hz, mentre nel secondo caso il picco di amplificazione a larga banda si estende tra i 2 e i 4 Hz. Confrontando la posizione delle due stazioni con il modello strutturale e il modello Anvil del Progetto INGV-DPC S3 (2007) e in Puglia (2007), descritti nel Cap. 3, si può ipotizzare che la struttura geologica sotto i due punti di osservazione sia complessa. La presenza di più picchi spettrali negli HVSR potrebbe essere imputata ad inversioni di velocità presenti nella stratigrafia sottostante. Inoltre, le stazioni Mill e C147 si ritrovano sulla stretta sella morfologica che complica ulteriormente la struttura geologica del sito analizzato.

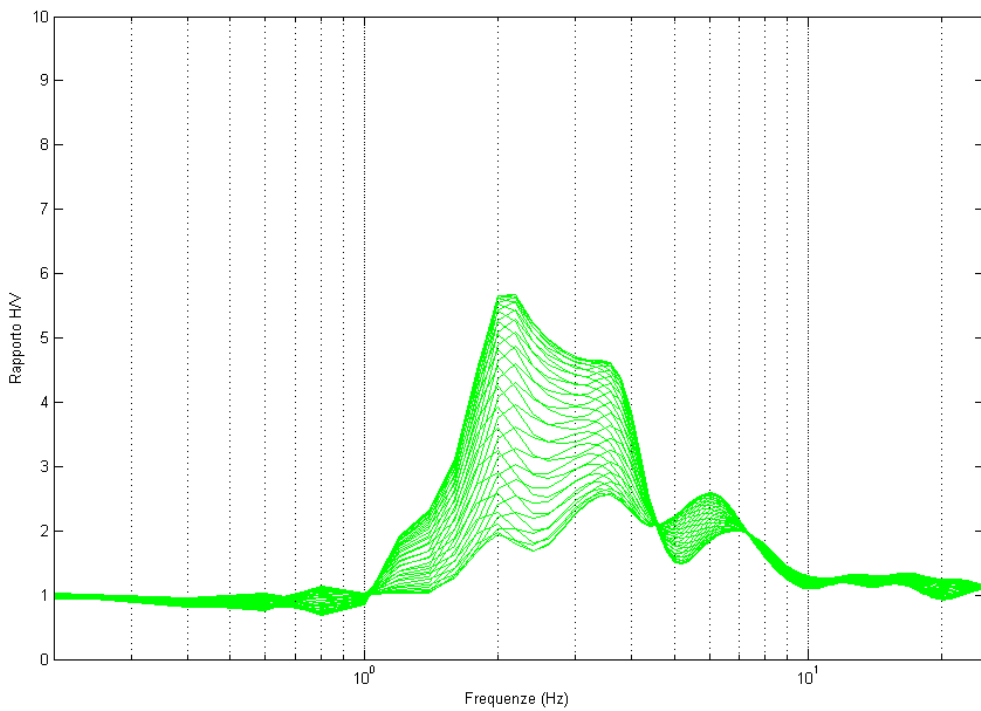
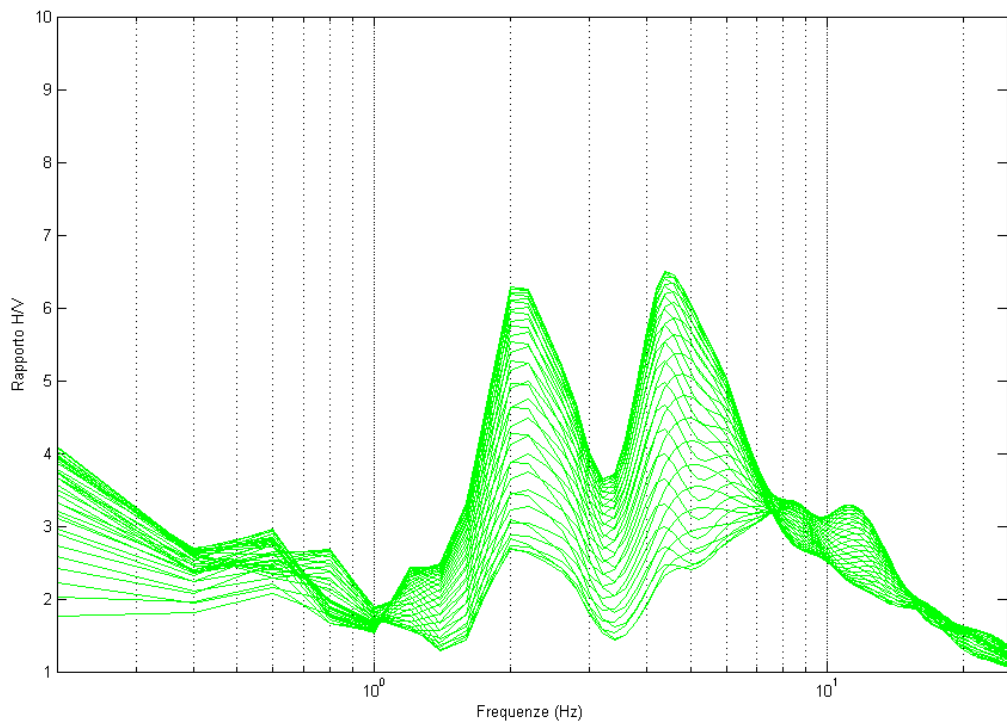


Fig. 6.2 Rappresentazione delle medie per azimuth delle stazioni Mil1 e C147

Al contrario di quanto appena descritto, nella parte meridionale del paese di San Giuliano di Puglia, comprendente il centro storico, le amplificazioni degli HVSR (si veda Allegato 6)

restituiscono una risposta quasi piatta e quindi costante con la frequenza (stazioni SGIA, GI1, GI3, Chi1). Inoltre negli HVSR non sono più presenti i picchi di amplificazione a 2Hz. Per quel che riguarda la stazione Chi1, posta in prossimità della Chiesa di San Giuliano di Puglia, si è osservato che è presente un picco intorno alla frequenza di 7 Hz (si veda Allegato 6), il quale potrebbe essere dovuto al tipo di installazione effettuata poiché è l'unica che presenta questo effetto. In ogni caso la ridotta amplificazione riscontrata in questa parte dell'abitato è determinata soprattutto dal fatto che le registrazioni sono state effettuate sul substrato roccioso affiorante del Flysch di Faeto (Fig. 6.1).

L'analisi svolta in questo lavoro di tesi relativa al calcolo degli HVSR per azimuth ha permesso di descrivere la dipendenza della risposta di sito a San Giuliano di Puglia rispetto alla direzione del moto. Infatti come si può osservare dai polarigrammi inseriti nella Fig. 6.1 le amplificazioni maggiori registrate a San Giuliano di Puglia hanno una forte dipendenza dalla direzione, come è stato riassunto dalla colonna degli azimuth in Tab. 5.2. Riconsiderando le stazioni poste nella parte centrale del paese che esibiscono un picco spettrale a 2 Hz è possibile notare dai loro polarigrammi che la direzione preferenziale di amplificazione è circa parallela alla sella morfologica su cui è posto il paese di San Giuliano di Puglia. Questo effetto è particolarmente presente nei polarigrammi delle stazioni Scl1, SGIB, Mil1, C147 e Vit1, presentati nella Fig.6.3.

L'unica stazione posizionata sulle argille che presenta una direzione di amplificazione in netto contrasto con le altre è SGP, in cui il massimo si trova a circa 90° rispetto alle direzioni prevalenti nelle altre stazioni. Va notato che questa stazione si trova al di fuori dell'asse principale della sella morfologica del paese di San Giuliano di Puglia.

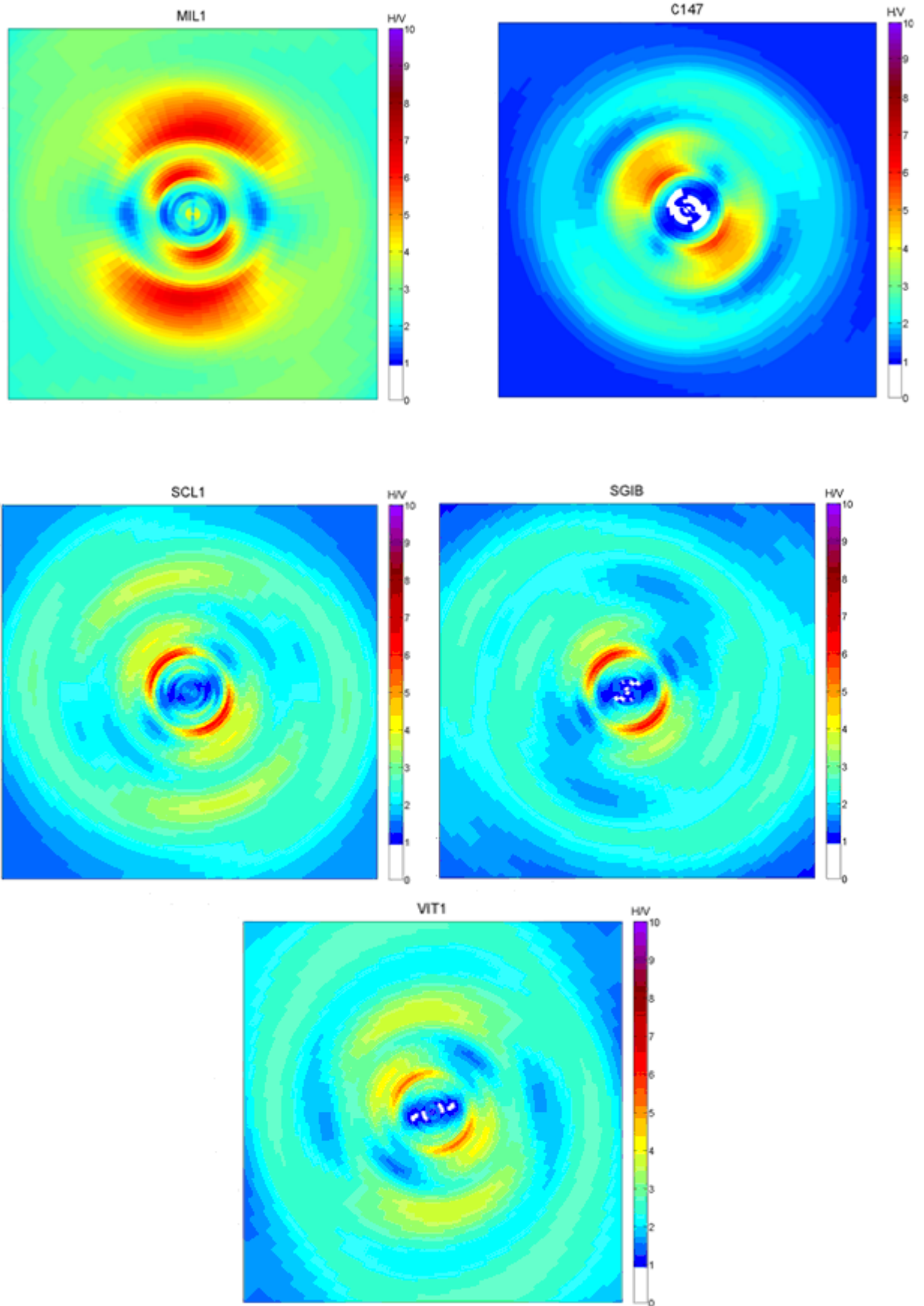


Fig. 6.3 Polarigrammi delle stazioni di Mil1, C147, Scl1, SGIB e Vit1

Diversamente le stazioni poste sul substrato roccioso poste nel centro storico del paese (SGIA, GI1, GI3, Chi1) non presentano una netta dipendenza dalla direzione nel range di frequenza analizzato (Fig. 6.4).

Quindi le direzioni osservate dell'amplificazione sembrerebbero dovute, oltre che alla struttura geologica sottostante le stazioni, anche alla particolare morfologia della collina di San Giuliano di Puglia. Un'ulteriore osservazione coerente con quelle appena esposte è quella data dal polarigramma della stazione TORR (Fig.6.5) posizionata a circa due chilometri di distanza dall'abitato di San Giuliano di Puglia su una morfologia meno acclive. Tale stazione è stata presa come riferimento nel lavoro di Cara et al. (2005).

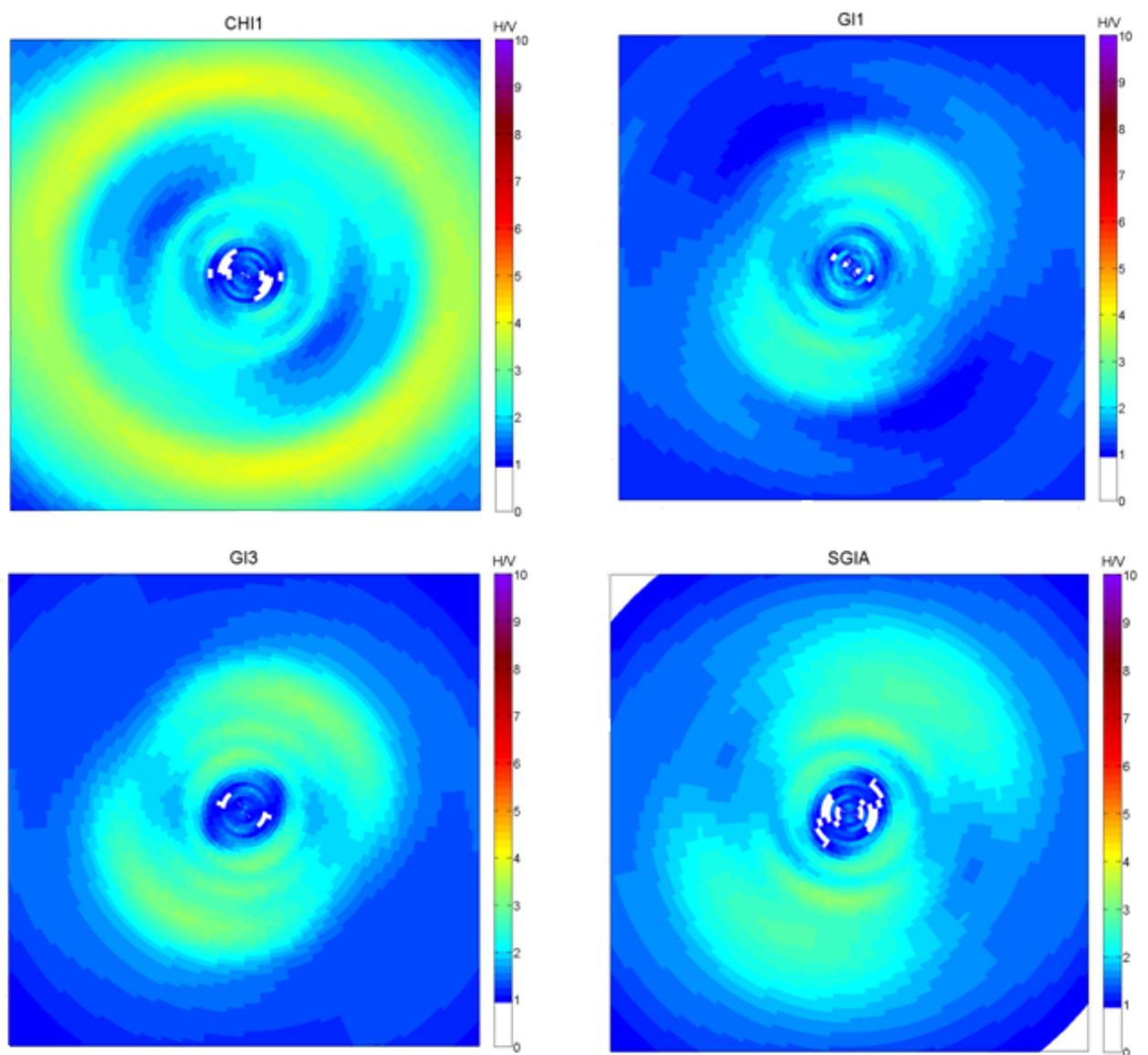


Fig. 6.4 Polarigrammi delle stazioni Chi1, GI1, GI3 e SGIA

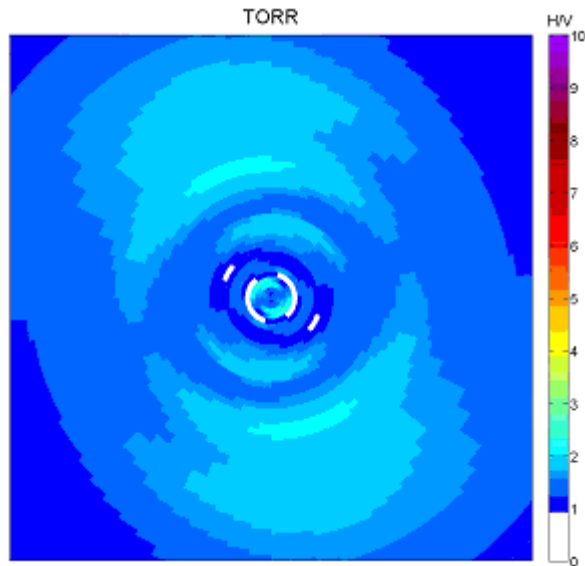


Fig. 6.5 Polarigramma della stazione di TORR

I risultati ottenuti in questo lavoro di tesi sono confrontabili con lavori precedenti in cui sono stati applicati metodi empirici per ottenere la risposta sismica a San Giuliano di Puglia.

Strollo et al. (2007) hanno calcolato l'HVSR sulle componenti NS ed EW del moto del terreno nel punto di osservazione SGS, osservando una differente amplificazione nella finestra di analisi comprendente la fase S dei terremoti; in particolar modo notano una maggiore espressione dell'amplificazione sulla componente EW. Come si può notare dalla Fig.6.6 anche in questo lavoro di tesi è stata osservata in quel punto una amplificazione espressa sulla componente EW; in particolar modo la maggior amplificazione si riscontra nella direzione 105°N , la quale si avvicina ai valori ottenuti per le stazioni poste vicino alla scuola di San Giuliano di Puglia. La leggera differenza nelle direzioni riscontrate in SGS rispetto alle altre stazioni vicine alla scuola potrebbero essere dovute al fatto che di SGS si disponeva di poche registrazioni (Tab. 5.1) su cui eseguire le analisi.

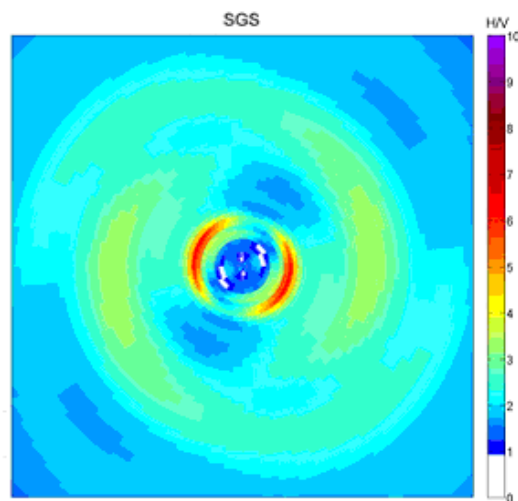


Fig. 6.6 Polarigramma della stazione SGS

Inoltre Strollo et al. (2007) notano che l'amplificazione a 2 Hz in SGS relativa alla fase S del terremoto si attenua se si calcola l'HVSR a partire dai terremoti di minor magnitudo. L'unica osservazione analoga che si riscontra nei risultati di questa tesi è relativa ai polarigrammi GI4 e Mil1(Fig.6.7). Per la stazione GI4 vengono riscontrati valori di amplificazione minore rispetto a Mil1. La base dati della stazione GI4 è composta da terremoti di bassa magnitudo, in quanto lo strumento dell'INGV-MI (si veda Cap. 4), è stato installato parecchi mesi dopo la sequenza sismica di ottobre-novembre 2002.

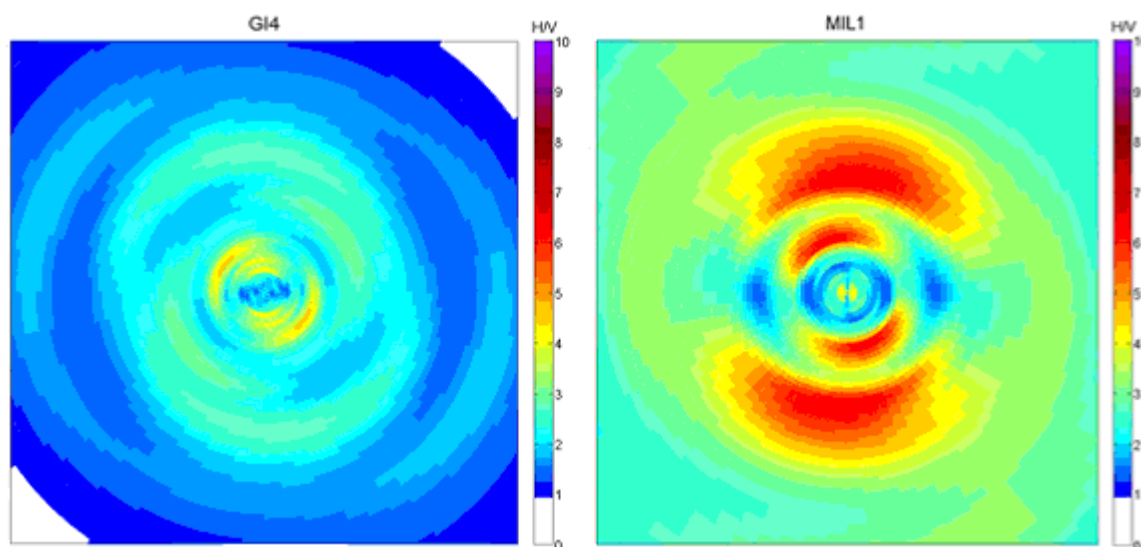


Fig. 6.7 Polarigrammi delle stazioni GI4 e Mil1

Al contrario lo strumento della stazione Mil1 ha registrato le repliche della sequenza sismica del 2002, fornendo quindi un dataset comprendente magnitudo maggiori rispetto a quelle del dataset di GI4. Tra i due polarigrammi, si osservano soprattutto dei differenti valori nelle ampiezze delle amplificazioni, mentre per quel che riguarda la dipendenza dalla direzione del moto le differenze sono minori. Quindi sembrerebbe confermata la dipendenza dell'amplificazione dalla magnitudo del terremoto per quel che riguarda il dataset di registrazioni utilizzato (si veda Cap.4).

Sia in Strollo et al. (2008) per quel che riguarda gli HVSR, sia in Cara et al. (2005) per quel che riguarda gli SSR sono state osservate delle amplificazioni del moto tra i 4 e 10 Hz relative ad una finestra di analisi comprendente la coda dei terremoti. Tali amplificazioni non sono evidenti negli HVSR visti nel lavoro di questa tesi i quali riguardano la finestra vicina alla fase S dei terremoti. Quindi l'analisi svolta con gli HVSR non vuole dare una completa descrizione della risposta al sito di San Giuliano di Puglia, ma permette comunque di mettere in evidenza il carattere complesso della risposta sismica nel Comune di San Giuliano di Puglia

che non può essere interpretata con semplici modelli monodimensionali. Gli effetti legati alla morfologia di San Giuliano di Puglia, che sperimentalmente si evidenziano con una dipendenza fortemente direzionale del picco di ampiezza, evidenziato dall'analisi HVSR, si conferma anche dalle modellazioni teoriche, sia 2D che 3D, elaborate nel Progetto INGV-DPC S3 (2007) e Puglia (2007).

In conclusione, il presente lavoro di tesi ha contribuito ad aumentare le conoscenze sugli effetti di sito che si sono manifestati in occasione degli eventi sismici del 2002 al sito di San Giuliano di Puglia. Uno dei contributi maggiori è stata l'ampia e completa raccolta di tutte le registrazioni sismiche effettuate all'interno dell'abitato di San Giuliano di Puglia, organizzando ed rendendo omogenei i dati provenienti da differenti fonti. Questa operazione, effettuata per la prima volta su tali dati, ha permesso di analizzare attraverso il metodo empirico HVSR l'area che si estende dalla parte più moderna fino al centro storico di San Giuliano di Puglia, la quale si estende lungo una stretta sella morfologica. Perciò, è stato possibile ottenere una valutazione d'insieme, confrontando le varie osservazioni sia con le caratteristiche geologiche che con quelle morfologiche ed evidenziando fenomeni dovuti alla complessità tridimensionale del sito analizzato.

APPENDICE

Allegato 1) Definizione di Vulnerabilità

La vulnerabilità nella sua definizione più classica è la predisposizione al danneggiamento.

La vulnerabilità sismica di un edificio può essere definita come il suo comportamento descritto attraverso una legge causa-effetto in cui la causa è un terremoto e l'effetto è il danno.

Il danno, a sua volta, può essere definito come funzione dell'azione sismica (A) e della vulnerabilità (V). Le relazioni vulnerabilità – danno vengono formulate sulla base di studi statistici che a loro volta si basano sulle osservazioni del danneggiamento in seguito ad un evento sismico.

La valutazione della vulnerabilità sul costruito ordinario si basa sull'analisi di campioni in grande numero; le metodologie devono basarsi su pochi parametri empirici essenziali e la loro validazione non può prescindere da osservazioni di danni provocati da terremoti reali.

In Italia vengono utilizzate principalmente due metodologie distinte che utilizzano schede denominate di I e di II livello, sviluppate dal Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti (GNDT).

I livello

La scheda di I livello serve per effettuare una misura dettagliata sui singoli elementi verticali ed orizzontali, per ottenere il livello complessivo di vulnerabilità attraverso un'opportuna media pesata. L'analisi dei dati raccolti, suddivisi per aree ad uguale risposta macrosismica e per tipologie edilizie omogenee, consente di ricavare, per ciascuna situazione, la distribuzione statistica dei danni. In questo livello vengono anche individuate diverse tipologie edilizie e definite alcune classi di vulnerabilità (A, B, C), per ognuna viene precisata la relazione input sismico-danneggiamento attraverso matrici di probabilità. Questa metodologia ha una robusta validità sperimentale.

II livello

Questa scheda, proposta da Benedetti e Petrini, si basa su un metodo ibrido di valutazione (Luzi, 2006). Si basa sull'analisi di una serie di informazioni circa le caratteristiche degli elementi costitutivi degli edifici; permette di valutare la vulnerabilità in funzione di un certo numero di parametri ritenuti rappresentativi della predisposizione di un edificio a subire danni

per effetto di un evento sismico. In questo metodo troviamo quattro classi di vulnerabilità, dalla A alla D, e la vulnerabilità viene considerata un indice numerico variabile tra 0 e 100. La vulnerabilità calcolata con il primo metodo non caratterizza il singolo edificio, ma lo colloca in una classe a differenza del secondo metodo che attribuisce un singolo parametro all'edificio.

Allegato 2) Il linguaggio di programmazione Matlab

MATLAB (abbreviazione di Matrix Laboratory) è un linguaggio di programmazione creato dalla Math Works e utilizzato per il calcolo numerico. Matlab[®] consente facili manipolazioni di matrici, visualizzazione di funzioni e dati, implementa algoritmi, consente la creazione di interfacce utente e si interfaccia con altri programmi. Matlab[®] è un sistema interattivo in cui l'elemento di base è un array. Questo permette la risoluzione di molti problemi di calcolo tecnici, in particolare quelli con formulazioni vettoriali e matriciali, attraverso algoritmi molto più semplici rispetto a quelli che sarebbero necessari in un programma in linguaggio scalare non interattivo quali C o il fortran.

Matlab[®] caratterizza una famiglia di soluzioni denominate toolboxes. I toolboxes sono raccolte di funzioni Matlab[®] (M-files) utilizzate per risolvere particolari categorie di problemi (<http://www.ciaburro.it>).

Routine per la trasformazione di un file sac dell'INGV-RM1 nel formato S6

```
listadir = dir ('*cor');
ldir = length ( listadir);
nf=1;
pt='1';
for i= 1:ldir      %crea una nuova cartella dove mettere i dati in uscita
    nomedirout = [listadir(i).name 'S6'];
    mkdir (nomedirout);
end
listadirS6 = dir ('*S6');
for i = 1:ldir
    i
    nomedir = listadir(i).name
    cd (nomedir)
    listafile = dir('*cor');
    nfile = length(listafile);    %lunghezza lista file
    for cartfile =1:nfile    %conta quanti file ci sono in ogni cartella
        filesac = listafile(cartfile).name;
        leggibinarysac
        cd ..
        nomedirS6 = listadirS6(i).name;
        cd (nomedirS6)
        SACToS6rm
```

```

        cd ..
        cd (nomedir)
        end
    cd ..
end
%SACToS6
%converte un file sac in formato S6-ASCII banca dati accelerometrica
traccia = headersac.datasac;
pga = max(abs(traccia));
switch filesac(16)
    case 'e'
        componente = 'WE';
    case 'n'
        componente = 'NS';
    case 'z'
        componente = 'UP';
    otherwise
        display('orrrrrrrroreeeeeeee!')
        return
end
o = num2str(headersac.nzhour)
if length(o)<2
    ora= ['0' o];
else
    ora= o;
end

m= num2str(headersac.nzmin)
if length(m)<2
    min = ['0' m];
else
    min = m;
end

s= num2str(headersac.nzsec)
if length(s)<2
    sec = ['0' s];
else
    sec = s;
end

anno = num2str(headersac.nzyear);
[vecdata,strdata] = calj(anno,headersac.nzjday);
gg= strdata(1:2);
mese= vecdata(2);
    nomefileS6 = [anno num2str(mese) gg '_' ora min sec 'INGVRM_']
headersac.kstnm(1:4) '_' componente 'C.VEL'];
fids6 = fopen(nomefileS6,'w');

fprintf(fids6,'%s\n',headersac.kevnm); % 1 riga nome terremoto

YYYYMMGG = [anno num2str(mese) gg];
fprintf(fids6,'%s\n',YYYYMMGG); % 2 riga data evento
fprintf(fids6,'\n') %3 Tempo origine
fprintf(fids6,'\n',headersac.evla); %4 Lat Ev
fprintf(fids6,'\n',headersac.evlo); %5 Lon Ev
fprintf(fids6,'\n',headersac.evdp); %6 Prof Ev
fprintf(fids6,'\n',headersac.user9); %7 ML
fprintf(fids6,'\n'); %8 Ms
fprintf(fids6,'\n'); %9 Mw
fprintf(fids6,'\n'); %10 tipo di faglia
fprintf(fids6,'%s\n',headersac.kstnm(1:4)); %11 codice stazione
fprintf(fids6,'\n'); %12 nome stazione

```

```

fprintf(fids6, '\n', headersac.stla); %13 Lat staz
fprintf(fids6, '\n', headersac.stlo); %14 Lon staz
fprintf(fids6, '\n', headersac.stel); %15 Quota staz
fprintf(fids6, '\n'); %16 classe EC8
fprintf(fids6, '\n'); %17 classe morfologica
fprintf(fids6, '\n', headersac.dist); %18 dist ep
fprintf(fids6, '\n', headersac.baz); %19 backaz
primocamp = [ora min sec '.000']; %tempo primo campione
fprintf(fids6, '%s\n', primocamp);
delta = num2str(headersac.delta);
fprintf(fids6, '%s\n', delta);
npts = num2str(headersac.npts);
fprintf(fids6, '%s\n', npts);
fprintf(fids6, '\n'); %23 durata
fprintf(fids6, '%s\n', componente);
fprintf(fids6, '%s\n', headersac.kuser2(1:3));
fprintf(fids6, '%s\n', headersac.kuser0);
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '%f\n', pga);
fprintf(fids6, '\n');
enteprop = 'INGVRM';
fprintf(fids6, '%s\n', enteprop);
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '%s\n', 'REMOVED');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '\n');
fprintf(fids6, '%e\n', traccia);
fclose all

```

Routine Matlab[®] per la lettura di un file dell'UNIBAS

```

fidpz= fopen('018SGS0v.dat', 'r');
dir
headerpz.nomev=fgetl(fidpz) %1 riga nome terremoto
headerpz.dataev=fgetl(fidpz) %2 riga data
headerpz.tlcamp=fgetl(fidpz) %3 riga tempo primo campione
headerpz.latev=fgetl(fidpz) %4 riga latitudine evento
headerpz.lonev=fgetl(fidpz) %5 riga longitudine evento
headerpz.v1=fgetl(fidpz)
headerpz.v2=fgetl(fidpz)
headerpz.v3=fgetl(fidpz)
headerpz.v4=fgetl(fidpz)
headerpz.codstaz=fgetl(fidpz) %10 codice della stazione
headerpz.v5=fgetl(fidpz)
headerpz.latstaz=fgetl(fidpz) %12 latitudine stazione
headerpz.lonstaz=fgetl(fidpz) %13 longitudine stazione
headerpz.v6=fgetl(fidpz)
headerpz.v7=fgetl(fidpz)
headerpz.v8=fgetl(fidpz)
headerpz.v9=fgetl(fidpz)
headerpz.v10=fgetl(fidpz)
headerpz.delta=fgetl(fidpz) %19 passo di campionamento

```

```

headerpz.ncamp=fgetl(fidpz) %20 numero di campioni
headerpz.durata=fgetl(fidpz)
headerpz.componente=fgetl(fidpz) %22 componente NS WE UP
headerpz.umis=fgetl(fidpz) %23 unità di misura
headerpz.strumento=fgetl(fidpz) %24 tipo di strumento
headerpz.v11=fgetl(fidpz)
headerpz.v12=fgetl(fidpz)
headerpz.v13=fgetl(fidpz)
headerpz.v14=fgetl(fidpz)
headerpz.v15=fgetl(fidpz)
headerpz.v16=fgetl(fidpz)
headerpz.v17=fgetl(fidpz)
headerpz.v18=fgetl(fidpz)
headerpz.filtro=fgetl(fidpz) %33 filtrato in alte e basse frequenze
headerpz.v19=fgetl(fidpz)
headerpz.v20=fgetl(fidpz)

```

Routine leggibinarysac fornita dall'INGV-MI

```

fid=fopen (filesac,'r',pt);

h1=fread (fid,70,'float32');
headersac(nf).delta = h1(1);
headersac(nf).depmin = h1(2);
headersac(nf).depmax = h1(3);
headersac(nf).scale = h1(4);
headersac(nf).odelta = h1(5);
headersac(nf).b = h1(6);
headersac(nf).e = h1(7);
headersac(nf).o = h1(8);
headersac(nf).a = h1(9);
headersac(nf).internal = h1(10);
headersac(nf).t0 = h1(11);
headersac(nf).t1 = h1(12);
headersac(nf).t2 = h1(13);
headersac(nf).t3 = h1(14);
headersac(nf).t4 = h1(15);
headersac(nf).t5 = h1(16);
headersac(nf).t6 = h1(17);
headersac(nf).t7 = h1(18);
headersac(nf).t8 = h1(19);
headersac(nf).t9 = h1(20);
headersac(nf).f = h1(21);
headersac(nf).resp0 = h1(22);
headersac(nf).resp1 = h1(23);
headersac(nf).resp2 = h1(24);
headersac(nf).resp3 = h1(25);
headersac(nf).resp4 = h1(26);
headersac(nf).resp5 = h1(27);
headersac(nf).resp6 = h1(28);
headersac(nf).resp7 = h1(29);
headersac(nf).resp8 = h1(30);
headersac(nf).resp9 = h1(31);
headersac(nf).stla = h1(32);
headersac(nf).stlo = h1(33);
headersac(nf).stel = h1(34);
headersac(nf).stdp = h1(35);
headersac(nf).evla = h1(36);
headersac(nf).evlo = h1(37);
headersac(nf).evel = h1(38);
headersac(nf).evdp = h1(39);
headersac(nf).unused1= h1(40);

```



```

headersac(nf).user0= h1(41);
headersac(nf).user1= h1(42);
headersac(nf).user2= h1(43);
headersac(nf).user3= h1(44);
headersac(nf).user4= h1(45);
headersac(nf).user5= h1(46);
headersac(nf).user6= h1(47);
headersac(nf).user7= h1(48);
headersac(nf).user8= h1(49);
headersac(nf).user9= h1(50);
headersac(nf).dist= h1(51);
headersac(nf).az= h1(52);
headersac(nf).baz= h1(53);
headersac(nf).gcarc= h1(54);
headersac(nf).internal1= h1(55);
headersac(nf).internal2= h1(56);
headersac(nf).depmen= h1(57);
headersac(nf).cmpaz= h1(58);
headersac(nf).cmpinc= h1(59);
headersac(nf).unused2= h1(60);
headersac(nf).unused3= h1(61);
headersac(nf).unused4= h1(62);
headersac(nf).unused5= h1(63);
headersac(nf).unused6= h1(64);
headersac(nf).unused7= h1(65);
headersac(nf).unused8= h1(66);
headersac(nf).unused9= h1(67);
headersac(nf).unused10= h1(68);
headersac(nf).unused11= h1(69);
headersac(nf).unused12= h1(70);

```

h2=fread(fid,40,'int32'); %seconda parte dell'header valori integer

```

headersac(nf).nzyear= h2(1);
headersac(nf).nzjday= h2(2);
headersac(nf).nzhour= h2(3);
headersac(nf).nzmin= h2(4);
headersac(nf).nzsec= h2(5);
headersac(nf).nz msec= h2(6);
headersac(nf).nvhdr= h2(7);
headersac(nf).internal3= h2(8);
headersac(nf).internal4= h2(9);
headersac(nf).npts= h2(10);
headersac(nf).internal5= h2(11);
headersac(nf).internal6= h2(12);
headersac(nf).unused13= h2(13);
headersac(nf).unused14= h2(14);
headersac(nf).unused15= h2(15);
headersac(nf).iftype= h2(16);
headersac(nf).idep= h2(17);
headersac(nf).iztype= h2(18);
headersac(nf).unused16= h2(19);
headersac(nf).iinst= h2(20);
headersac(nf).istreg= h2(21);
headersac(nf).ievreg= h2(22);
headersac(nf).ievtyp= h2(23);
headersac(nf).iqual= h2(24);
headersac(nf).isynt= h2(25);
headersac(nf).unused17= h2(26);
headersac(nf).unused18= h2(27);
headersac(nf).unused19= h2(28);
headersac(nf).unused20= h2(29);
headersac(nf).unused21= h2(30);

```

```

headersac(nf).unused22= h2(31);
headersac(nf).unused23= h2(32);
headersac(nf).unused24= h2(33);
headersac(nf).unused25= h2(34);
headersac(nf).unused26= h2(35);
headersac(nf).leven= h2(36);
headersac(nf).lpspol= h2(37);
headersac(nf).lovrok= h2(38);
headersac(nf).lcalda= h2(39);
headersac(nf).unused27= h2(40);
t1=fread(fid,8,'*char'); %terza parte dell'header campi carattere
headersac(nf).kstnm= t1';
t2=fread(fid,16,'*char');
headersac(nf).kevnrm= t2';
t3=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).khole= t3';
t4=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).ko= t4';
t5=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).ka= t5';
t6=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt0= t6';
t7=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt1= t7';
t8=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt2= t8';
t9=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt3= t9';
t10=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt4= t10';
t11=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt5= t11';
t12=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt6= t12';
t13=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt7= t13';
t14=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt8= t14';
t15=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kt9= t15';
t16=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kf= t16';
t17=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kuser0= t17';
t18=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kuser1= t18';
t19=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kuser2= t19';
t20=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kcmpnm= t20';
t21=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).knetwk= t21';
t22=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kdatrd= t22';
t23=fread(fid,8,'*char');
headersac(nf).kinst= t23';
headersac(nf).datasac= fread(fid,inf,'float32'); %traccia
fclose (fid);

```

Allegato 3) Il formato SAC

In generale un file sac è composto da 125 campi; i primi 70 sono numeri float, 32 numeri interi e 23 stringhe di caratteri. Nello specifico:

NPTS = numero di punti

B = Tempo di riferimento (valore iniziale variabile indipendente, in secondi)

E = valore finale (secondi)

IFTYPE = tipo di file

LEVEN = TRUE (dati equispaziati in tempo)

DELTA = passo di campionamento (ms)

IDEP = tipo iniziale variabile dipendente (per l'effettivo tipo vedere valore in USER0)

DEPMIN = valore minimo

DEPMAX = valore massimo

DEPMEN = valore medio

OMARKER = tempo origine; AMARKER = arrivo P; T0MARKER = arrivo S (in secondi rispetto al tempo di riferimento)

KZDATE = data di riferimento

KZTIME = tempo di riferimento

KINST = tipo digitalizzatore

KSTNM = sigla stazione

CMPAZ = azimuth componente (gradi in senso orario rispetto al Nord)

CMPINC = angolo incidenza (gradi dalla verticale)

STLA, STLO, STEL = coordinate geografiche della stazione sismica

EVLA = latitudine evento

EVLO = longitudine evento

EVDP = profondità

DIST = distanza ipocentrale (km)

AZ = azimuth evento stazione (gradi)

BAZ = azimuth stazione evento

GCARC = arco cerchio massimo stazione evento (gradi)

LOVROK = se TRUE permette di sovrascrivere file

USER0 = 1 Accelerazione (m/s*s)

= 2 Velocità in (m/s)

= 3 Spostamento (m)

USER1 = valore di picco

USER2 = Identificativo file di calibrazione:

KUSER0 = tipo sensore

KUSER1 = tipo filtro

LPSPOL = TRUE se componenti hanno polarità positiva

LCALDA = TRUE se DIST, AZ, BAZ e GCARC sono calcolate a partire dalle coordinate stazione ed evento

KCMPNM = componente del moto del suolo registrato (z,n,e) per verticale, Nord/Sud, Est/Ovest

Allegato 4) Il formato del Progetto S6

Il progetto si era posto come obiettivo quello di unificare i dati acquisiti da diversi enti nel corso degli ultimi decenni, migliorare la qualità dell'informazione e favorire l'accessibilità dei dati alla comunità scientifica.

Con questo Progetto la denominazione dei file è stata omogeneizzata partendo dal presupposto che il nome del file deve facilitarne la catalogazione per data, ora, numero di stazione e componente. Il nome deve perciò essere composto da: AAAAMMGG + _ + HHMMSS + NETWORK CODE + CODICE STAZIONE + COMPONENTE + FLAG_CORREZIONE . FORMATO, per una lunghezza totale di 33 caratteri.

In particolare:

AAAA = anno,

MM = mese evento,

GG = giorno,

HHMMSS = ora, minuti e secondi,

NETWORK CODE = Ente che ha effettuato la registrazione, con lunghezza di 5 caratteri,

CODICE STAZIONE = codice stazione con lunghezza di 5 caratteri,

COMPONENTE = NS, WE, UP con lunghezza di 2 caratteri,

FLAG_CORREZIONE = C corretto o X non corretto, con un solo carattere,

FORMATO = indica il tipo di formato, con lunghezza di 4 caratteri.

Anche le registrazioni hanno un formato preciso, le registrazioni finali devono essere in formato ASCII con un header caratterizzato da 43 righe, seguite dai valori di ogni singola registrazione. Nello specifico:

1. Denominazione evento
2. Data evento GMT (AAAAMMGG)

3. Tempo origine evento GMT (HHMMSS)
4. Latitudine evento (gradi decimali)
5. Longitudine evento (gradi decimali)
6. Profondità evento (km)
7. Magnitudo locale (Ml)
8. Magnitudo delle onde di superficie (Ms)
9. Magnitudo momento (Mw)
10. Meccanismo focale
11. Codice stazione
12. Nome stazione
13. Latitudine stazione (gradi decimali)
14. Longitudine stazione (gradi decimali)
15. Quota stazione (m.s.l.)
16. Classificazione geotecnica stazione (classificazione EC8)
17. Classificazione morfologica
18. Distanza epicentrale (km)
19. Backazimuth
20. Tempo primo campione GMT (hhmmss.dec)
21. Passo campionamento (s)
22. Numero di punti
23. Durata (s)
24. Componente (NS, WE, UP)
25. Unità misura (cm/s²)
26. Tipo strumento
27. Frequenza propria strumento (Hz)
28. Damping strumento
29. Sensitività (cm/g)
30. Fullscale (g)
31. Numero bits (analog to digital converter)
32. Pga non corretta/corretta (cm/s²)
33. Tempo corrispondente alla Pga non corretta/corretta
34. Ente proprietario del dato e codice archiviazione originale
35. Intensità epicentrale
36. Correzione della linea di base (REMOVED/NOT REMOVED)
37. Tipo filtro (Butterworth, Coseno, ..)
38. Ordine filtro
39. LP1 (frequenza passa basso 1)
40. LP2 (frequenza passa basso 2)
41. HP1 (frequenza passa alto 1)
42. HP2 (frequenza passa alto 2)
43. Tipo di dato (CORRECTED/NOT CORRECTED)

Allegato 5) Tabella degli eventi sismici raccolti nel database

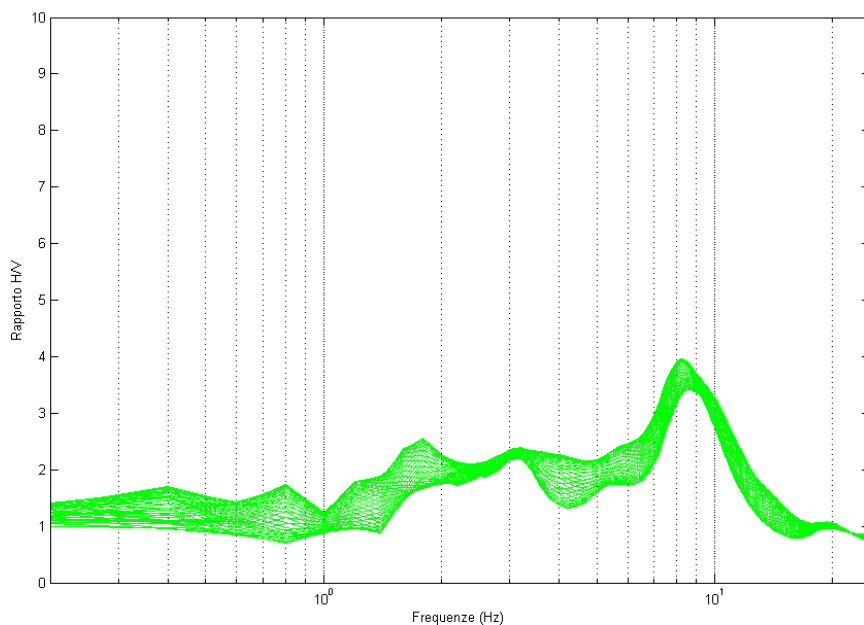
| ID | Dataev | Lat | Lon | depth | MI | Md | Fonti | Datoreale |
|----|------------|----------|----------|-------|----|-----|---------------------|-----------|
| 1 | 04/11/2002 | 41.697 | 14.829 | 14.81 | | 4.9 | 4.3Unige_Bol | B |
| 2 | 04/11/2002 | 41.69633 | 14.821 | 15.22 | | 4.4 | 4.1Unige_Bol | B |
| 3 | 04/11/2002 | 41.6891 | 14.8215 | 13.93 | | 3.9 | 3.6Unige_Bol | B |
| 4 | 04/11/2002 | 41.7035 | 14.8726 | 14.9 | | 4.1 | 3.6Unige_Bol | B |
| 5 | 04/11/2002 | 41.69183 | 14.9225 | 8.87 | | 3.6 | 3.2Unige | B |
| 6 | 04/11/2002 | 41.69233 | 14.9198 | 9.19 | | 3.7 | 3.2Unige | B |
| 7 | 04/11/2002 | 41.68633 | 14.9045 | 11.41 | | | 3.3Unige_Retemp_Bol | B |
| 8 | 04/11/2002 | 41.6945 | 14.6637 | 71.69 | | | 2.1Retemp | A |
| 9 | 04/11/2002 | 41.6942 | 14.6897 | 71.31 | | | 2.2Retemp | A |
| 10 | 04/11/2002 | 41.76 | 14.94 | 10 | | | 1.9Retemp | A |
| 11 | 05/11/2002 | 41.7063 | 14.7973 | 5.78 | | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 12 | 05/11/2002 | 41.76 | 14.94 | 10 | | | 2.8Retamp | A |
| 13 | 05/11/2002 | 41.7417 | 14.7992 | 19.94 | | | 2.1Retemp | A |
| 14 | 05/11/2002 | 41.6688 | 14.9265 | 11.56 | | | 2.1Retemp | A |
| 15 | 05/11/2002 | 41.6823 | 14.8642 | 17.24 | | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 16 | 05/11/2002 | 41.6895 | 14.8582 | 16.48 | | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 17 | 05/11/2002 | 41.6918 | 14.8518 | 17.12 | | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 18 | 05/11/2002 | 41.6763 | 14.8428 | 12.59 | | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 19 | 05/11/2002 | 41.6863 | 14.8767 | 17.15 | | | 2.1Retemp | A |
| 20 | 05/11/2002 | 41.674 | 14.809 | 16.34 | | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 21 | 05/11/2002 | 41.69433 | 14.9425 | 13.61 | | 4.3 | 3.7Unige_Retemp_Bol | E |
| 22 | 05/11/2002 | 41.6903 | 14.8608 | 15.33 | | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 23 | 06/11/2002 | 41.6808 | 14.9193 | 8.32 | | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 24 | 06/11/2002 | 41.6815 | 14.80483 | 15.42 | | 3.9 | 3.3Unige_Retemp_Bol | A |
| 25 | 06/11/2002 | 41.6913 | 14.9213 | 12.05 | | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 26 | 07/11/2002 | 41.6878 | 14.8345 | 18.18 | | | 3Retemp_Bol | A |
| 27 | 07/11/2002 | 41.6902 | 14.859 | 16.16 | | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 28 | 07/11/2002 | 41.6802 | 14.7977 | 15.32 | | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 29 | 07/11/2002 | 41.684 | 14.9143 | 10.74 | | 3.5 | 3Unige_Retemp_Bol | A |
| 30 | 07/11/2002 | 41.79 | 14.87 | 10 | | | 1.9Retemp | A |
| 31 | 07/11/2002 | 41.702 | 14.775 | 8.784 | | | 2.8Retemp_Bol | A |
| 32 | 07/11/2002 | 41.6965 | 14.9137 | 10.54 | | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 33 | 07/11/2002 | 41.6933 | 14.7998 | 18.07 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 34 | 07/11/2002 | 41.6655 | 14.8055 | 15.7 | | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 35 | 07/11/2002 | 41.6927 | 14.9078 | 12.16 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 36 | 07/11/2002 | 41.601 | 14.635 | 5 | | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 37 | 08/11/2002 | 41.6855 | 14.9218 | 16.41 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 38 | 08/11/2002 | 41.6905 | 14.94667 | 13.15 | | 3 | 2.8Unige_Retemp_Bol | A |
| 39 | 08/11/2002 | 41.70233 | 14.92533 | 13.57 | | 3.6 | 3Unige_Retemp_Bol | A |
| 40 | 08/11/2002 | 41.6835 | 14.8282 | 15.67 | | | 2.2Retemp | A |
| 41 | 08/11/2002 | 41.6913 | 14.9147 | 11.68 | | | 2Retemp_Bol | A |
| 42 | 08/11/2002 | 41.684 | 14.8335 | 17.86 | | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 43 | 08/11/2002 | 41.7057 | 14.8612 | 18.17 | | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 44 | 08/11/2002 | 41.6992 | 14.9143 | 14.72 | | | 2.2Retemp | A |
| 45 | 08/11/2002 | 41.6963 | 14.8653 | 14.43 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 46 | 09/11/2002 | 41.6957 | 14.8462 | 17.41 | | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 47 | 09/11/2002 | 41.6957 | 14.804 | 18.98 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 48 | 09/11/2002 | 41.6972 | 14.893 | 13.71 | | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 49 | 09/11/2002 | 41.6932 | 14.8432 | 17.68 | | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 50 | 09/11/2002 | 41.7043 | 14.927 | 14.18 | | | 2.3Retemp_Bol | A |

| | | | | | | | |
|-----|------------|----------|----------|-------|-----|---------------------|---|
| 51 | 09/11/2002 | 41.666 | 14.787 | 10 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 52 | 09/11/2002 | 41.708 | 14.776 | 10 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 53 | 09/11/2002 | 41.667 | 14.885 | 10 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 54 | 09/11/2002 | 41.69967 | 14.855 | 14.77 | 4 | 3.6Unige_Retemp_Bol | E |
| 55 | 09/11/2002 | 41.653 | 14.788 | 10 | | 3.3Retemp_Bol | A |
| 56 | 09/11/2002 | 41.677 | 14.831 | 10 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 57 | 09/11/2002 | 41.701 | 14.82 | 10 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 58 | 09/11/2002 | 41.762 | 14.7768 | 18.87 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 59 | 09/11/2002 | 41.661 | 14.948 | 10 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 60 | 09/11/2002 | 41.654 | 14.826 | 10 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 61 | 10/11/2002 | 41.65 | 14.853 | 10 | | 2.8Retemp_Bol | A |
| 62 | 10/11/2002 | 41.682 | 14.846 | 12.94 | 3.6 | 3.6Retemp_Bol | F |
| 63 | 10/11/2002 | 41.688 | 14.846 | 14.42 | | 2.9Retemp_Bol | G |
| 64 | 10/11/2002 | 41.67 | 14.795 | 10 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 65 | 10/11/2002 | 41.727 | 14.765 | 10 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 66 | 10/11/2002 | 41.691 | 14.855 | 10 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 67 | 10/11/2002 | 41.702 | 14.929 | 10 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 68 | 10/11/2002 | 41.693 | 14.801 | 10 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 69 | 11/11/2002 | 41.6858 | 14.8085 | 15.99 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 70 | 11/11/2002 | 41.6932 | 14.8533 | 16.88 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 71 | 11/11/2002 | 41.6927 | 14.9248 | 18.67 | | 2.9Retemp_Bol | A |
| 72 | 11/11/2002 | 41.6977 | 14.8582 | 17.31 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 73 | 11/11/2002 | 41.707 | 14.867 | 15.08 | 4 | 3.5Unige_Retemp_Bol | F |
| 74 | 11/11/2002 | 41.69733 | 14.947 | 14.01 | 3.9 | 3.3Unige_Retemp_Bol | F |
| 75 | 11/11/2002 | 41.7002 | 14.9413 | 16.87 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 76 | 12/11/2002 | 41.687 | 14.8095 | 18.18 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 77 | 12/11/2002 | 41.70017 | 14.80583 | 18.33 | 5.2 | 4.2Unige_Retemp_Bol | F |
| 78 | 12/11/2002 | 41.6912 | 14.7967 | 18.33 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 79 | 12/11/2002 | 41.707 | 14.801 | 23.01 | | 2.2Bol | A |
| 80 | 12/11/2002 | 41.70383 | 14.803 | 16.4 | 4.3 | 3.6Unige_Retemp_Bol | F |
| 81 | 12/11/2002 | 41.7028 | 14.8287 | 18.38 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 82 | 12/11/2002 | 41.70383 | 14.8035 | 17.05 | 3.8 | 3.2Unige_Retemp_Bol | F |
| 83 | 12/11/2002 | 41.7838 | 14.8515 | 20.27 | | 2Retemp_Bol | A |
| 84 | 12/11/2002 | 41.704 | 14.80283 | 17.18 | 3.5 | 3Unige_Retemp_Bol | A |
| 85 | 12/11/2002 | 41.681 | 14.8238 | 18.15 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 86 | 12/11/2002 | 41.6962 | 14.8622 | 15.94 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 87 | 12/11/2002 | 41.6907 | 14.8632 | 16.77 | | 2Retemp_Bol | A |
| 88 | 12/11/2002 | 41.6955 | 14.863 | 16.79 | | 2Retemp_Bol | A |
| 89 | 12/11/2002 | 41.678 | 14.7943 | 18.01 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 90 | 12/11/2002 | 41.6813 | 14.9403 | 12.86 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 91 | 13/11/2002 | 41.7182 | 14.924 | 17.3 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 92 | 13/11/2002 | 41.7055 | 14.8178 | 19.02 | 4.1 | 3.4Unige_Retemp_Bol | G |
| 93 | 13/11/2002 | 41.6875 | 14.8013 | 17.68 | | 2.9Retemp_Bol | A |
| 94 | 13/11/2002 | 41.6943 | 14.7975 | 18.15 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 95 | 13/11/2002 | 41.6892 | 14.7965 | 17.53 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 96 | 13/11/2002 | 41.6908 | 14.782 | 16.84 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 97 | 13/11/2002 | 41.6978 | 14.7947 | 18.12 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 98 | 13/11/2002 | 41.7002 | 14.8975 | 14.16 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 99 | 13/11/2002 | 41.6892 | 14.8005 | 19.34 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 100 | 13/11/2002 | 41.6997 | 14.8685 | 18.96 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 101 | 13/11/2002 | 41.6913 | 14.7988 | 17.04 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 102 | 13/11/2002 | 41.7008 | 14.911 | 11.04 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 103 | 13/11/2002 | 41.6987 | 14.9148 | 11.87 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 104 | 13/11/2002 | 41.7045 | 14.8875 | 20.01 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 105 | 13/11/2002 | 41.6822 | 14.8115 | 17.33 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 106 | 13/11/2002 | 41.6777 | 14.8162 | 18.64 | | 2.7Retemp_Bol | A |

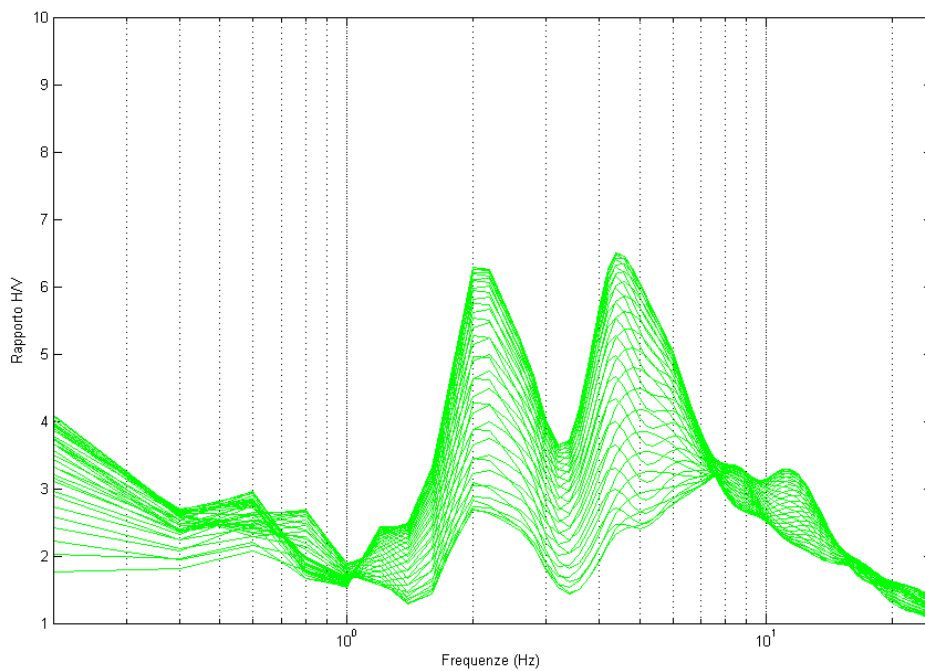
| | | | | | | | |
|-----|------------|----------|----------|--------|-----|---------------------|---|
| 107 | 14/11/2002 | 41.6985 | 14.8685 | 18.18 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 108 | 14/11/2002 | 41.6928 | 14.7865 | 17.77 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 109 | 14/11/2002 | 41.6777 | 14.7945 | 17.86 | | 2.9Retemp_Bol | A |
| 110 | 14/11/2002 | 41.6885 | 14.8168 | 19.86 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 111 | 14/11/2002 | 41.6953 | 14.8307 | 17.42 | | 1.8Retemp_Bol | A |
| 112 | 14/11/2002 | 41.6962 | 14.7927 | 18.29 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 113 | 14/11/2002 | 41.6982 | 14.8268 | 16.48 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 114 | 14/11/2002 | 41.7018 | 14.7737 | 20.01 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 115 | 14/11/2002 | 41.673 | 14.9415 | 12.39 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 116 | 14/11/2002 | 41.688 | 14.8075 | 18.35 | | 2.9Retemp_Bol | A |
| 117 | 14/11/2002 | 41.6965 | 14.7793 | 15.17 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 118 | 14/11/2002 | 41.697 | 14.8721 | 15.37 | | 1.9Retemp_Bol | A |
| 119 | 15/11/2002 | 41.6745 | 14.789 | 16.77 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 120 | 15/11/2002 | 41.6892 | 14.8055 | 17.56 | | 2.8Retemp_Bol | A |
| 121 | 15/11/2002 | 41.6895 | 14.8103 | 17.11 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 122 | 16/11/2002 | 41.69133 | 14.5831 | 17.88 | 4.2 | 3.3Unige_Retemp_Bol | G |
| 123 | 16/11/2002 | 41.69217 | 14.93133 | 12.69 | 3.5 | 3Unige_Bol | C |
| 124 | 17/11/2002 | 41.6898 | 14.8277 | 15.89 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 125 | 17/11/2002 | 41.7022 | 14.9718 | 14.96 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 126 | 17/11/2002 | 41.702 | 14.8462 | 16 | | 2.2Retemp_Bol | A |
| 127 | 17/11/2002 | 41.6967 | 14.803 | 16.79 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 128 | 17/11/2002 | 41.69083 | 14.80533 | 13.53 | 3.6 | 3.2Unige_Retemp_Bol | G |
| 129 | 21/11/2002 | 41.6913 | 14.8287 | 17.92 | | 2.4Retemp_Bol | A |
| 130 | 21/11/2002 | 41.7068 | 14.9412 | 18.46 | | 2.5Retemp_Bol | A |
| 131 | 22/11/2002 | 41.6905 | 14.803 | 17.16 | | 2.7Retemp_Bol | A |
| 132 | 23/11/2002 | 41.689 | 14.806 | 15.83 | | 2.9Retemp_Bol | A |
| 133 | 24/11/2002 | 41.6918 | 14.8052 | 13.62 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 134 | 24/11/2002 | 41.6958 | 14.849 | 16.24 | | 1.9Retemp_Bol | A |
| 135 | 25/11/2002 | 41.6647 | 14.6418 | 25.28 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 136 | 25/11/2002 | 41.7055 | 15.0067 | 24.87 | | 2.6Retemp_Bol | A |
| 137 | 25/11/2002 | 41.6982 | 14.8607 | 23.36 | | 2.3Retemp_Bol | A |
| 138 | 25/11/2002 | 41.699 | 14.8633 | 16.96 | | 2.1Retemp_Bol | A |
| 139 | 02/12/2002 | 41.6786 | 14.90566 | 3.53 | 4 | 4Bol | C |
| 140 | 28/05/2003 | | | | | | D |
| 141 | 28/05/2003 | | | | | | D |
| 142 | 05/06/2003 | | | | | | D |
| 143 | 15/06/2003 | 41.663 | 14.922 | 10.943 | | 3.1Bol | D |
| 144 | 03/07/2003 | | | | | | D |
| 145 | 05/07/2003 | 41.69 | 14.87 | 13.3 | | 2.6Bol | D |
| 146 | 06/07/2003 | | | | | | D |
| 147 | 08/07/2003 | 41.713 | 14.92 | 9.402 | | 2.5Bol | D |
| 148 | 31/07/2003 | 41.7 | 14.82 | 12.7 | | 2.4Bol | D |
| 149 | 01/08/2003 | 41.7 | 14.83 | 9.3 | | 2.6Bol | D |
| 150 | 03/08/2003 | 41.628 | 14.993 | 16.644 | | 2.3Bol | D |
| 151 | 04/08/2003 | | | | | | D |
| 152 | 05/08/2003 | 41.72 | 14.91 | 11.6 | | 2.7Bol | D |
| 153 | 05/08/2003 | 41.697 | 14.892 | 11.348 | | 2.1Bol | D |
| 154 | 14/08/2003 | | | | | | D |
| 155 | 16/08/2003 | 41.71 | 14.82 | 10.1 | | 2.9Bol | D |
| 156 | 19/08/2003 | 41.63 | 14.89 | 2.9 | | 3.1Bol | D |
| 157 | 20/08/2003 | | | | | | D |
| 158 | 22/08/2003 | 41.73 | 14.81 | 9.6 | | 2.3Bol | D |
| 159 | 23/08/2003 | 41.75 | 14.86 | 9.3 | | 2.5Bol | D |
| 160 | 25/08/2003 | | | | | | D |
| 161 | 28/08/2003 | | | | | | D |
| 162 | 28/08/2003 | | | | | | D |

| | | | | | | |
|-----|------------|--------|--------|--------|---------------|---|
| 163 | 04/09/2003 | 41.73 | 14.89 | 11.7 | 2.1Bol | D |
| 164 | 04/09/2003 | 41.73 | 14.82 | 11.8 | 2.1Bol | D |
| 165 | 06/09/2003 | | | | | D |
| 166 | 09/09/2003 | | | | | D |
| 167 | 14/09/2003 | | | | | D |
| 168 | 17/09/2003 | | | | | D |
| 169 | 17/09/2003 | | | | | D |
| 170 | 17/09/2003 | | | | | D |
| 171 | 18/09/2003 | | | | | D |
| 172 | 18/09/2003 | | | | | D |
| 173 | 18/09/2003 | | | | | D |
| 174 | 19/09/2003 | | | | | D |
| 175 | 19/09/2003 | | | | | D |
| 176 | 19/09/2003 | | | | | D |
| 177 | 19/09/2003 | | | | | D |
| 178 | 22/09/2003 | | | | | D |
| 179 | 22/09/2003 | 41.68 | 14.87 | 9.3 | 2.7Bol | D |
| 180 | 28/09/2003 | | | | | D |
| 181 | 14/10/2003 | | | | | D |
| 182 | 16/10/2003 | | | | | D |
| 183 | 20/10/2003 | 41.668 | 14.82 | 15.569 | 2.1Bol | D |
| 184 | 20/10/2003 | | | | | D |
| 185 | 21/10/2003 | 41.65 | 14.85 | 16 | 2.1Bol | D |
| 186 | 24/10/2003 | | | | | D |
| 187 | 31/10/2003 | 41.73 | 14.84 | 10 | 2Bol | D |
| 188 | 05/11/2003 | 41.91 | 14.83 | 10 | 2.5Bol | D |
| 189 | 05/11/2003 | 41.697 | 14.938 | 9 | 2.6Retemp_Bol | D |
| 190 | 06/11/2003 | | | | | D |
| 191 | 09/11/2003 | 42 | 15.59 | 5.9 | 3.1Bol | D |
| 192 | 10/11/2003 | | | | | D |
| 193 | 13/11/2003 | 41.66 | 14.76 | 10 | 2.4Bol | D |
| 194 | 14/11/2003 | 41.649 | 14.807 | 6.301 | 2.4Boll | D |
| 195 | 15/11/2003 | | | | | D |
| 196 | 15/11/2003 | 41.657 | 14.836 | 10 | 2.3Bol | D |
| 197 | 21/11/2003 | 41.656 | 14.912 | 10 | 2.3Bol | D |
| 198 | 21/11/2003 | 41.68 | 14.81 | 4 | 3.4Bol | D |
| 199 | 21/11/2003 | 41.68 | 14.81 | 10 | 2.9Bol | D |
| 200 | 21/11/2003 | 41.652 | 14.808 | 10 | 2.4Bol | D |
| 201 | 21/11/2003 | 41.684 | 14.78 | 10 | 2.4Bol | D |
| 202 | 21/11/2003 | 41.66 | 14.84 | 10 | 2.3Bol | D |
| 203 | 23/11/2003 | 41.73 | 14.83 | 8.8 | 2.6Bol | D |
| 204 | 23/11/2003 | 41.782 | 14.799 | 8.628 | 2.8Bol | D |
| 205 | 24/11/2003 | 41.708 | 14.803 | 15.2 | 2.7Bol | D |
| 206 | 24/11/2003 | 41.7 | 14.81 | 10.2 | 2.5Bol | D |
| 207 | 25/11/2003 | | | | | D |
| 208 | 29/11/2003 | 41.722 | 14.819 | 3.39 | 2.9Bol | D |

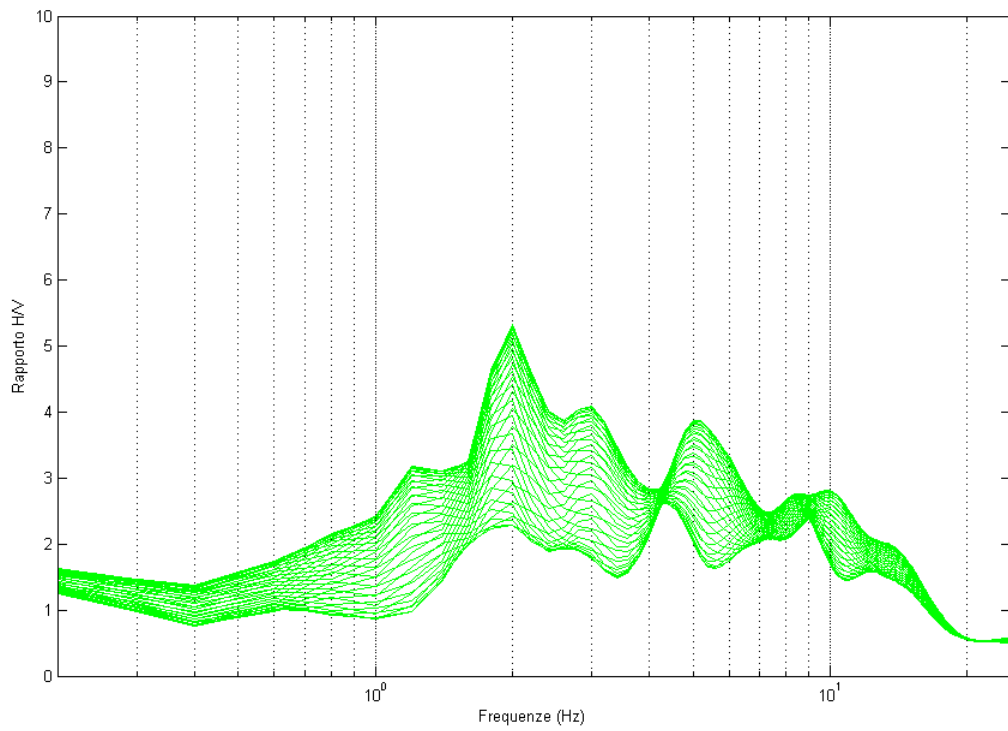
Allegato 6) Rappresentazione delle medie dei rapporti HVSR ruotati per azimuth per stazioni analizzate



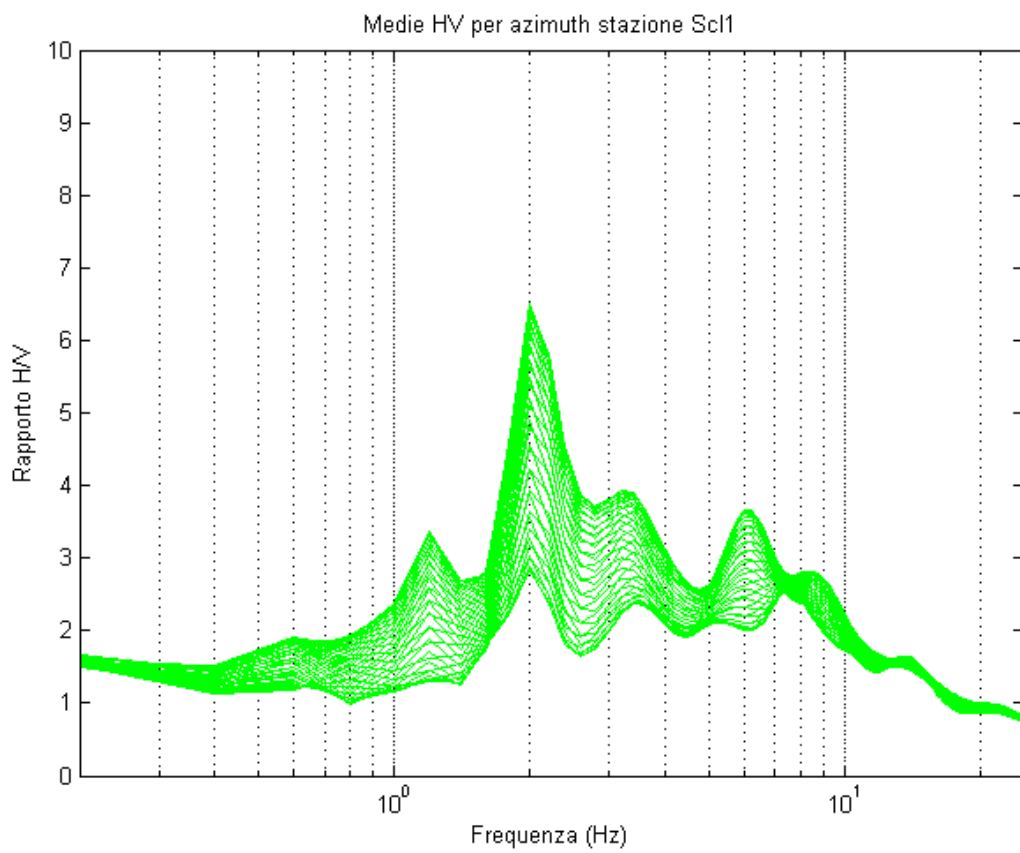
Stazione Chi1



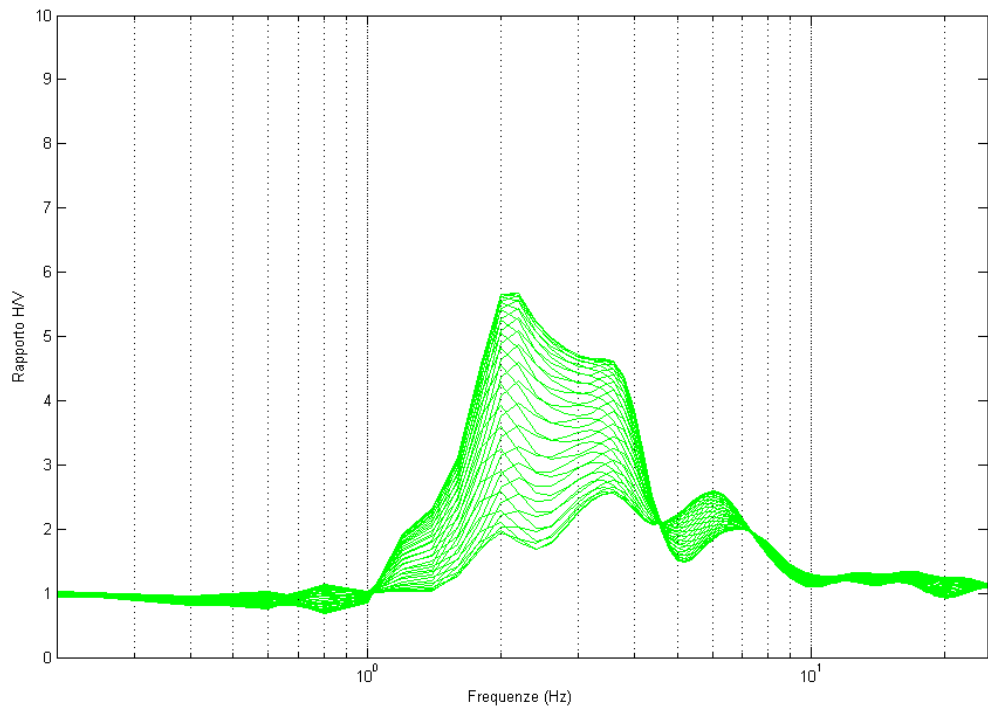
Stazione Mil1



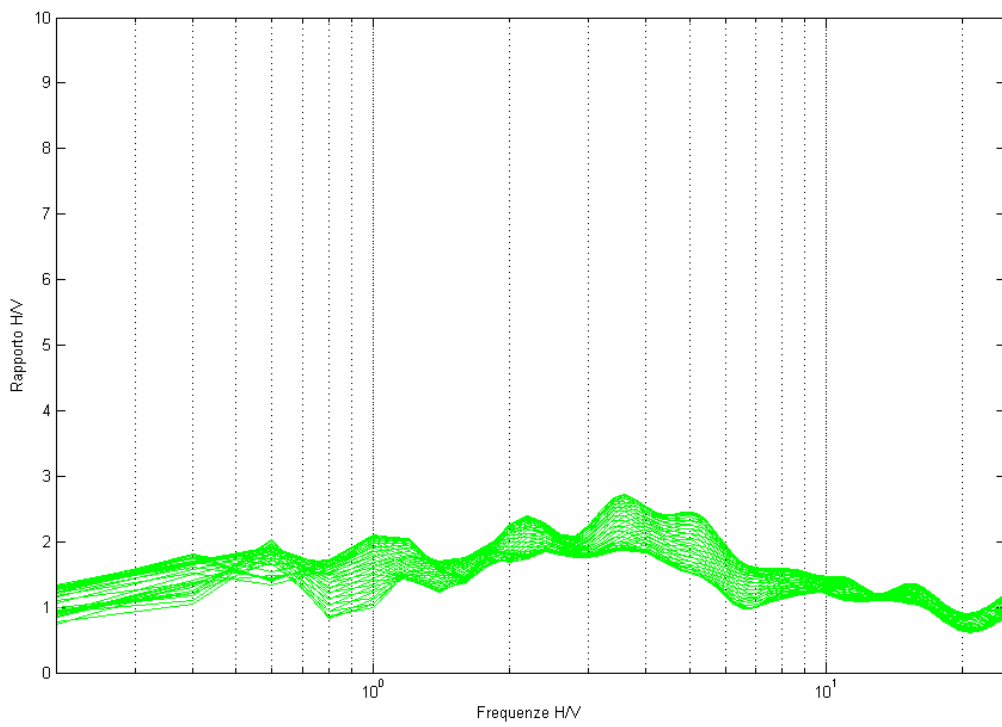
Stazione Vit1



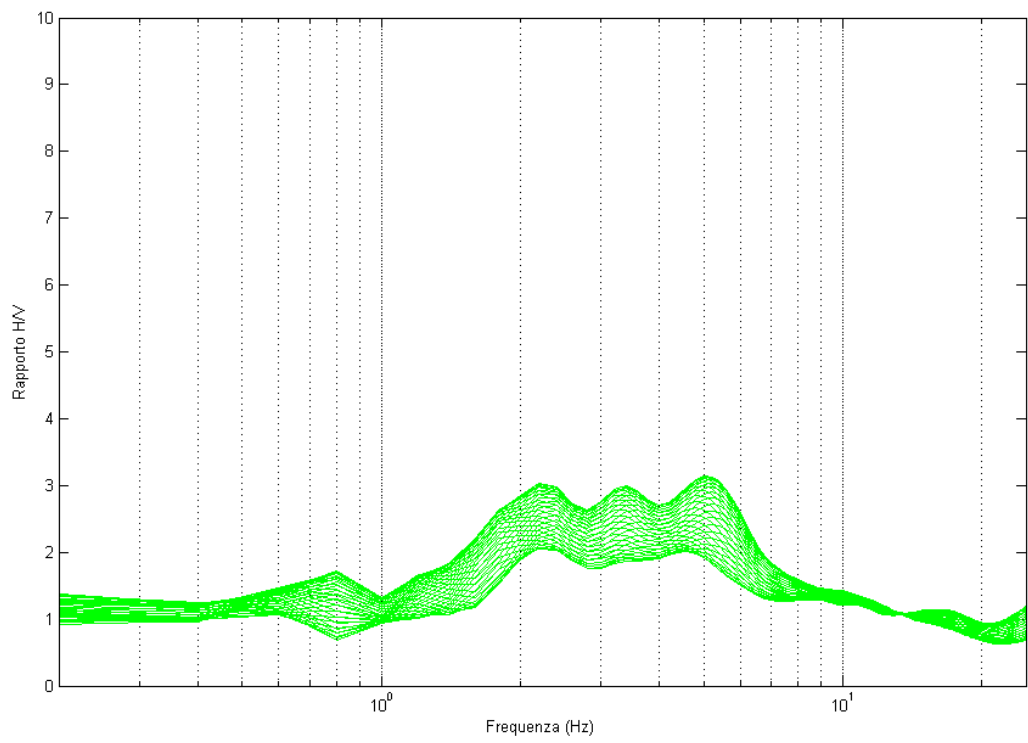
Stazione Scl1



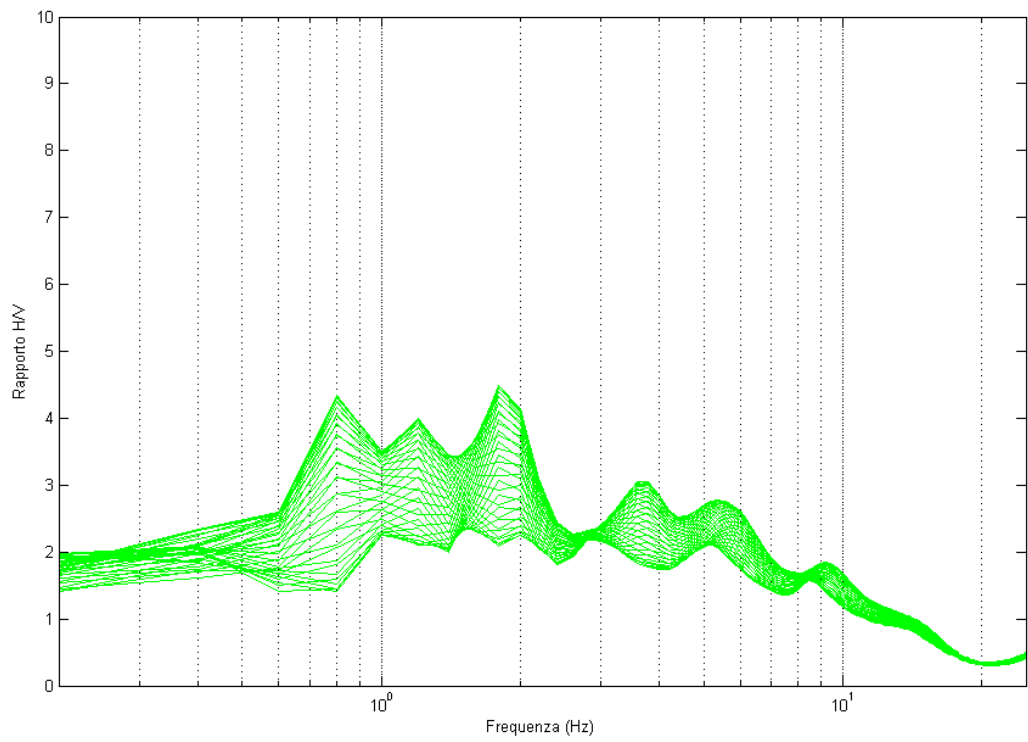
Stazione C147



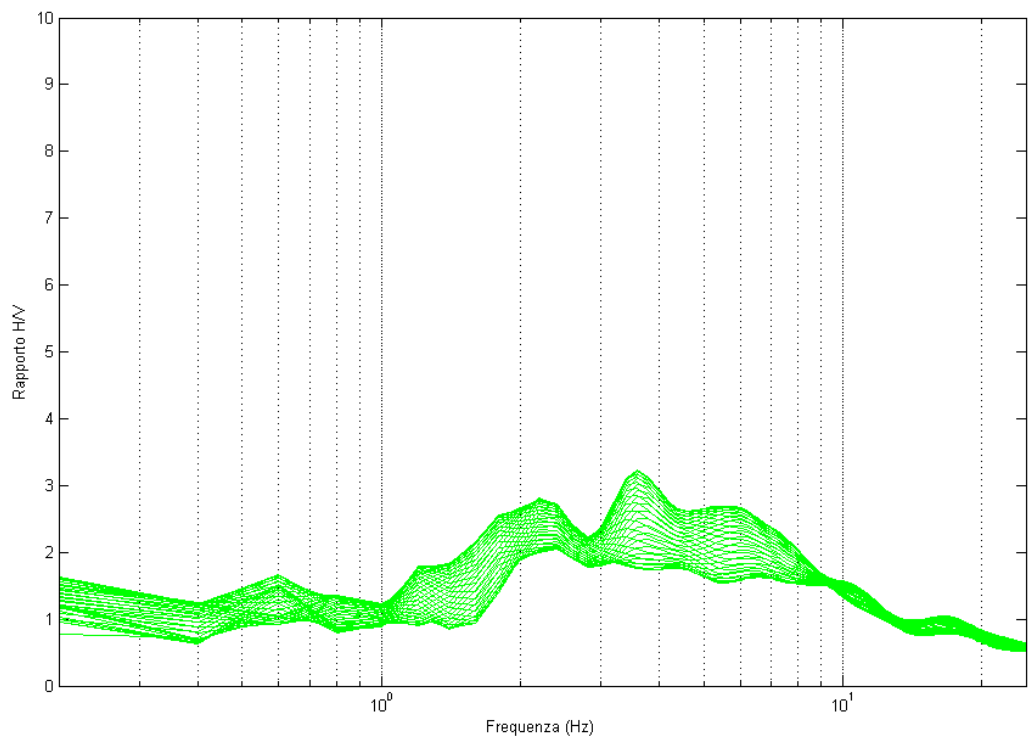
Stazione GI1



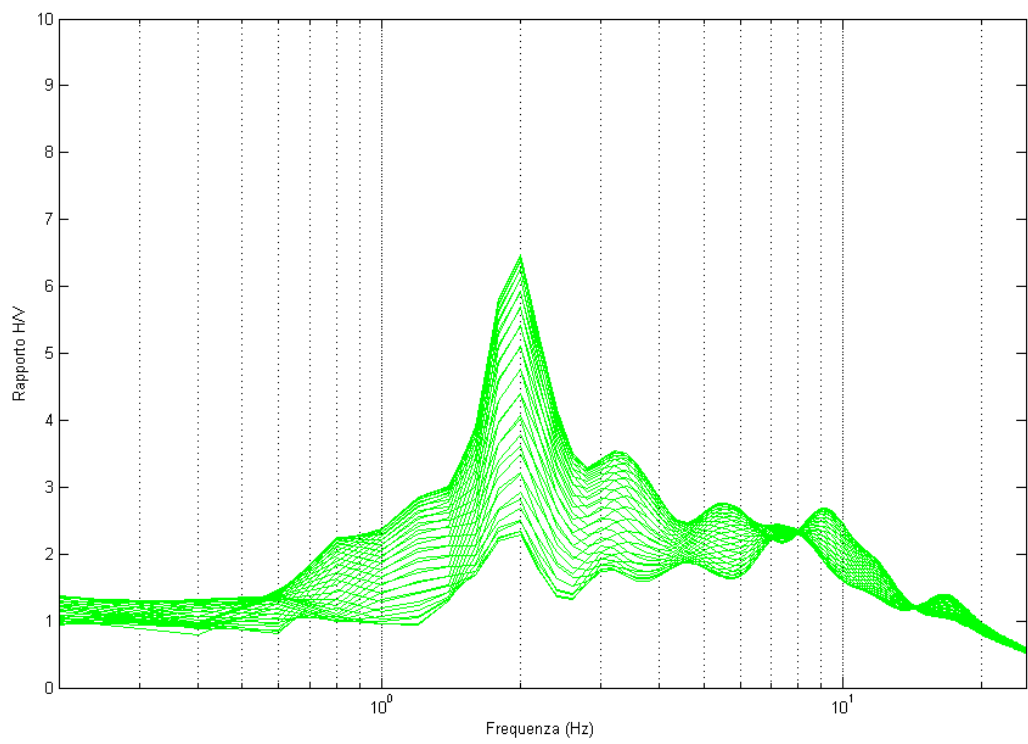
Stazione GI3



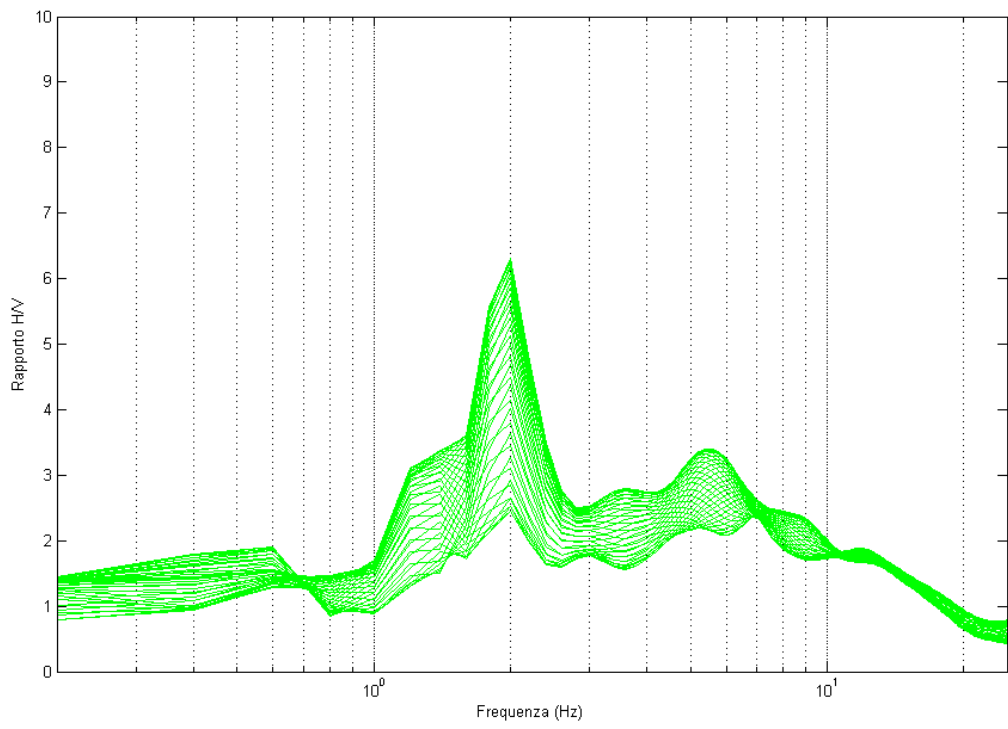
Stazione GI4



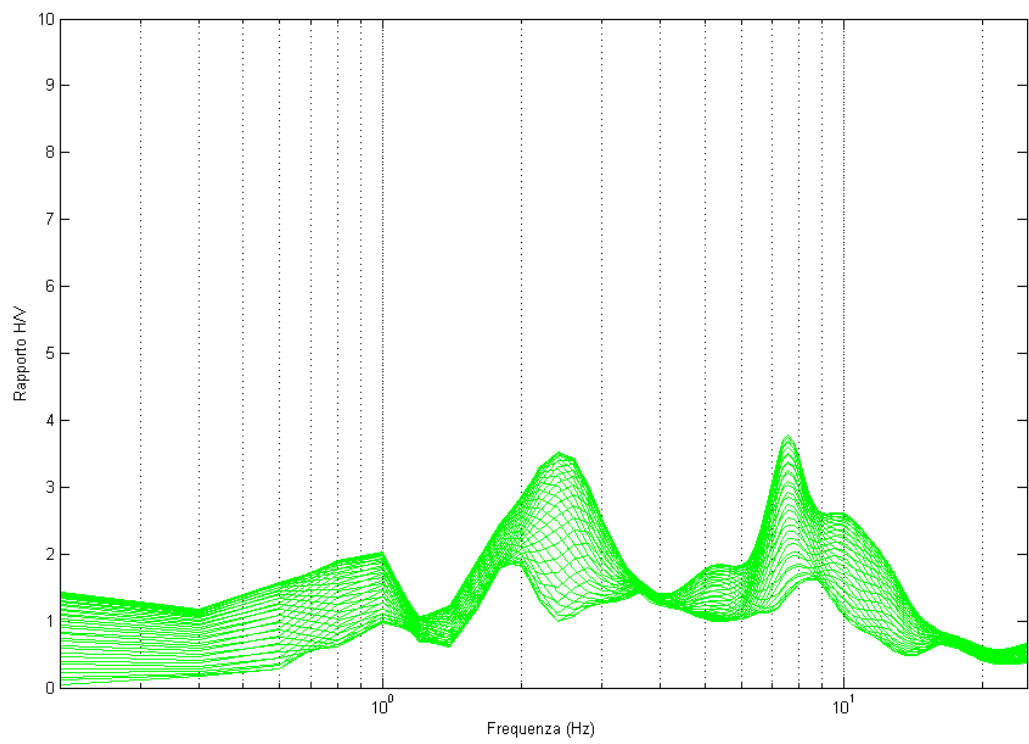
Stazione SGIA



Stazione SGIB



Stazione SGS



Stazione SGP

BIBLIOGRAFIA

- Aki K. (1988) 'Local site effects on strong ground motion' Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: recent advances in Ground motion evaluation, J. L. Von Thun (Ed.), Park City, Utah, ASCE, Geotechnical Special Publication, n. 20
- Aki K., Larner K. L. (1970) 'Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves' Jour. Geoph. Research, vol. 70
- Arias A (1970) 'A measure of earthquake intensity.' In: Hansen RJ (ed) Seismic design for nuclear power plants. MIT, Cambridge, MA, pp 438–483
- ATC (1978) 'Tentative provisions for the developments of seismic regulations for buildings' Applied Technology Council. U.S. Government Printing Office, Washington
- Augliera P., Mucciarelli M. et al. '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, Paper n.725
- 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. e Naso G. (2003). Rapporto finale sulla Microzonazione Sismica del centro abitato di San Giuliano di Puglia. Dipartimento di Protezione Civile, Roma.
- Bard Pierre-Yves, 1997 'Local effects on strong ground motion: physical basis and estimation methods in view of microzoning studies'
- 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.
- Boilla, L. F., Steidl, J.H., Gariel, J.C., and Archuleta, R. (2002), Borehole Response Studies at the Garner Valley Downhole Array, Southern California, Bull. Seismol. Soc. Am. 92, 3165–3179.
- Bormann, P., 2002, NMSOP – New Manual of Seismological Observatory Practice, IASPEI, GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany
- Brambati A., Carulli G. B., Cucchi F., Faccioli E., Onofri R., Stefanini S. e Ulcigrai F. (1980). 'Studio di microzonazione sismica nell'area di Tarcento (Friuli)' Ed. Cluet, Trieste.
- Cara, F., Rovelli A., Di Giulio G., Marra F., Braun T., Cultrera G., Azzara R. And Boschi E., 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 (Novembre 2002).

Capotorti F., Monachesi G., Mucciarelli M., Saò T., Trojani L., 1997 'Danneggiamenti ed effetti di sito nel terremoto umbro-marchigiano del settembre 1997' *Ingegneria Sismica*, vol. XIV, n 3

Castro, R.R., Mucciarelli, M., Pacor, F., and Petrangaro, C. (1997), S-wave Site Response Estimates Using Horizontal to Vertical Spectral Ratios, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 87, 256–260

Castro, R.R., Pacor, F., Bidi D., Franceschina G., and Luzi, L. (2004), Site Response of Strong Motion Stations in the Umbria Region, Central Italy, *Bull. Seismol Soc. Am.* 94, 576–590.

Celebi M. , 1995 'Northridge (California) earthquake: inique round motions and resulting spectral and site effects' *Proc. V International Conferece on Seismic Zation*, Nizza, francia, Vol. II

Chavez-Garcia F., Rodriguez M., Field E., Hatzfeld D. (1997) 'Topographic site effects. A comparison of two nonreference methods' *Bull. Seism. Soc. of America*, vol 87, n. 6

Chiappini, M., Meloni, A., Boschi, E., Faggioni, O., Beverini, N., Carmisciano, C., and Marson, I., 2000. Shaded relief magnetic anomaly map of Italy and surrounding marine areas, *Annali di Geofisica* 43 (5), 983–989.

Chiarabba C. et al., 2005 'Mainshocks and aftershocks of the 2002 molise seismic sequence, southern Italy' *Journal of Seismology*

Cooley, J. W. and Tukey J.W., 1965, An algorithm for machine calculation of complex Fourier series, *Math. Comp.*, 19, 297-301

Corrado, S., Di Bucci, D., Naso, G., and Butler, R. W. H., 1997. Thrusting and strike-slip tectonics in the Alto Molise region (Italy): Implications for the Neogene-Quaternary evolution of the central Apennine orogenic system, *J. Geol. Soc. (London)* 154, 679–688.

Dafalias Y. F. (1986), Bounding Surface Plasticity, I. Mathematical Foundation and the concept of Hypoplasticity, *Journal of Engineering Mechanics*, ASCE, Vol. 112, No, 9.

Decanini, L., Di Pasquale, G., Galli, P., Mollaioli, F., Sanò, T., 2004, Seismic hazard and seismic zonation of the region affected by the 2002 Molise, Italy, earthquake, *Earthquake Spectra*, 20, Issue S1, S191-S220, doi:10.1193/1.1765106.

De Gori, P., and Molise Working Group (2004). A first analysis of the 2002 Molise earthquake seismic sequence, 1st General Assembly of European Geosciences Union, 25–30 April 2004, Nice, France, *Geophys. Res. Abstr.* 6, 04040.

Di Grezia V., S. Baranello, A. Lemme, C. Pasquale, M. Dolce , G. Di Pasquale , A. G. Pizza , C. Eva , S. Lagomarsino , S. Podestà, G. Di Capua, S. Peppoloni, G. Cifani , A. Martinelli, 2006 'Sisma Molise 2002: il percorso della ricostruzione'

Doglionni, C., Harabaglia, P., Martinelli, G., Mongelli, F., and Zito, G., 1996a. A geodynamic model of the Southern Apennines accretionary prism, *Terra Nova* 8, 540–547.

Dolce, M., A. Masi, and G. Zuccaro (2003). Analisi sistematica del danneggiamento e della vulnerabilità sismica di San Giuliano di Puglia (CB), Gruppo Nazionale Difesa dai Terremoti, available from http://gndt.ingv.it/Att_scient/Molise2002/San_Giuliano/Vuln_San_Giuliano_int.htm, (in Italiano) (last accessed December 2003)

DPC, GNDT, and SSN, 2000. 1st Level Form for Damage Evaluation, Quick Interventions and Usability of Buildings in the Seismic Emergency (05/2000 rel.), Italy.

Earthquake Engineering Research Institute (EERI) (2003). Special earthquake report: preliminary observation on the October 31–November 1, 2002 Molise, Italy, earthquake sequence, available from www.eeri.org/lfe.pdf.italy_molise_eezi_report.pdf (last accessed December 2003)

Faccioli E. (1991) ‘Seismic amplification in the present of geological and topographical irregularities’ II Int. Conf. On Recent Advances in Geotech. Earthq. Eng. And Soli Dynamics, St. Louis, Missouri, Vol. 2

Festa A., Ghisetti F. e Vezzani L. (2006): Carta geologica del Molise. Scala 1:100.000 e Note illustrative. Litografia GEDA, Nichelino (To).

Field, E.H. (1996), Spectral Amplification in a Sediment Filled Valley Exhibiting Clear Basin-edge-induced Waves, *Bull. Seim. Soc. Am.* 86, 991–1005.

Field, E.H. and Jacob K., 1995, A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1127-1143

Friego, M., and Johnson S. G., 1998, FFTW: An Adaptive Software Architecture for the FFT, *Proc. of the International Conference on Acoustics, Speech, and Signal Processing*, 3, 1381-1384

Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Gallicchio S., Tropeano M., Lizza C. “HVSr measurements in the area damaged by the 2002 Molise, Italy earthquake”, in press on *Earthquake spectra*.2003.

Gazetas G. (1982) ‘Vibrational characteristics of soil deposits with variable wave velocity’ *Int. Journ. For Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, vol. 6

Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, Lee Minner (2003) SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.

Gruenthal G. (ed.) and the ESC Working Group Macroseismic Scales. “European Macroseismic Scale1998”. *Ch. Centre Europ. Geodyn. Sism.*, 15, 99 pp, 1998.

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.

Idriss J., Sun J. I. (1992) 'SHAKE91- A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soils deposits' University of California, Davis

Improta, L., Bonagura, M., Capuano, P., and Iannaccone, G., 2003. An integrated geophysical investigation of the upper crust in the epicentral area of the 1980, Ms 6.9, Irpinia earthquake (southern Italy), *Tectonophysics* 361, 139–169.

Jibson R. , 1987 'Summary of research on the effects of topographic amplification of earthquake shaking on slope stability' U. S. Geological Survey, Menlo Park, California.

Kanai, K. and Tanaka T., 1961, On microtremors, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 8, 39, 97-114

Kanai, K., Tanaka T. and Oada K., 1954, On microtremors, *Bulletin of Earthquake Research Institute*, University of Tokyo, 32

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.

Konno, K. and Ohmachi T., 1998, Ground-Motion Characteristic Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 228-241

Kramer S.L.(1996) 'Geotechnical earthquake engineering' Prentice-Hall, New Jersey

Lachet, C., Hatzfeld, D., Bard, P. Y., Theodulidis, N., Papaioannu, C., and Savvaidis, A. (1996), Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece): Comparison of Different Approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 86, 1692–1703.

Lanzo G., Silvestri F., 1999 'Risposta sismica locale'

Laurenzano G., E. Priolo (UR3), M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, F. Ponso (UR1), 2007

Lee M. K. W., Finn W.D.L. (1978) , DESRA –2 Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential' *Soil Mechanics Series n.38*, University of British Columbia, Vancouver

Lermo, J. and Chavez-Garcia, F.J. (1993), Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with only one Station, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 1574–1594.

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.
- Luzi Lucia 'Corso di Rischio Sismico' anno accademico 2005-2006
- Maffei Joe (2004) 'The 2002 Molise, Italy, Earthquake'
- Marzorati S. 'Fenomenologia del noise sismico ambientale: dalla conoscenza del segnale alle applicazioni empiriche'
- Maugeri M., Carruba P., Frenna S. M. (1988) 'Frequenze e modi di vibrazione dei terreni eterogenei' *Rivista Italiana di Geotecnica*, N. 3
- Microzonazione sismica di San Giuliano di Puglia – Rapporto preliminare della Commissione tecnico-scientifica (Decr. N. 1094 del 3.4.03)
- Morasca, P., Zolezzi F., Spallarossa D. and Luzi L., 2008, Ground motion models for the Molise region (Southern Italy), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 28, 198–211
- Mostardini, F., and Merlini, S., 1986. Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale, *Mem. Soc. Geol. Ital.* 35, 177–202.
- Mucciarelli M., Masi A., Vona M, Gallipoli M.R., Harabaglia P., Caputo R., Piscitelli S., Rizzo E.,
- Mucciarelli M., Gallipoli M.R., Masi A., Vona M., Ponzo F., Dolce M. "Evidence of soil-building resonance and building frequency shift during the 2002 Molise seismic sequence" submitted to *Bull. of Seism. Soc. Am.*, 2003. (b)
- Mucciarelli, M., Masi, A., Gallipoli, M.R., Harabaglia, P., Vona, M., Ponzo, 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.
- Nakamura Y. (1989) "A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on ground surface" *Quarterly report of Railway Technical Research of Institute of Japan*, vol. 30, n. 1
- Nogoshi, M. and Igarashi T., 1971, On the amplitude characteristics of microtremor (part2), *Jour. Seism. Soc. Japan*, 24, 26-40 (in Japanese with English abstract)
- Parolai S., and P.-Y. Bard (2003). Evaluation of site effects by means of Joint Analysis of Sonogram and Standard Spectral Ratio (JASSSR), *J. Seism.* 7, 479–492.
- Parolai, S. and Richwalski, S.M. (2004), The Importance of Converted Waves in Comparing H/V and RSM Site Response Estimates, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 94, 304–313.
- Picozzi M., Albarello D., Lizza C. "Quick survey of the possible causes of damage enhancement observed in San Giuliano after the 2002 Molise, Italy seismic sequence". *Journal of Earthquake Engineering*, 2003; 7 (4): 599-614. (a)

Pitarka A., Irikura K., Iwata T. (1996) 'Was the basin edge geometry responsible for the ground motion amplification in the disaster belt-like zone during January 17, 1995, Kobe (Hyogo-ken nambu), Japan earthquake?' Proceedings of the International Workshop on Site Response subjected to Strong Earthquake Motions, January 16-17, Yokosuka, Japan

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.

Progetto S3, 2007, Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico (coord. Pacor F., Mucciarelli M.), Task 3-Molise Deliverables D9-D10-D11: Risposta sismica locale a S. Giuliano di Puglia (CB) e in alcuni comuni confinanti.

Progetto S6, 2006, Data base dei dati accelerometrici italiani relativi al periodo 1972 – 2004. (coord. Lucia Luzi e Fabio Sabetta)

Puglia R., 2007, Analisi della risposta sismica locale di San Giuliano di Puglia, Dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotecnica

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. Reshef M., Kosloff D., Edwards M. e Hsiung C. (1988) 'Three-dimensional modeling by the Fourier method' *Geophysics* 53; 1184-1193.

Roesset J. (1970) 'Fundamentals of soil amplification' *Seismic Design for Nuclear Power Plants*, ed. R. J. Hansen, The M.I.T. Press

Sanchez-Sesma, 1990 'Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves' *BSSA* vol 80 n 3

Schnabel P. B., Lysmer J., Seed H.B. (1972) 'SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites' Report n. EERC 72-12, Earthquake Engineering research Center. University of California, Berkeley

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.

Simonelli A. L. 'Eurocodice 8: valutazione delle azioni sismiche al suolo ed effetti sulla spinta dei terreni'

Steidl, J. H., A. G. Tumarkin, and R. J. Archuleta (1996). 'What is a reference site?' *Bull. Seism. Soc. Am.* 86, 1733–1748.

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

Wang Z. and Dafalias Y. F. (1990) 'Bounding Surface Hypoplasticity model for sands' Journal of Engineering Mechanics, ASCE, Vol. 116, No. 5.

Valensise G.(2004) 'Seismology and Tectonic Setting of the 2002 Molise, Italy, Earthquake'

Vinale F., Simonelli A.L. (1983) 'L'eterogeneità dei terreni nei fenomeni di amplificazione locale.' XV Convegno Nazionale di Geotecnica, Spoleto, vol.1

Link utilizzati

<http://legacy.ingv.it/roma/reti/rms/bollettino/index.php>

<http://www.ciaburro.it>

<http://esse6.mi.ingv.it>

RINGRAZIAMENTI

In merito al lavoro svolto in questa tesi vorrei ringraziare per i dati forniti Cara F. e Rovelli A. dell'Istituto di Geofisica e Vulcanologia Roma; Marco Mucciarelli dell'Università della Basilicata, Augliera P. dell'Istituto di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano e R. Puglia Università della Calabria

Inoltre vorrei ringraziare la Dott.ssa Francesca Pacor per la disponibilità mostrata in questi mesi di duro lavoro.

La Dott.ssa Lucia Luzi che mi ha dato possibilità di svolgere questa tesi.

Il Prof. Crosta per l'interesse in questi anni.

E un grazie particolare è rivolto al Dr. Simone Marzorati per la pazienza che ha dimostrato in questi mesi (col Matlab o senza) e per il sostegno durante le fasi finali della stesura di questa tesi. GRAZIE!!

Ringrazio anche tutte le persone che ho incontrato presso l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano che ho incontrato tutti i giorni...tra queste voglio ringraziare Sara, per la disponibilità che in ogni momento mi ha offerto.

E adesso passiamo alla mia famiglia!

Ringrazio i miei genitori che in questi anni sono stati i binari della mia vita, nel bene e nel male. So di poter contare su di loro ogni volta che ne ho bisogno!

Mia sorella che ha sopportato ogni momento di panico, di qualsiasi tipo!

I miei nonni solo per il fatto che ci siano sempre quando ne ho bisogno.

Santina, perché malgrado i momenti difficili ha sempre trovato il tempo per ascoltarmi.

Ed infine, ma non ultimi i miei amici e compagni di Università con i quali ho condiviso i momenti belli e brutti che mi lasceranno un bellissimo ricordo i questi anni trascorsi insieme!

Alla mia amica Valentina con la quale ho condiviso maggiormente questo periodo e che molte volte mi ha sorretto in piene crisi universitarie!

A Francesca che ho 'stressato' (lo so che è stato così) con telefonate a qualsiasi ora del giorno e non solo con ogni tipo di problema!!!

Non vorrei dimenticarmi di nessuno... ringrazio tutte le persone che ho incontrato in questi anni, con le quali ho condiviso i momenti belli e brutti o anche solo di sfuggita! GRAZIE per aver reso questi anni di università così piacevoli e pieni di bei ricordi!!!!

Grazie!!!