

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

CARATTERIZZAZIONE SISMICA DI TRE SITI DELLA RETE
ACCELEROMETRICA NAZIONALE (RAN) MEDIANTE
ELABORAZIONE DI TERREMOTI E RUMORE AMBIENTALE

Candidato:

Riccardo Delise

Relatore:

Prof.ssa Silvia Castellaro

Correlatore:

Dott.ssa Carla Barnaba

Sessione Marzo 2015
Anno Accademico 2013-2014

Sommario

Premessa	2
Capitolo 1. Introduzione	6
Capitolo 2. Metodi impiegati	14
2.1 Profili di velocità Vs30 e classificazione dei suoli	14
2.2 MASW	20
2.3 ReMi TM	22
2.4 Cross-Hole e Down-Hole	23
2.5 HVSR	24
2.6 Analisi di terremoti	26
Capitolo 3. Campagna di misura ed elaborazione dati	30
3.1 Ricerca bibliografica e rilevamento geologico	30
3.1.1 Inquadramento Geologico Geomorfologico stazione del sito di Majano MAI ...	30
3.1.2 Inquadramento Geologico stazione del sito di Tolmezzo TLM1	38
3.1.3 Inquadramento Geologico stazione del sito di Barcis BRC	42
3.2 Acquisizione dati rumore ambientale	46
3.2.1 MAI	47
3.2.2 TLM1	54
3.2.3 BRC	57
3.3 Scelta dei terremoti dal Database ITACA	58
Capitolo 4. Interpretazione dei dati e Risultati	60
4.1 Analisi di microtrempi e profili Vs	60
4.1.1 Tolmezzo – Diga Ambiesta – TLM1	60

4.1.2 Barcis –BRC.....	66
4.1.3 Majano – MAI.....	70
4.2 Confronto HVSR con rapporto spettrale H/V ottenuto da terremoti a stazione singola senza sito di riferimento (EHV).....	78
4.2.1 Stazione di TLM1	80
4.2.2 Stazione BRC.....	85
4.2.3 Stazione MAI	88
Capitolo 5. Discussione e conclusioni.....	94
Ringraziamenti.....	100
Bibliografia.....	102
Appendice.....	108

Premessa

È luogo comune pensare che i danni generati da un evento sismico su edifici e manufatti antropici siano solamente funzione dell'intensità del terremoto e delle caratteristiche costruttive dell'edificio. In realtà questo è vero solo in parte, l'esperienza mostra che a parità di caratteristiche costruttive dell'edificato il livello di danno può variare alla scala di poche decine o centinaia di metri in funzione delle caratteristiche del sottosuolo. Questo motivo ha reso necessaria la realizzazione di una mappa della pericolosità sismica (MPS) a livello nazionale, questa è stata redatta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nel 2004 con lo scopo di definire la pericolosità sismica, espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni su suoli rigidi. I dati presenti in questa mappa grazie ad una ordinanza emessa nel 2006 sono divenuti il riferimento ufficiale che le regioni devono adottare per aggiornare la classe di pericolosità da assegnare a ciascun comune. Le classi previste in termini di rischio sismico sono 4 con la classe 1 riferita al rischio più elevato¹. Vista l'importanza che ricopre la MPS04, risulta fondamentale che i dati in essa presenti siano il più precisi possibile, ciononostante alcune incertezze incidono negativamente sulla qualità del dato già in fase di acquisizione. In questa fase il fattore principale che provoca incertezza nel dato risiede nel fatto che il valore acquisito deve essere riferito, come riportato nella MPS04, ad un suolo rigido, definito come suolo che non provoca amplificazione del moto con velocità delle onde di taglio S nei primi 30 metri (V_{s30}) maggiore di 800 m/s. Questo presupposto alle volte non viene rispettato, ciò accade quando non vengono tenute in debita considerazione le condizioni geologiche locali del luogo dove il dato viene acquisito. La conseguenza di ciò è quella di non considerare possibili effetti di amplificazione del moto sismico connessi all'assetto stratigrafico del sottosuolo. La condizione geologica più

¹ In realtà questa classificazione è stata superata nel 2008 dall'entrata in vigore di una nuova mappa di pericolosità sismica del territorio italiano in cui è associato un valore di pericolosità sismica (inteso come accelerazione massima attesa su suolo rigido con una determinata probabilità in un determinato periodo di tempo) per ogni nodo di un reticolo di maglia 10 km. Non esiste pertanto più, a livello normativo, una suddivisione del territorio in 4 categorie sismiche.

comune che provoca amplificazione è quella di strato sedimentario soffice sovrastante una formazione rocciosa rigida chiamata bedrock sismico. L'amplificazione stratigrafica può essere definita quindi come il rapporto fra l'ampiezza dello scuotimento alla superficie dello strato sedimentario e quello che si avrebbe nello stesso punto se il bedrock fosse affiorante.

Dal momento che i valori di accelerazione riferiti al bedrock, sono i dati di partenza da cui vengono derivate tutte le principali leggi di attenuazione ed amplificazione grazie alle quali poi vengono redatte le carte di pericolosità sismica, risulta fondamentale che essi non siano affetti da incertezze così da non propagarle.

Il compito di acquisire i valori di accelerazione riferiti al bedrock è affidato alla Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), questa è distribuita su tutto il territorio nazionale con una densità maggiore nelle aree a maggior sismicità. Storicamente le stazioni accelerometriche erano gestite dall'Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL), attualmente in forza al Dipartimento di Protezione Civile (DPC). Non tutte le stazioni della RAN rispettano i canoni necessari per una corretta acquisizione del dato, per la maggior parte di esse manca una caratterizzazione adeguata per definire le condizioni geologiche locali del sito dove sono posizionate oltre che una caratterizzazione geofisica. La corretta definizione della situazione geologica serve per determinare se la stazione poggia o meno su ammasso roccioso o terreno rigido, qualora tale condizione non si soddisfa diviene necessaria anche una caratterizzazione geofisica. Quest'ultima ha lo scopo di determinare quantitativamente i possibili effetti di sito intesi come amplificazione sismica stratigrafica. In aggiunta alle incertezze procurate dalle caratteristiche proprie del sito, si aggiungono quelle derivate dal fatto che molte stazioni sono poste all'interno di strutture (dighe, edifici, cabine elettriche), le quali condizionano a loro volta il segnale registrato.

Questa mancanza di informazioni relative ai siti dove sorgono le stazioni ha dato il via al progetto nazionale S2-2014 gestito dal DPC e INGV. Questo ha lo scopo di effettuare una approfondita caratterizzazione geologica e geofisica di 78 stazioni della RAN, selezionate poiché dispongono di una lunga storia di registrazioni (>25 anni). Queste verranno successivamente usate per validare le stime di pericolosità sismica e correggere diversi

tipi di relazioni (di attenuazione, di amplificazione ecc.) attualmente in uso in sismologia, geologia applicata e ingegneria civile.

L'obiettivo di questa tesi è quello di caratterizzare dal punto di vista geologico e geofisico i siti ospitanti tre stazioni della RAN selezionate all'interno dell'ambito del progetto S2-2014. Il lavoro, svolto in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste ed il "Centro di Ricerche Sismologiche" (CRS) di Udine, ha richiesto:

1. la raccolta dei dati esistenti, il rilevamento geologico e geomorfologico alla scala di interesse per le singole stazioni, la caratterizzazione geofisica di dettaglio, impiegando particolarmente tecniche di prospezione sismica sviluppate negli ultimi 10 anni.
2. La valutazione di una possibile interazione suolo-struttura e struttura-sismometri presso le stazioni assegnate. Tale aspetto, nei fatti sempre ignorato con rare eccezioni (Bycroft, 1978; Crouse et al., 1984 e 1989; Castellaro & Mulargia, 2009), influisce in realtà pesantemente sulle registrazioni sismiche alle medio-alte frequenze, che sono quelle di interesse geotecnico ed ingegneristico;
3. L'elaborazione dei dati di registrazione di terremoti reperiti dalla banca dati ITACA per le tre stazioni in esame.

Capitolo 1. Introduzione

Molteplici osservazioni fatte in passato in aree colpite da terremoti hanno messo in evidenza il fatto che la distribuzione dei danni sugli edifici non era omogenea. Assunte delle caratteristiche costruttive simili, i danni maggiori venivano registrati in aree edificate su terreni soffici composti prevalentemente da sedimenti sciolti, mentre le aree che sorgevano su affioramenti rocciosi o suoli molto rigidi risultavano meno danneggiate. Questo portò alla conclusione che lo scuotimento e la durata di un sisma possono essere modificati, il più delle volte amplificati, dalle condizioni geologiche prossime alla superficie. Queste variazioni del moto sismico sono chiamate effetti di sito. Questi effetti possono essere quantificati e sono connessi alle condizioni stratigrafiche e topografiche del sito stesso.

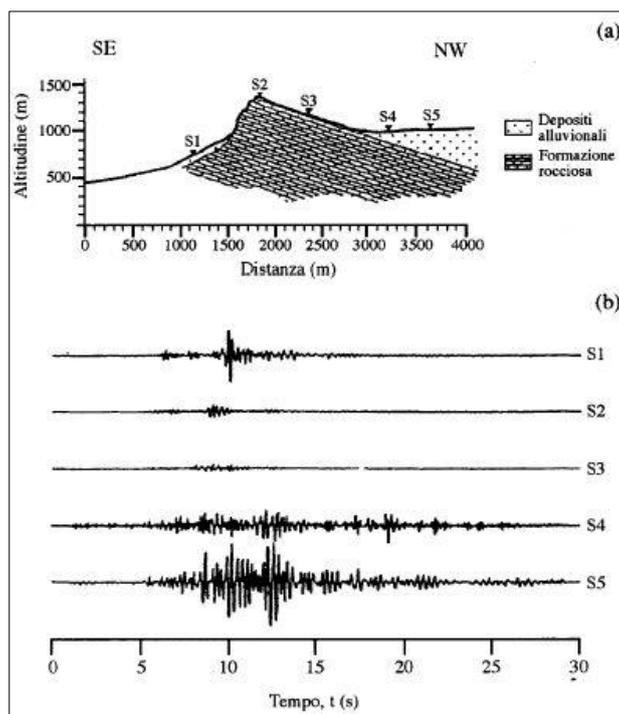


Figura 1 (a) sezione schematica e (b) registrazioni sismometriche del rilievo analizzato da Pedersen et al. (1994).

Come detto, la situazione geologica più semplice capace di alterare, amplificando, il moto sismico, è quella di un basamento rigido coperto da sedimenti soffici (Figura 1). In questo caso, l'onda incidente dal basso rimane intrappolata all'interno dello strato sedimentario a causa dei forti contrasti di impedenza acustica, sia alla base, dove si ha il passaggio

dell'onda sismica dal basamento rigido alla copertura, sia in superficie, dove il contrasto è dato dal contatto dei sedimenti e l'aria (Albarello, 2013). Se il contrasto alla base è sufficientemente grande, tutta l'energia rimane all'interno dello strato sedimentario e se l'interferenza prodotta dalle onde è costruttiva, il moto del terreno risulta amplificato in intensità e durata.

Dal momento che le situazioni geologiche capaci di generare amplificazione del moto sismico sono molto comuni, e spesso si trovano in aree fortemente urbanizzate, nel corso della seconda metà del 900, sono state sviluppate diverse tecniche per fornire una stima quantitativa della risposta di sito.

Un segnale registrato in un determinato luogo è funzione principalmente di tre fattori: l'intensità del sisma, il percorso che l'onda sismica compie dalla sorgente al punto di osservazione e gli eventuali effetti di sito. Borcherdt (1970) ipotizzò che per terremoti sufficientemente lontani, il contributo della sorgente e del percorso delle onde sismiche potessero essere assunti uguali. Le differenze che si osservano in siti di misura vicini erano quindi generate dalla risposta sismica locale, in cui gli effetti di sito variavano a seconda delle caratteristiche fisiche dei siti stessi. In particolare, Borcherdt osservò che siti posti su roccia presentavano registrazioni con amplificazioni minori rispetto ai siti posti su suoli soffici. Per poter quantificare il contributo del singolo sito, Borcherdt formulò la tecnica così detta dei rapporti spettrali rispetto al sito di riferimento (Reference Site Spectral Ratio, RSSR), in cui gli spettri delle registrazioni al sito su suolo soffice sono divise per gli spettri delle medesime registrazioni fatte su roccia. Vari autori successivamente perfezionarono questa tecnica, generalizzando le registrazioni da impiegare nel calcolo della risposta sismica locale e svincolandosi dal sincronismo delle registrazioni (Andrews, 1986; Boatwright et al., 1991).

Il maggior ostacolo all'impiego di questa tecnica per la quantificazione degli effetti di sito è che non sempre sono disponibili registrazioni su siti in roccia e che comunque anche i siti di riferimento possono contenere al loro interno degli effetti di sito e questo può alterare la stima delle amplificazioni osservabili. Per superare questi limiti, vennero sviluppate tecniche che facessero a meno del sito di riferimento.

Alla fine degli anni Settanta del 1900, Langston (1979) studiava il passaggio tra crosta e mantello utilizzando il rapporto spettrale tra le componenti orizzontali e verticali di

registrazioni di telesismi. L'uso di telesismi implicava che l'incidenza delle onde sismiche al sito era approssimabile all'incidenza verticale, e l'amplificazione che si osservava era unicamente data dagli effetti locali. Questa tecnica aveva il vantaggio di non necessitare di un sito di riferimento, ma era fortemente legata alla disponibilità di registrazioni di telesismi al sito in analisi. Ciò era possibile solo per stazioni di misura dotate di sensori a larga banda. L'intuizione di Langston fu però sviluppata ed estesa da Lermo et al. (1993), che la applicarono a tutte le registrazioni di terremoti locali e regionali, quando non era disponibile un sito di riferimento. I confronti tra le due tecniche dimostrano la validità del procedimento ed oggi sono comunemente usate negli studi di risposta sismica locale.

Entrambe queste tecniche si basano quindi sulla registrazione di terremoti ai siti di cui si voglia stimare l'amplificazione sismica. Ma molte volte, specie in contesti a bassa sismicità, la disponibilità di registrazioni è scarsa o di bassa qualità, o semplicemente non si dispone di sufficiente tempo per poter aspettare che un terremoto accada.

In questi casi, anziché cercare di quantificare l'amplificazione del sito in caso di terremoto, si identificano le frequenze di risonanza del deposito sedimentario che verranno amplificate durante l'evento sismico. Questa tecnica introdotta da Nakamura (1989) si basa sui rapporti spettrali delle componenti orizzontali e verticale del rumore ambientale (anche detto microtremore). Nonostante non ci sia totale accordo nella comunità scientifica sulla natura del rumore ambientale, tutti sono concordi nel sostenere l'efficacia, rapidità ed economicità del metodo per identificare la frequenza fondamentale di risonanza dei depositi sedimentari.

Se il contributo della risposta sismica locale oggi è molto sentito e considerato, in passato lo era molto meno e spesso volte la scelta per l'installazione di una nuova stazione era dettata da altre priorità, più prettamente sismologiche, quali la distribuzione spaziale delle stazioni all'interno di una rete sismica per una migliore localizzazione dei terremoti, la disponibilità di un sito che permettesse più agevoli comunicazioni con il centro di acquisizione dati, la facilità di accesso al sito per la manutenzione della strumentazione.

Le condizioni della geologia di superficie, la topografia e la presenza di sorgenti di rumore antropico erano elementi di secondaria importanza, ma la cui presenza influisce pesantemente sulle registrazioni di terremoti fatte in certe stazioni. Un caso eclatante è la registrazione del terremoto del Friuli del 1976 fatta da una stazione della Rete

Accelerometrica Nazionale (RAN), presso il sito di Tolmezzo – Diga Ambiesta, dove è stata registrata un'accelerazione orizzontale di 350 cm/s^2 , valore tra i più alti registrati in Europa. Questo picco di accelerazione è stato riconosciuto come l'effetto di amplificazione dovuto al movimento della diga e dell'acqua contenuta all'interno dell'invaso al momento della registrazione.

In linea generale quindi, una buona stazione sismica, per poter essere definita tale, dovrebbe essere esente da macroscopici effetti di sito, dovuti alla presenza di strutture particolari (dighe, ponti, edifici), a un suolo di fondazione soffice, alla posizione rilevata, a fonti di rumore specifiche (pompe, motori, fabbriche, cave).

Una stazione sismica su un tavolato roccioso lontana da centri abitati è la situazione ideale, ma nella realtà dei fatti, questa condizione si incontra poche volte. Se da una parte i siti rocciosi garantiscono la rigidità del terreno di formazione, là dove l'alterazione superficiale è bassa, la tettonica e la topografia molte volte influenzano pesantemente questi siti. Pendii particolarmente acclivi, valli profonde, forre, cigli di scarpate offrono affioramenti rocciosi molto buoni, ma i segnali registrati a queste stazioni mostrano l'ampiezza del segnale molto variabili a seconda della direzione di provenienza del terremoto. Le cime sono di solito molto più suscettibili alle vibrazioni indotte dal vento e dai temporali oltre al fatto che condizioni climatiche particolarmente sfavorevoli possono provocare il danneggiamento delle apparecchiature esterne della stazione come le antenne per la trasmissione dei dati. In particolare, si è osservato che i siti in cresta sono soggetti a quello che viene definito proprio "effetto di cresta", dovuto all'interferenza di onde incidenti su una superficie non piana. Un manufatto posto in cima ad una collina sarà soggetto ad uno scuotimento diverso rispetto ad uno posto in pianura, questo perché le onde sismiche, date le condizioni geometriche del rilievo, tendono a venire convogliate da fenomeni di riflessione in un unico punto coincidente per l'appunto con la sommità del rilievo (Figura 2).

Dati sperimentali e considerazioni teoriche suggeriscono che gli effetti della topografia sono significativi solo nel caso in cui le dimensioni delle irregolarità sono simili a quelle della lunghezza d'onda delle fasi sismiche incidenti.

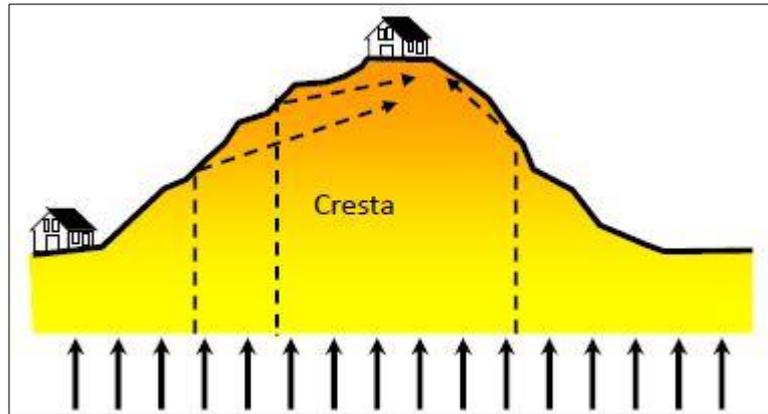


Figura 2 Schematizzazione del comportamento delle onde sismiche quando si propagano in un rilievo. Albarello (2013).

Se le condizioni topografiche possono essere facilmente individuabili, morfologie complesse insospettabili possono celarsi all'interno delle pianure alluvionali o nelle valli alpine, dove lenti alluvionali, paleo-alvei, barre laterali sono sepolte dai sedimenti recenti (Figura 3). Questa condizione porta alla conversione di onde di volume in onde di superficie con conseguente aumento della durata e della ampiezza dello scuotimento.

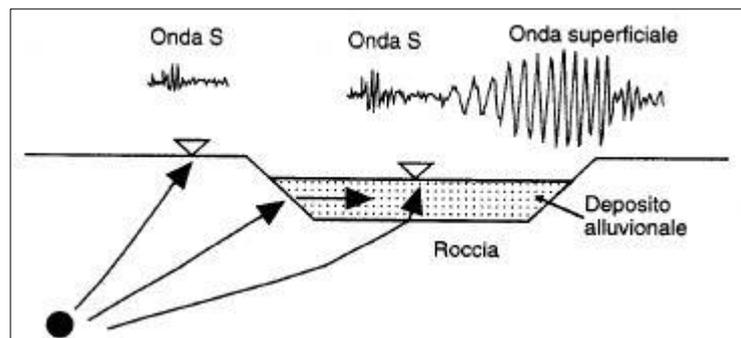


Figura 3 Generazione di un'onda di superficie a causa di effetti di bordo al margine di una valle alluvionale. Modificata da Albarello (2013).

La qualità delle registrazioni disponibili diventa di cruciale importanza quando tali registrazioni sono utilizzate negli studi sulla pericolosità sismica di una regione. I picchi di accelerazioni osservati entrano nei calcoli delle stime di accelerazioni attese ad ogni sito del territorio nazionale. Tali valori vanno a comporre la mappa di pericolosità su cui si basano le leggi di classificazione sismica del territorio nazionale e costituiscono il pilastro su cui poggiano le moderne norme antisismiche vigenti.

Il lavoro di questa tesi si colloca all'interno del Progetto Sismologico S2-2014, finanziato dal Dipartimento della Protezione Civile Nazionale per l'approfondimento delle conoscenze sulla pericolosità sismica in Italia (Convenzione DPC-INGV 2014). In particolare, le attività di internato per la tesi sono state svolte presso l'Istituto Nazionale di Oceanografie e di Geofisica Sperimentale di Trieste, presso la sezione "Centro di Ricerche Sismologiche" di Udine.

Il nucleo dell'attività è costituito dall'acquisizione ed elaborazione di dati geofisici per determinare la risposta sismica locale di tre stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN), scelte all'interno di un gruppo di stazioni sismiche che avessero operato con continuità negli ultimi 25 anni per poter procedere ad una revisione e validazione delle mappe di pericolosità per il territorio nazionale.

I tre siti, Majano (MAI), Tolmezzo – Diga Ambiesta (TLM1) e Barcis (BRC) sono situati in Friuli Venezia Giulia (Figura 4) e rivestono molta importanza nelle analisi di pericolosità sismica locale perché dispongono di un elevato numero di registrazioni di terremoti, inclusi i maggiori eventi della sequenza del terremoto del Friuli del 1976. La risposta sismica dei tre siti però non è mai stata quantificata in precedenza, sebbene nella banca dati ITACA, per ogni stazione, sia possibile scaricare una monografia contenente tutte le informazioni sull'ubicazione del sito, geologia affiorante, monumentazione della stazione.

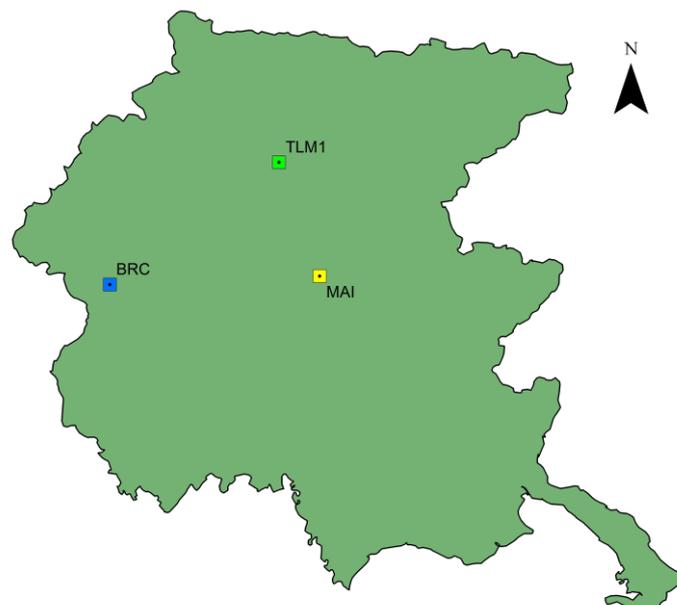


Figura 4 Localizzazione stazioni RAN di Maiano (MAI), Tolmezzo (TLM1) e Barcis (BRC) in Friuli-Venezia Giulia.

Effettuando un rapido confronto tra le condizioni ideali proposte dalla letteratura su dove ubicare le stazioni accelerometriche con le informazioni riportate nelle monografie, si

osservano parecchie discrepanze. Le stazioni potrebbero fornire accelerogrammi affetti da incertezza quindi non utilizzabili per il calcolo delle leggi di attenuazione per due motivi principali:

1. La stazione è posta in free field, quindi non è situata in una struttura in muratura, ma né su una condizione di suolo rigido né su ammasso roccioso sano. La situazione di copertura sedimentaria soffice poggiante su roccia compatta porta ad una amplificazione del moto sismico, questa necessita di una stima quantitativa per poterne valutare l'entità. Non è possibile ottenere questa stima mediante una caratterizzazione qualitativa delle condizioni del suolo derivata da soli studi bibliografici o dalle evidenze geologiche di superficie. Diviene pertanto necessaria una caratterizzazione geofisica di dettaglio.
2. La stazione è posta all'interno di una struttura le cui caratteristiche influiscono negativamente sulla acquisizione dei dati. Questo avviene perché la struttura attraverso le sue fondazioni trasmette al terreno sottostante uno stress capace di alterare le componenti del moto del terreno in campo libero, ovvero il moto che si avrebbe in una situazione in cui non è presente la struttura. Questo meccanismo è definito come interazione suolo-struttura (Bycroft G.N., 1978). Nello spettro di risposta della registrazione, risultano essere amplificate da questo fenomeno solo determinate bande di frequenza, in funzione della tipologia di struttura e della geologia locale. In particolare saranno modificate le alte frequenze per strutture basse (con alte frequenze proprie) e le basse frequenze per strutture alte (con basse frequenze proprie). A partita di altezza della struttura le frequenze interessate dall'interazione suolo-struttura dipendono più nello specifico dalla rigidità orizzontale della struttura e dalla sua massa, ma anche dalla geometria (in particolare dal rapporto tra altezza e larghezza) cambiano chiaramente anche a seconda dell'edificio considerato, dal momento che la sua frequenza fondamentale, per la quale si ha amplificazione massima, varia in funzione di: geometria, rigidità strutturale, altezza e massa. Lo studio effettuato da Crouse and Husmand B. (1989), dice che per stazioni con dimensioni simili a quelle presenti in Italia e Giappone che le registrazioni del moto del terreno possono essere approssimabili a quelle che si otterrebbero in free-field, solo a condizione che la

stazione sia posta su un suolo molto rigido o su roccia, oppure che l'energia contenuta nel moto sia concentrata per lo più a frequenze molto basse. Raccomandazioni su come ridurre al minimo possibili interazioni suolo-struttura sono date da Crouse et al., (1984). Le dimensioni delle strutture che ospitano le postazioni accelerometriche permanenti devono essere più piccole possibili, tali da poter posizionare al loro interno solamente il sensore ed altre attrezzature di supporto.

L'incertezza nella caratterizzazione di dettaglio delle stazioni può avere notevoli ripercussioni sulla definizione della pericolosità sismica, sia a scala nazionale, sia locale. Un miglioramento delle conoscenze riguardanti il sottosuolo delle stazioni accelerometriche favorisce una migliore interpretazione delle registrazioni. Lo sviluppo e la revisione di leggi predittive del moto del suolo con conseguente aggiornamento delle mappe di pericolosità, migliori input da utilizzare per studi di microzonazione sismica e risposta sismica locale ed infine il potenziale aggiornamento delle forme spettrali di normativa e delle categorie di sottosuolo previste dalle NTC08 (Moscatelli et al., 2014), sono determinanti per la riduzione del rischio sismico e per un corretto e consapevole utilizzo delle risorse.

Capitolo 2. Metodi impiegati

Il lavoro per la caratterizzazione della risposta locale dei tre siti RAN di Majano, Tolmezzo e Barcis è stato diviso in quattro fasi. La prima ha riguardato la ricerca bibliografica delle informazioni disponibili e consultabili per quanto concerne la geologia dei siti e la raccolta di dati pre-esistenti. La seconda fase invece si è articolata in una campagna di verifica, dove possibile, della geologia di superficie e nell'acquisizione ed elaborazione di misure geofisiche. La terza fase è consistita nell'estrazione delle registrazioni dei terremoti dalla banca dati di ITACA e della loro elaborazione, mentre la quarta nella sintesi finale di tutti i dati analizzati.

Le informazioni disponibili per le tre stazioni della rete accelerometrica sono generalmente insufficienti per una loro adeguata caratterizzazione sismica, quindi per ovviare a questo problema bisogna fornire per ogni sito:

- Cartografia geologica, corredata da informazioni geomorfologiche e sezioni geologiche, ad una scala di dettaglio (1:10000 o più grande)
- Profili di velocità delle onde di taglio S (V_s) con cui poter definire la classe del suolo secondo le NTC08
- Le frequenze di risonanza (f_0) dei siti.

In questo capitolo viene proposta una breve sintesi delle metodologie geofisiche impiegate per definire i profili di velocità e il calcolo della frequenza di risonanza del sito.

2.1 Profili di velocità V_{s30} e classificazione dei suoli

I motivi per cui vengono investigate le velocità delle onde di taglio S ai fini della caratterizzazione sismica di un sito sono principalmente due; il primo perché la V_s stima la rigidità μ del terreno secondo l'espressione $\mu = \rho V_s^2$ con ρ =densità, l'altro è che la componente orizzontale SH incidendo perpendicolarmente la superficie dal basso è la responsabile maggiore (insieme alla onde di superficie) delle accelerazioni orizzontali agenti alla base edifici.

Le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC) del 2008 prevedono che si adotti il valore medio di velocità delle onde di taglio nei primi 30m di spessore del suolo come criterio

per distinguere le caratteristiche di sito in risposta allo scuotimento del terreno. Questo valore viene calcolato secondo la seguente espressione:

$$V_{S,30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}}$$

Dove h_i e V_i indicano lo spessore in metri e la velocità delle onde S del i -esimo strato, degli N totali, esistenti nei primi 30 metri di terreno. In funzione del valore che assume il parametro V_{s30} il suolo ricade in una delle 5 classi previste dalle NTC08. I valori e le descrizioni dei suoli per le varie classi sono visibili in Figura 5.

Tabella 3.2.II – Categorie di sottosuolo

Categoria	Descrizione
A	<i>Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.</i>
B	<i>Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina).</i>
C	<i>Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina).</i>
D	<i>Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina).</i>
E	<i>Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_s > 800$ m/s).</i>

Figura 5 Categorie di sottosuolo. Approccio semplificato per la definizione della risposta sismica (Tabella 3.2.II NTC08).

Tuttavia l'amplificazione dovuta alla risposta sismica locale appare essere troppo complessa per essere correlata al profilo di velocità delle onde S nei primi 30 metri di spessore (Castellaro et al., 2008). Esistono degli aspetti fisici per i quali la correlazione tra l'amplificazione (intesa come fattore di amplificazione, F_a) e la V_{s30} viene meno:

- In accordo con Aki e Richards (1980), nel caso di un mezzo a due strati, bedrock (ρ_0, V_0) e copertura (ρ_1, V_1), viene definito dalla seguente espressione il fattore di amplificazione Fa:

$$Fa = \sqrt{\left(\frac{\rho_1 V_{s1}}{\rho_0 V_{s0}}\right)}$$

Come si osserva dalla formula il guadagno di amplificazione in superficie (strato 1) rispetto al bedrock (strato 0) è dato dalla radice del rapporto di impedenza acustica tra bedrock e coperture. Con l'impedenza acustica definita come il prodotto fra la densità e la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo. Non è dunque la rigidità assoluta di un terreno a determinare l'amplificazione sismica, ma il contrasto di impedenza tra unità sismiche. Il parametro Vs30 non contiene alcuna informazione relativa ai contrasti di impedenza. La sola eccezione parziale a questa incapacità è rappresentata dalla categoria di suolo E in cui entrano in gioco i contrasti di impedenza tra coperture (massimo 20 m di spessore, $180 < V_s < 360$ m/s) sovrastanti il substrato roccioso ($V_s > 800$ m/s, Castellaro, 2013).

- La profondità di 30m a cui si spinge la prova, deriva dal lavoro svolto negli Stati Uniti da Borcherdt nel 1994. Egli voleva determinare la rigidità media del terreno per i primi 100 piedi, profondità esplorabile da un sondaggio in una giornata di lavoro. Tale parametro, inizialmente sviluppato per altri usi (generiche mappe di scuotimento ad uso dei servizi di protezione civile), fu adottato come stimatore della amplificazione sismica locale dalla normativa tecnica di molte nazioni fra cui quella italiana NTC08.

La profondità minima necessaria per la caratterizzazione della risposta sismica locale va calcolata prendendo in considerazione le frequenze fondamentali del suolo, per le quali l'amplificazione è massima e le profondità dei riflettori che le generano. La risonanza nei suoli avviene quando è presente una situazione di copertura sedimentaria soffice di spessore H (ρ_1, V_1) poggiante su roccia compatta (bedrock, ρ_0, V_0). Prendendo ad esempio un'onda SH, cioè S polarizzata nel piano orizzontale, incidente perpendicolarmente l'interfaccia tra bedrock e copertura

con ampiezza A_0 questa verrà trasmessa verso la superficie con ampiezza A_1 secondo il coefficiente di riflessione dato dalla:

$$\frac{A_1}{A_0} = \frac{2\rho_0 V_{s_0}}{\rho_0 V_{s_0} + \rho_1 V_{s_1}}$$

Si osserva come l'ampiezza del moto nello strato tenero raddoppi quando $V_{s_1} \ll V_{s_0}$. Giunta all'interfaccia copertura aria, la stessa onda verrà riflessa nello strato soffice con ampiezza A_R determinata dal coefficiente di riflessione:

$$\frac{A_R}{A_1} = \frac{\rho_0 V_{s_0} - \rho_1 V_{s_1}}{\rho_0 V_{s_0} + \rho_1 V_{s_1}}$$

L'onda in questo modo tenderà a rimanere intrappolata all'interno dello strato soffice per riflessioni multiple (Figura 6). Le frequenze per cui si hanno fenomeni di risonanza sono descritte dalla seguente legge:

$$f_0 = \frac{V_s}{4H} n$$

Dove n indica l'ordine del modo di vibrare, nella maggior parte dei casi è visibile solo il modo fondamentale. Dal momento che lo spessore H dello strato sedimentario è legato alla frequenza fondamentale f_0 la profondità minima dell'indagine va valutata caso per caso in funzione sia di f_0 che del range di frequenze d'interesse. Solitamente per il campo dell'ingegneria sismica questo va da 0.5-20Hz (per strutture standard in c.a. indicativamente da 30 piani a 1 piano). La conoscenza della f_0 del suolo permetterà al progettista di affrontare o evitare la costruzione di un fabbricato con una frequenza propria simile a quella del suolo (condizione di doppia risonanza).

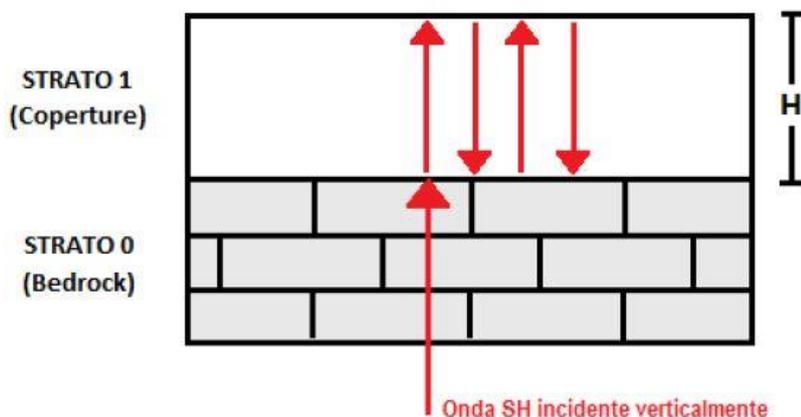


Figura 6 Intrappolamento per trasmissione e successive riflessioni di un'onda sismica in uno strato di coperture di spessore H sovrastanti un bedrock rigido (Castellaro, 2013).

Questi sono i motivi per i quali una classificazione dei suoli basata sul parametro Vs30 ai fini della risposta sismica risulta essere insufficiente, sia perché tale parametro non tiene in considerazione i contrasti d'impedenza, sia perché la profondità di indagine potrebbe ignorare del tutto riflettori posti a profondità maggiori. Con la conseguenza che l'assegnazione di un suolo ad una specifica classe prevista dalla normativa risulterebbe errata (confronta Castellaro, 2013).

Inoltre le NTC08 prevedono l'assegnazione di una classe del suolo per configurazioni topografiche semplici, (in caso contrario è necessario predisporre specifiche analisi di risposta sismica locale) secondo la tabella riportata in Figura 7.

Tabella 3.2.IV – *Categorie topografiche*

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
T1	Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media $i \leq 15^\circ$
T2	Pendii con inclinazione media $i > 15^\circ$
T3	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $15^\circ \leq i \leq 30^\circ$
T4	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media $i > 30^\circ$

Figura 7 Categorie topografiche (Tabella 3.2.IV NTC2008)

La caratterizzazione sismica dei siti ospitanti le tre stazioni della RAN scelte in questo lavoro di tesi, è stata effettuata principalmente con metodologie che si basano sulla acquisizione ed interpretazione del rumore sismico ambientale. Queste tecniche, che verranno di seguito descritte, sono definite passive in quanto non sfruttano sorgenti

artificiali appositamente preparate per eccitare il suolo, ma si basano sul rumore generato da una moltitudine di fattori come ad esempio vento, traffico veicolare, attività industriale, moto ondoso marino ecc.

Per ottenere il valore di V_s si hanno a disposizione varie tecniche, sia attive che passive, sia basate sulle onde di superficie che su quelle di volume. Le più comuni sono: la MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) e ReMiTM (refraction microtremor), utilizzate in questo lavoro, mentre la sismica a rifrazione delle onde S, il Down-Hole, il Cross-Hole, non sono state impiegate essendo tecniche invasive e costose.

La MASW e la ReMiTM, sono entrambe tecniche in array in quanto si basano sulla correlazione di tutto o parte del segnale tra due o più ricevitori e non sul picking delle fasi (Micromed, 2012). Si differenziano per la sorgente che utilizzano, dal momento che la MASW ha bisogno di un'eccitazione artificiale del terreno (caduta di un grave, mazza, fucile sismico, ecc.), quindi è una tecnica definita attiva, al contrario la ReMiTM, che come sorgente usa il campo del rumore ambientale, quindi come per la tecnica HVSR è passiva.

Qualsiasi tipo di impulso generato all'interno di un mezzo con rigidità diversa da zero genera all'interno di esso onde di volume P ed S. La presenza della superficie libera, fa sì che l'interazione vettoriale delle onde di volume generi le onde di superficie. Esse sono particolarmente ben generate da eventi poco profondi, possiedono velocità inferiore rispetto alle onde di volume di conseguenza il loro arrivo in una stazione è sempre successivo a quello delle onde P ed S. Ciononostante le onde di superficie, che si dividono principalmente in onde di Rayleigh ed onde di Love, dominano in ampiezza il sismogramma. Questo fatto si spiega osservando le forme diverse che assumono i fronti d'onda nel mezzo delle due tipologie di onde. Le onde di superficie assumono fronti d'onda cilindrici, la cui area risulta $2\pi xz$, affinché l'energia totale sia conservata ed essendo la densità d'energia proporzionale al quadrato dell'ampiezza dell'onda, l'ampiezza alla distanza x deve essere proporzionale a $x^{-0.5}$. Il fronte d'onda delle onde di volume invece risulta essere sferico, con area $4\pi x^2$. Pertanto l'ampiezza delle onde di corpo alla distanza x risulta essere proporzionale a x^{-1} , quindi decade molto più velocemente (Figura 8). Questo fatto comporta che il campo del rumore sismico ambientale è dominato dalle onde di superficie.

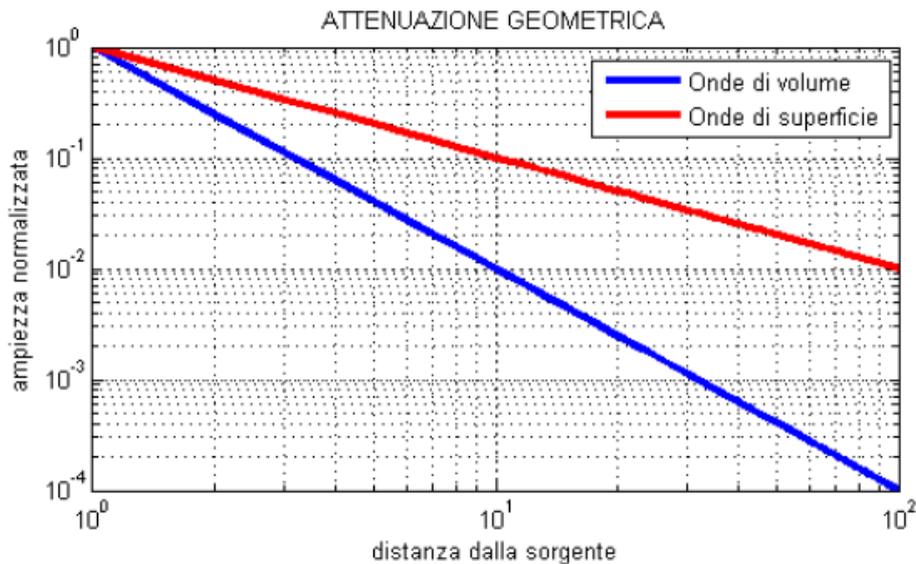


Figura 8 Grafico in cui si osserva che a parità di distanza da una sorgente, le onde di superficie sono meno attenuate di quelle di volume questo fenomeno prende il nome di attenuazione geometrica (Castellaro, 2013).

Le onde di Rayleigh esistono anche in un semispazio omogeneo e hanno una velocità che è circa $0.9V_s$. Il moto della particella al loro passaggio è vincolata in un piano contenente la direzione di propagazione. Il moto vicino alla superficie è assimilabile a quello di un'elisse verticale retrograda. Le onde di Love invece vengono generate solo in un mezzo in cui la velocità delle onde di taglio S aumenta con la profondità. Il moto della particella al loro passaggio è trasversale alla direzione di propagazione e confinato in un piano orizzontale. Pertanto possono venire registrate solo dalle componenti orizzontali dei sismometri. Entrambe le onde sopracitate risultano essere disperse, cioè la loro velocità dipende dalla frequenza. A causa di questo fatto è possibile descrivere la velocità delle onde di superficie in due modi: la velocità con cui viaggia l'energia dell'onda sismica, associata ad una particolare frequenza è detta velocità di gruppo, mentre la velocità con cui viaggia una particolare fase che può essere un massimo o un minimo è detta velocità di fase. Il grafico della velocità in funzione della frequenza è chiamato curva di dispersione.

2.2 MASW

Questa tecnica si avvale del concetto di dispersione delle onde di superficie, secondo cui onde a frequenze diverse viaggiano nel mezzo con velocità diverse. Lo scopo è quello di ricostruire la curva di dispersione, questa ha il compito di assegnare un valore alla velocità

di fase o di gruppo delle onde di superficie per ogni valore di frequenza. Per giungere a ciò la prova inizia con lo stendimento sul terreno di almeno due geofoni che fungono da ricevitori, si energizza il suolo con una sorgente e si registra il dato acquisito. A questo punto si ha a disposizione la curva dei tempi di arrivo, questa riporta in ascissa la distanza dei ricevitori e in ordinata i valori dei tempi di arrivo. La fase successiva consiste nel calcolare la velocità di propagazione dell'onda ad una specifica frequenza e per fare ciò ci si avvale di un metodo per tentativi d'errore. La curva dei tempi d'arrivo viene divisa in tante tracce quanti sono i ricevitori utilizzati. Preso un range di velocità di prova, si calcolano il tempo d'arrivo dell'impulso come se viaggiasse alla velocità ipotizzata. Successivamente si trasla la traccia (slant) del tempo corrispondente, dato che la distanza tra i ricevitori è nota. A questo punto viene effettuata una operazione di somma delle serie temporali, con l'obiettivo di trovare la massima ampiezza nel segnale sommato. Tale condizione si verifica per le velocità di prova più vicine a quelle reali, in quanto a queste velocità le onde saranno riposizionate in fase. Il passo successivo è quello di fare una analisi spettrale, ottenendo così un grafico che rappresenta di spettri di velocità di fase delle onde di superficie, da cui si legge la curva di dispersione (Micromed, 2012).

Ricordando che l'obiettivo di indagine resta la determinazione del profilo di velocità delle onde di volume S, vediamo a questo punto qual è la procedura da seguire. Bisogna fare alcune considerazioni riguardo alle proprietà dell'onda di Rayleigh: essa ha velocità di propagazione inferiore di circa il 10-15% rispetto alle onde S e la profondità in cui provoca lo spostamento massimo del suolo si ha indicativamente per $Z = \frac{\lambda}{2.5}$ (λ = lunghezza d'onda). Ricordando che $\lambda f = V$ è possibile ricondursi dalla curva di dispersione nel dominio (frequenza, velocità) ad un profilo di velocità nel dominio (profondità, velocità). Si procede pertanto alla costruzione del profilo di velocità di Rayleigh (V_r), prendendo i punti della curva dove si verifica un cambio di pendenza e riportandoli in un grafico avente in ascissa i valori di V_r e in ordinata i valori di profondità. Infine per passare trovare i valori di V_s si divide $V_r/0.9$. Questo è un modo di procedere semplificato di prima approssimazione. Metodi più sofisticati passano attraverso la modellazione delle onde di superficie nei mezzi multistrato e attraverso procedure di inversione dei dati sperimentali. Tuttavia, considerate tutte le incertezze sperimentali e modellistiche, i due approcci portano a risultati confrontabili.

I limiti principali della tecnica riguardano l'assunzione di un modello del terreno a strati piani paralleli e la profondità massima di indagine. Quest'ultima risulta essere scarsa nel caso in cui a bassa profondità ci sia un forte contrasto d'impedenza in cui c'è un repentino aumento di rigidità. In questo caso l'energia prodotta da una sorgente convenzionale superficiale rimane quasi tutta confinata nel mezzo tenero e rimane poca energia disponibile per caratterizzare le velocità di propagazione delle onde sismiche nel mezzo rigido e sotto di esso (Bonney et al., 2008). Altri aspetti delicati nel processo riguardano l'identificazione dei modi superiori e nel comprendere quando la curva smetta di essere interpretabile nel dominio delle basse frequenze con la conseguente determinazione della profondità massima raggiunta dall'indagine.

2.3 ReMi™

Anche questa tecnica si pone come obiettivo quello di ricostruire il profilo V_s del terreno. La procedura da seguire ricalca quasi interamente quella descritta per la prova MASW. La principale differenza risiede nel fatto che per eseguire una ReMi™ non è necessaria l'energizzazione del terreno in quanto si sfrutta il microtremore ambientale. Anche questa tecnica lavora con l'assunto che la condizione del terreno deve essere quella di strati piani paralleli. A differenza della prova MASW però la profondità d'indagine risulta essere maggiore. Questo fatto lo si può ricondurre alle diverse caratteristiche della sorgente, che in questo caso – trattandosi dell'intero microtremore ambientale - è molto più forte e lontana, permettendo così alle onde di attraversare anche strati profondi. L'utilizzo del rumore ambientale, e quindi la non conoscenza della posizione della sorgente rispetto allo stendimento lineare di geofoni normalmente impiegato, però può far sì che si venga a creare una ambiguità sui tempi di arrivo, quindi sulla velocità. Nel caso estremo in cui la sorgente provenga da una direzione perpendicolare allo stendimento, gli arrivi dei fronti d'onda ai vari geofoni saranno simultanei dando un valore di velocità fittizio tendente all'infinito. Questa velocità si dice apparente. Al contrario, se la direzione di propagazione risultasse essere parallela allo stendimento, in questo caso la velocità registrata sarebbe quella reale. In generale vale sempre la regola secondo cui $V_{apparente} = V_{reale} / \cos \alpha$ con α angolo tra lo stendimento e la direzione di propagazione della sorgente. Questa ambiguità può essere risolta determinando da che direzione proviene la sorgente. Basta spostare un geofono fuori dall'allineamento per

capirlo dato che il primo arrivo in esso sarà precedente o successivo agli altri, oppure integrando la ReMi™ con altre tecniche quali MASW.

2.4 Cross-Hole e Down-Hole

Si tratta di due metodi sismici in foro che permettono di misurare direttamente la velocità delle onde di volume P ed S. I metodi sismici in foro inizialmente sono stati sviluppati con il fine di caratterizzare accuratamente i terreni sotto l'aspetto geotecnico fornendo informazioni su moduli elastici e indici di liquefazione. Per quanto riguarda la caratterizzazione dell'amplificazione sismica stratigrafica non sono molto adatti per una serie di ragioni, tra cui un rapporto costi/benefici troppo alto, una limitata profondità di indagine e, per la natura della prova stessa, una informazione troppo puntuale.

La prova Cross-Hole inizia con la realizzazione sul sito da investigare di due o più fori del diametro massimo di 17 cm, nei quali vengono inseriti dei tubi in PVC o alluminio. Vengono posizionati all'interno di uno dei due tubi i ricevitori, geofoni a tre componenti, mentre nell'altro foro viene posizionata la sorgente, la quale può essere uno Sparker o una piccola carica esplosiva. Sia i fori che i tubi vengono riempiti da una miscela avente caratteristiche il più vicino a quelle del terreno circostante, cemento Portland per siti in roccia, miscela bentonite-cemento-acqua su sedimenti.

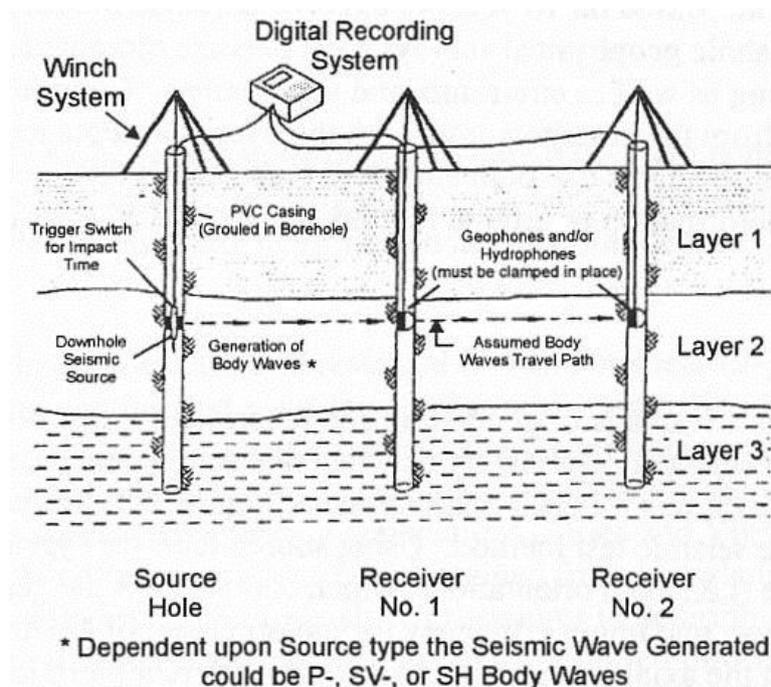


Figura 9 Schematizzazione del metodo Cross-Hole (Wightman et al., 2003).

La misura si effettua mantenendo sorgente e ricevitore alla stessa profondità nei due fori (Figura 9), abbassandola progressivamente durante la prova, questo dovrebbe comportare una miglior precisione del dato in quanto si registrano i primi arrivi di onde che hanno percorso un percorso orizzontale. Nel caso si voglia misurare la velocità delle onde S bisogna tenere presente che durante la prova di Cross-Hole la sorgente genera sia SV che SH che imprimono alle particelle un moto verticale ed orizzontale rispettivamente. Quindi se si ha la necessità di misurare una particolare fase dell'onda S si deve far sì che la sorgente agisca in modo tale da generare la fase desiderata.

Un'altra tecnica sismica tradizionale in foro è la Down-Hole. Questa ha lo scopo di determinare la velocità delle onde di volume P, SV ed SH generate da una sorgente agente in superficie vicino al foro del sondaggio nel quale vengono posizionati i ricevitori. Le procedure da seguire per la realizzazione del sondaggio sono le medesime da utilizzare per la tecnica Cross-Hole. I ricevitori, geofoni a tre componenti, devono essere ancorati per via meccanica o pneumatica al foro del sondaggio e posizionati a profondità nota. La misura di velocità si effettua energizzando il terreno attraverso un impulso generato dalla sorgente, solitamente un martello, questo viene registrato dai ricevitori, i quali inviano un segnale al sistema di acquisizione. Si hanno così a disposizione i dati necessari per procedere al calcolo della velocità: tempi di arrivo delle onde di volume e distanza percorsa sorgente-ricevitore. Anche in questa tecnica, come per la Cross-Hole, se si vuole misurare la velocità di una fase specifica delle onde S, va tenuto presente che la sorgente genera onde SH o SV a seconda della sua orientazione.

2.5 HVSR

La tecnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) ha origine in Giappone da un lavoro di Nakamura e Saito (1983) nel quale mettevano in relazione l'accelerazione massima al bedrock con quella della superficie. I due autori osservarono che in un mezzo soffice, in questo caso copertura sedimentaria, il moto orizzontale era più grande di quello verticale, mentre in un mezzo rigido il moto orizzontale era molto simile a quello verticale. In prima fase lo studio si occupò di confrontare ogni picco di H/V con le caratteristiche di rigidità del terreno e con il fattore di amplificazione, trovando una forte correlazione tra i valori massimi e le caratteristiche del terreno (Nakamura e Saito, 1983). Il passo successivo fu fatto da Nakamura quando capì che la tecnica HVSR era in grado, attraverso misure di

microtremore eseguite in molteplici luoghi, di stimare con buona precisione la frequenza fondamentale del sito e, secondo l'interpretazione originaria di Nakamura, anche il fattore di amplificazione. Queste misure risultavano essere stabili nel tempo e nelle varie stagioni (Nakamura, 1989).

Dal momento che le misure di microtremore dimostrano che in un terreno rigido non si verifica amplificazione in alcun range di frequenze e in alcuna direzione, l'attenzione va rivolta alla condizione di terreno soffice sovrastante un terreno rigido (bedrock). In questa situazione si verifica una amplificazione in ampiezza della componente orizzontale in un determinato range di frequenze che non interessa la componente verticale. Questo fenomeno prende il nome di riflessione multipla/risonanza. Come detto precedentemente, il campo del microtremore è costituito principalmente dalle onde di superficie in particolare dall'onda di Rayleigh, la relazione che lega questa misura alla frequenza di risonanza dell'onda di volume SH, sta nel fatto che un picco H/V ad una determinata frequenza f_0 è dato da un minimo locale della componente verticale dell'onda di Rayleigh e ciò si verifica ad una frequenza, f_0 per l'appunto, che è prossima a quella di risonanza dell'onda SH. Da questa relazione si può assumere la tecnica HVSR come un buon stimatore della frequenza fondamentale f_0 di qualsiasi sito permettendo di stimare l'entità dell'amplificazione sismo-stratigrafica (si sottolinea che tale stima non è immediata, essa dipende dagli assunti sulla composizione del campo del microtremore e necessita di specifica modellazione). Va sottolineato che per la determinazione della f_0 è necessario che la durata sia misura sia dell'ordine della decine di minuti, in quanto le proprietà medie di un campo d'onde sismiche, in questo caso il rumore ambientale, generato da più sorgenti diverse, distribuite casualmente attorno al punto di misura, tendono ad avere un andamento che non dipende dalle singole sorgenti che lo hanno generato, ma solo dalle proprietà del mezzo in cui le onde si propagano (Barnaba e Tolazzi, 2012). Le assunzioni fatte fino ad ora riguardo al microtremore possono considerarsi valide anche nel caso in cui come dato di input si utilizzi la registrazione di un evento sismico. In questo caso si opera facendo il rapporto spettrale H/V delle componenti orizzontali sulle verticali del terremoto che risulta essere molto simile a quello ottenuto dal microtremore (Nakamura, 1989).

Le caratteristiche del rumore sismico variano a seconda della sorgente che lo genera. Comunemente viene chiamato naturale tutta la componente di rumore che possiede una frequenza inferiore ad 1Hz mentre è definito antropico il rumore che possiede frequenze più alte di 1Hz.

L'utilizzo della HVSR per la caratterizzazione dei siti ospitanti le stazioni prese in esame, ricopre un ruolo importante in quanto l'acquisizione della f_0 permette, congiuntamente alle acquisizioni in array, di stimare il profilo delle V_s del sito con la conseguente scelta corretta nell'assegnazione di classe del suolo secondo le NTC08. Inoltre viene messa in evidenza anche la possibile presenza di forti contrasti di impedenza acustica anche a profondità maggiori dei 30 metri previsti sempre dalle NTC08. La relazione che permette di fare ciò è la seguente: $f_0 = \frac{V_s}{4H}$, con H spessore dello strato che provoca l'eventuale impedenza acustica. Come si nota però la relazione, determinata f_0 , contiene comunque due incognite facendo sì che l'equazione si risolva per molteplici coppie di valori di V_s ed H. Di conseguenza uno dei due parametri va misurato o stimato da altre prove. Per sapere lo spessore H si fa spesso riferimento a dati ottenuti da prove penetrometriche o sondaggi (Castellaro e Mulargia, 2008).

Al fine di determinare la corretta risposta sismica locale per le stazioni di MAI, TLM1 e BRC sono state utilizzate le tecniche sopraesposte. Nell'intorno della stazione di MAI sono state acquisite nuove misure di microtremore mediante HVSR, integrate con i dati precedentemente acquisiti provenienti da una MASW. A Barcis invece sono state utilizzate solamente misure di H/V già in possesso, mentre nel sito di TLM1 sono state acquisite nuove misure di rumore ambientale e al fine di ottenere un profilo di V_s più accurato sono stati utilizzati dati di una prova Cross-Hole presenti nel lavoro di Barnaba et al., (2007).

I risultati ottenuti dalle prove HVSR sono stati successivamente confrontati con i rapporti spettrali H/V derivati da terremoti con il fine di trovare un'eventuale congruenza.

2.6 Analisi di terremoti

Il più classico di questi metodi è il rapporto spettrale rispetto al sito di riferimento (Reference Site Spectral Ratio, RSSR, Borchardt, 1970). Questo si basa sulla registrazione

diretta dei terremoti e sull'analisi dei rapporti spettrali rispetto ad un sito di riferimento su roccia. Assumendo che i due siti siano abbastanza vicini per cui gli effetti di sorgente e di propagazione siano confrontabili, e che il sito di riferimento abbia una risposta trascurabile, allora il rapporto spettrale risultante rappresenta la risposta del sito (Bard, 1999).

Il metodo implica che il sito in esame e il sito di riferimento registrino i medesimi terremoti, condizione questa non sempre scontata. La quantificazione della risposta di sito viene calcolata dalla media di tutti i rapporti ottenuti.

Una variante di questo metodo è quella proposta da Andrew (1986), conosciuta come metodo dell'inversione generalizzata (Generalized Inverse Technique, GIT), dove non è necessario che il sito di riferimento abbia registrato tutti gli identici terremoti del sito in esame. La quantificazione della risposta di sito è analoga al metodo classico, ma sempre vincolata alla presenza e alla qualità del sito di riferimento.

Una metodologia che non prevede l'utilizzo del sito di riferimento è la così detta Receiver Function (RF), vale a dire il rapporto spettrale tra componente orizzontale e verticale calcolata da terremoti (Lermo and Garcia, 1993). E' analogo al metodo di Nakamura per il microtremore, ma è applicato a tutti i terremoti registrati da una stazione. A differenza della RSSR, è una tecnica a stazione singola, dove viene calcolato il rapporto spettrale tra le componenti orizzontale e verticale dello spettro del sismogramma registrato nel sito, assumendo che le condizioni locali di sito non influiscano sul moto verticale (d'ora in poi indicato come EHV, Earthquake Horizontal vs Vertical spectral ratio, Priolo & Laurenzano, 2012).

Nell'ambito di questo lavoro, come si vedrà nel capitolo di elaborazione dei dati, è stato fatto un confronto tra le misure HVSR ottenute da rumore ambientale ed una serie di eventi sismici registrati dalle stazioni. La metodologia scelta è stata la EHV, in quanto l'ubicazione delle stazioni rispetto ai terremoti presi in esame non permetteva l'utilizzo di metodologie con sito di riferimento, dal momento in cui sarebbero servite due stazioni che avessero registrato gli stessi terremoti ad una distanza molto minore rispetto alla distanza epicentrale tra terremoto e sito in esame.

Al fine di determinare la corretta risposta sismica locale per le stazioni di MAI, TLM1 e BRC sono state utilizzate le tecniche MASW e ReMiTM per ottenere i profili di velocità dei siti. Nell'intorno delle stazioni sono state acquisite nuove misure di microtremore elaborate poi secondo il metodo HVSR, integrate con i dati precedentemente acquisiti (informazioni litologiche e integrazione dei dati MASW). Per i siti di Majano e Tolmezzo erano disponibili anche dei vecchi dati di Cross-Hole, che hanno agevolato l'interpretazione dei nuovi dati. Il sito di Barcis si è dimostrato il più difficile da caratterizzare in quanto manca totalmente dello spazio per acquisire qualsiasi profilo di velocità e risulta essere chiaramente in condizione non 1D.

I risultati ottenuti dalle prove HVRS sono stati successivamente confrontati con i rapporti spettrali H/V derivati da terremoti con il fine di trovare un'eventuale congruenza.

Capitolo 3. Campagna di misura ed elaborazione dati

3.1 Ricerca bibliografica e rilevamento geologico

Diverse fonti sono state consultate per approfondire le conoscenze geologiche e geomorfologiche dei siti ospitanti le tre stazioni prese in esame. La completezza e l'eshaustività di queste informazioni variano in base all'area studio. La letteratura geologica delle Prealpi Carniche si avvale di contributi recenti (Carulli, 2006; Carulli et al., 2000). Ciò è dovuto al fatto che questo settore di catena, oltre ad essere caratterizzato da indubbe difficoltà di accesso, di percorribilità e di logistica, ha sempre presentato interesse limitato per i ricercatori, almeno fino a circa metà del '900, a causa di un'apparente monotonia geologica. I siti di Barcis e Tolmezzo, ricadenti in aree montane lontane da centri abitati, non sono stati coinvolti nelle recenti revisioni dei piani comunali, con il conseguente grado di incertezza delle informazioni. Viceversa, per la stazione di Majano, la descrizione geologica e geomorfologica ha un grado di dettaglio maggiore grazie al fatto che è stato possibile visionare, all'interno dell'ufficio tecnico del comune, lo studio geologico-tecnico di zonizzazione in prospettiva sismica, facente parte del piano regolatore. Inoltre è presente anche la carta delle caratteristiche litostratigrafiche dei terreni superficiali e del sottosuolo. Questo è legato al fatto che in occasione del terremoto del Friuli del 1976, la cittadina di Majano subì ingenti danni, con il crollo di molti edifici e la quasi totale riedificazione post-sisma.

3.1.1 Inquadramento Geologico Geomorfologico stazione del sito di Majano MAI

Localizzazione Geografica

Il comune di Majano (UD) si trova a una ventina di km in direzione Nord-Ovest dalla città di Udine in Friuli-Venezia Giulia. Si estende su una superficie di 28,29 km². Esso comprende dieci nuclei abitati principali ed altri borghi minori. Confina a Nord con il comune di Osoppo ad Est con i comuni di Buja e di Colloredo di Monte Albano, a Sud con il comune di S. Daniele del Friuli e Rive d'Arcano ed a Ovest con il comune di S. Daniele del Friuli. La stazione accelerometrica di Majano, identificata dalla sigla MAI, si trova in via Ciro di Pers 19, alloggiata all'interno di in cabina ENEL dietro la sede municipale di Majano

e fa parte della RAN dal 1976 (Figura 10). Nel sistema di riferimento WGS84 risulta avere Latitudine 46.1851 Nord e Longitudine 13.0696 Est, mentre troviamo il sito di Majano nel foglio 066 UDINE della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000



Figura 10 Sede della stazione MAI a Majano, dietro la sede municipale, ospitata dalla cabina ENEL denominata "Municipio".

Caratteri Geomorfológicos

La morfologia del comune di Majano è molto varia, conseguenza diretta dell'azione glaciale, che attraverso la combinazione di erosione, trasporto e deposizione ha modellato i caratteri del paesaggio che oggi possiamo osservare. L'evoluzione morfologica post-glaciale risulta nel complesso modesta, fatto da ricondurre anche agli interventi antropici quali bonifiche, regimazione di acque superficiali, accumuli di riporto, terrazzamenti ecc. Possiamo distinguere quattro diverse zone:

- Una zona montuosa ad ovest comprendente al Colle di Susans. Trattasi di un'altura rocciosa, prevalentemente composta da conglomerati che si eleva fino alla quota massima di 277,70 m s.l.m.m.

- Una zona pianeggiante a Nord, facente parte dell'estremità inferiore della vasta pianura denominata Campo d'Osoppo. La morfologia dell'area risalta i caratteri tipici delle pianure, rappresentati dalla presenza di una superficie continua e da una pendenza costante di circa 3,5%. Le quote topografiche variano da un massimo di 164 m s.l.m.m ad un minimo di 154 m s.l.m.m.
- Una zona collinare mediana che occupa il tratto centro-settentrionale dello anfiteatro morenico del tilaventino. Questa costruzione glaciale si articola in una serie di cerchie collinari concentriche, separate fra loro da zone sub-pianeggianti localmente depresse. Queste cerchie si succedono da sud verso Nord in ordine decrescente di ampiezza ed altezza.
- La pianura di Farla, la quale si estende dalla base dei colli morenici sino alla vasta bassura di Farla-S.Daniele del Friuli. Questa zona occupa il tratto meridionale dell'area comunale.

Caratteri Geologici Litostratigrafici

L'abitato di Majano risiede nell'alta pianura friulana. L'evoluzione geologica di quest'area viene meglio compresa a partire dalla fine del Pleistocene superiore dal momento che i processi sedimentari quaternari che hanno portato all'attuale assetto geomorfologico dell'area sono avvenuti in questo lasso di tempo. Le varie fasi di avanzamento e arretramento del ghiacciaio del Tagliamento hanno determinato nell'alta pianura friulana la deposizione di sedimenti glaciali e fluvioglaciali. La fase di avanzamento massima del fronte del ghiacciaio viene datata posteriormente a 22000 anni, trovando riscontro nei sedimenti fluvioglaciali del subsistema di Santa Margherita. Per i successivi 3000 anni il ghiacciaio è stato interessato a una fase di arretramento, questo fece sì che gli scaricatori fluvioglaciali iniziarono ad incidere la vasta distesa di sedimenti, depositati per l'appunto nella precedente fase di avanzamento, e le cerchie moreniche più esterne. Lo stazionamento nella posizione arretrata del fronte del ghiacciaio finì intorno al 19000 B.P. quando si aprì una nuova fase di avanzamento che arrestò il fronte poco prima delle cerchie morene della precedente avanzata. Analizzando la morfologia dei depositi glaciali si nota come la direzione e la disposizione del flusso glaciale sia stata condizionata prevalentemente dalla presenza di rilievi collinari lungo il suo corso. In particolar modo a SW il Monte Ragogna (512 m s.l.m.m.) e quello di Susans (277 m s.l.m.m.) mentre a SE il

ruolo di “spartighiaccio” lo ricoprirono i colli di Buja (325 m s.l.m.m.) e di Tarcento (230-280 m s.l.m.m.). Questi rilievi fecero sì che la massa complessiva del ghiacciaio si divise in 4 lobi fondamentali: il lobo di Pinzano, il lobo di San Daniele, quello di Moruzzo ed infine il lobo di Tarcento. Lungo i contatti dei lobi scorrevano i quattro scaricatori principali, i quali rimaneggiando i depositi glaciali e fluvioglaciali precedenti costruirono nell’alta pianura ampi conoidi, costituiti da un’alternanza di ghiaie e ghiaie-sabbiose. Questi conoidi si fondevano tra loro nel settore distale divenendo indistinguibili. Attualmente nella posizione in cui scorrevano i quattro corsi d’acqua scaricatori principali trovano posto rispettivamente il fiume Tagliamento, il Corno, il torrente Cormor e il fiume Torre. Dopo il 18000 B.P. iniziò la definitiva fase di ritiro interrotta solo da brevi avanzate. In questo periodo le acque di ablazione percorrono esclusivamente i percorsi dei quattro principali scaricatori fluvioglaciali incidendo l’apparato morenico e la parte apicale del sandur con la formazione di scarpate di terrazzo alte anche fino a 30 m. Con la ritirata entro i rilievi prealpini e la successiva scomparsa del ghiacciaio si delineò l’assetto geologico e geomorfologico attuale. Le acque fluviali si concentrarono nel corso dell’attuale Tagliamento, mentre nell’anfiteatro morenico si sviluppò un reticolo endoreico confluyente negli attuali torrenti Corno e Cormor. Nelle zone depresse invece si formarono numerose paludi e torbiere oltre vari bacini lacustri di cui oggi rimane a testimonianza solo il Lago di Ragogna.

Nello specifico l’area comunale di Majano possiede caratteristiche geologiche assai diverse fra loro. Le varie unità geologiche affioranti appartengono ad un intervallo cronologico assai ampio che va dai termini continentali del Miocene Superiore all’estesa coltre detritica quaternaria di ricoprimento. I complessi rocciosi più antichi comprendono:

- Marne, Arenarie e Puddinghe (Tortoniano)

Gli affioramenti di questa unità, sono localizzati in corrispondenza delle porzioni medio basse del versante settentrionale del colle di Susans. Si possono distinguere in essa due parti: l’inferiore, di circa 150 m di spessore, formata da un’alternanza irregolare di marne, siltiti ed arenarie a grana medio-fine, la superiore, della potenza di circa 100 m, costituita da puddinghe ad elementi carbonatici, con subordinate intercalazioni pelitico-psammitiche spesse al massimo una decina di metri.

- Conglomerato del monte di Ragnona (Pontico)

Forma buona parte del colle di Susans. Sporadici affioramenti sono stati rilevati entro il centro abitato di Majano. Trattasi di bancate polimetriche di conglomerati fluviali calcareo-dolomitici, a cementazione irregolare, intercalati da arenarie e siltiti, con potenza che supera gli 800 m. La stratificazione è evidente in banchi dello spessore medio da 2 a 5 metri (Figura 11).



Figura 11 Affioramento di conglomerato del monte Ragnona situato in località Comerzo di Majano.

I depositi quaternari, con spessori variabili da pochi metri ad un centinaio, sovrastano quasi interamente il substrato roccioso. Essi sono composti da accumuli glaciali e materiali di deposito fluviale e fluvioglaciale, localmente ricoperti da coltri detritiche di origine eluvio-colluviale.

Ai fini di questo lavoro di tesi, questi depositi verranno caratterizzati e descritti da un punto di vista prettamente geotecnico, in quanto la definizione della natura delle proprietà meccaniche medie dei terreni entro un limitato volume di sottosuolo gioca un ruolo fondamentale per la corretta definizione della risposta sismica locale. In quest'ottica i terreni affioranti sono attribuibili ai seguenti gruppi:

- Terreni coerenti: comprendono le formazioni lapidee, con buona resistenza meccanica, ma fortemente dipendenti dei caratteri strutturali quali giunti, fratture, faglie ecc.
- Terreni pseudocoerenti: rappresentati dalle “terre coesive” sono caratterizzati da proprietà meccaniche da basse a molto basse, variabili in funzione del contenuto d’acqua presente.
- Terreni incoerenti: comprendono le “terre granulari”, caratterizzate da un comportamento delle particelle puramente attrattivo con coesione quasi nulla.
- Terreni complessi: appartengono a questo gruppo le formazioni caratterizzate da alternanze di terreni pseudocoerenti ed incoerenti.

Di seguito sono descritte, sempre in prospettiva litologico tecnica, le quattro litofacies individuate nell’area comunale adiacente alla stazione accelerometrica “MAI”.

1. Sedimenti ghiaioso-sabbiosi con limo o molto limo, frequentemente intercalati da orizzonti di ricoprimento a granulometria prevalentemente grossolana di spessore modesto.
2. Sedimenti ghiaioso-sabbiosi da, in genere, scarsamente limosi a talora limosi, con ciottoli, con lenti o livelli a prevalenti caratteristiche sabbiose.
Sedimenti ghiaioso sabbiosi con limo, talora prevalente, con ciottoli e localmente massi.
3. Sedimenti ghiaioso sabbiosi con limo, talora prevalente, con ciottoli e localmente massi.
4. Sedimenti limo-sabbiosi con limitate frazioni ghiaiose, con rari ciottoli, con intercalazioni più o meno frequenti di natura limoso-argillosa o limoso-sabbiosa o potenti livelli di limi e argille a stato di consistenza da “medio” a più di frequente compatto.

La stazione poggia su sedimenti appartenenti alla litofacies 1 la quale si estende prevalentemente verso ovest, mentre nelle immediate vicinanze in direzione Sud Sud-Est troviamo la litofacies 2. Nell’area settentrionale invece trovano posto le litofacies 3 e 4.

Di seguito vengono riportati i risultati ottenuti dai sondaggi geognostici n°33 e n°8 effettuati nelle immediate vicinanze della stazione (Vedi Figura 12).

Sondaggio n°33 eseguito da ENEA nell'ambito di raccolta di informazioni sulle postazioni accelerometriche del Friuli (Fontanive et al., 1985).

- Tra piano campagna e quota -14.90m: livelli di ghiaia sciolte, ghiaietto e sabbie grossolane con scarsa matrice limosa.
- Da quota -14.90m a quota -17.50m: bancata di limo sabbioso-argilloso, grigio e raramente ocraceo, assai compatto e inglobante raro ghiaietto.
- Da quote -17.50m a -31.40m: limi argillosi prevalentemente di colore grigio, raramente ocraceo, con ghiaietto e sabbia in frazioni variabili, ma sempre assai scarse.
- Da quote -31.40m a -51.60m: ghiaie poligeniche calcareo dolomitiche, con qualche elemento permico, il grado di cementazione è assai limitato.
- Da quote -51.60m e -57m: ghiaia e ghiaietto, inglobati in una scarsa frazione sabbiosa.

Sondaggio n°8 eseguito dalla ditta Fratelli Fabris di Latisana (UD). Di seguito la descrizione di massima fornita dai sondatori:

- Tra piano campagna e quota -4.00m: materiali a componente fine prevalente.
- Da quote -4.00m a -14.00m: ghiaia sabbiosa con molto limo.
- Da quote -14.00m a -19.00m: ghiaia sabbiosa con poco limo.
- Da quote -19.00m a -34.00m: sabbia a grana grossa ghiaiosa mista a limo.
- Da quote -34.00m a -41.00m: materiali prevalentemente ghiaiosi compatti.
- Da quote -41.00m a -52.00m: ghiaia sabbiosa con molto limo.
- Da quote -52.00m a -61.00m: materiali prevalentemente ghiaioso compatti.
- Da quote -61.00m a -62.00m: conglomerato.

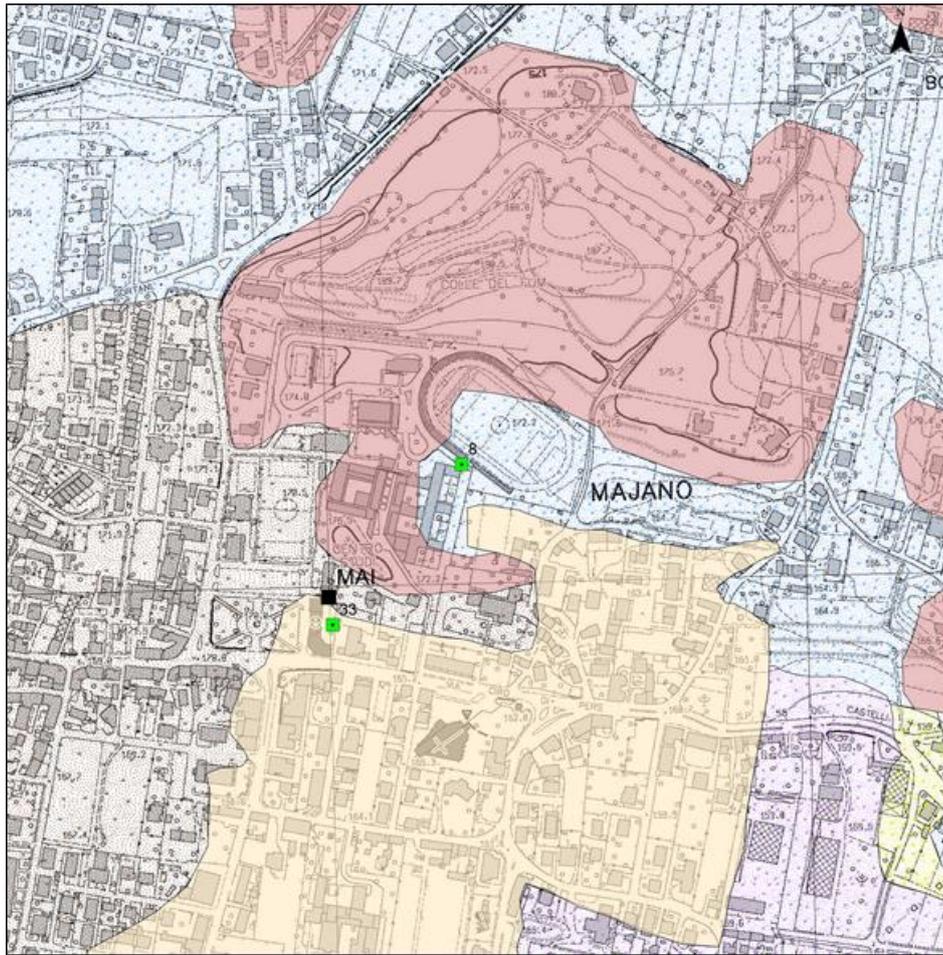


Figura 12 Carta geologica dell'intorno della stazione di MAI presente nel piano regolatore comunale. Digitalizzata con software ArcGis 10.2.

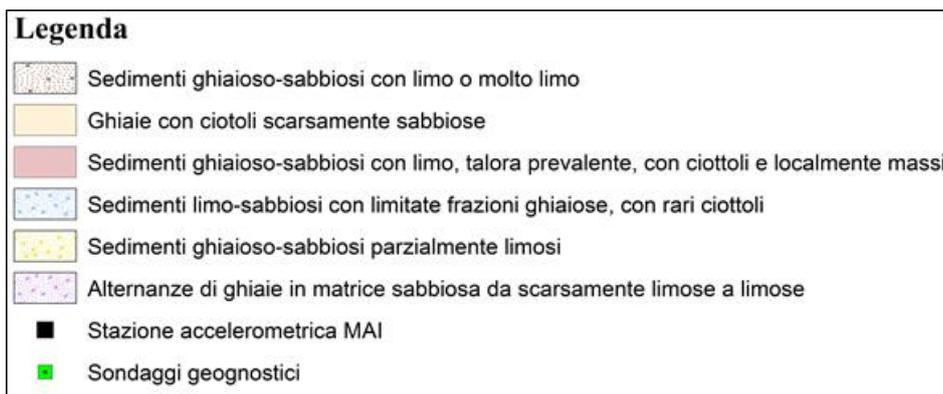


Figura 13 Legenda carta geologica di Majano.

3.1.2 Inquadramento Geologico stazione del sito di Tolmezzo TLM1

Localizzazione geografica

La stazione accelerometrica di Tolmezzo Centrale - Diga Ambiesta1, identificata dalla sigla TLM1, è situata nel comune di Verzegnis (UD) in Friuli-Venezia Giulia. Facente parte di uno dei ventotto comuni della Carnia quello di Verzegnis è un comune sparso in quanto la sua sede comunale si trova nella frazione di Chiaulis. Il migliaio di abitanti che vi risiedono si dividono principalmente in quattro frazioni principali: Chiaicis, Chiaulis, Intissans e Villa. Si estende per 38,8 km² e confina a Nord con Tolmezzo e Villa Santina, a sud con Vito d'Asio ad est con Cavazzo Carnico mentre ad Ovest con Enemonzo e Preone. Le coordinate della stazione accelerometrica nel sistema WGS84 sono: latitudine 46.381401 Nord e longitudine 12.9839 Est ad una elevazione di 519 m s.l.m.m.

La stazione è ospitata all'interno di un box in lamiera su un rilievo in alto alla spalla sinistra della diga (Figura 14). E' da notare che nel 1976 l'accelerometro era collocato in un alloggiamento diverso da quello attuale, distante pochi metri Figura 15.



Figura 14 Stazione accelerometrica TLM1, dove sulla destra si possono scorgere i pozzi per le misure cross-hole.



Figura 15 Postazione della vecchia sede della stazione accelerometrica di Tolmezzo, oggi dismessa.

Caratteri Geologici Litostratigrafici

Le Prealpi Carniche si estendono a Sud ed a Ovest del percorso montano del F. Tagliamento, fino all'alta Pianura Friulana sono caratterizzate da una successione di terreni con una stratigrafia compresa tra il Carnico inferiore e il Miocene. Questa area è interessata da due grandi elementi strutturali; a Nord la Linea dell'Alto Tagliamento, che corre lungo tutto l'alto corso del F. Tagliamento e la Linea Barcis-Stao Selo a Sud (Sovascorrimento Periadriatico). Questo sovrascorrimento a carattere regionale è il più importante disturbo delle Prealpi Carniche ed è caratterizzato da una fascia di cataclasiti. Nel settore settentrionale i termini più antichi vengono testimoniati da calcari scuri, marne, arenarie, dolomie e gessi del Carnico inferiore. Procedendo verso Sud nella zona del M. Pramaggiore a Sud di Forni di Sopra affiora la Dolomia Principale del norico-retico. Nel Monte Raut affiorano i Calcari Grigi del Friuli di età Lias inferiore-medio. Sebbene poco potente ma molto estesa è la facies di rosso ammonitico nodulare (M. Verzegnis, Colle dei Larici, M. Lovinzola) caratterizzato da una interessante fauna ad ammoniti e belemniti del Lias medio-superiore. La tettonica della zona agisce sui terreni antichi posti

nei territori a Nord determinando il loro lento smantellamento e la successiva produzione e allontanamento dei prodotti che nell'Eocene inferiore vanno a colmare sette bacini profondi, formando così depositi di flysch. Questi eventi sono testimoniati dagli affioramenti nelle zone di Clauzetto, Frisanco, Claut, Andreis, ecc. Depositi molassici di età oligocene-miocene che giacciono sopra il flysch testimoniano la presenza di un mare poco profondo che riceve i prodotti dello smantellamento dei rilievi a monte che oramai tendono a emergere del tutto.

Le Prealpi Carniche costituiscono i due terzi di tutto il settore prealpino della regione, sono caratterizzate da rilievi che possono anche raggiungere quote considerevoli, come la Cima dei Preti (2703 m s.l.m.m.) nel Gruppo del Duranno. I corsi d'acqua che scendono dal settore alpino solcano le prealpi definendo tre settori: quello occidentale, costituito dal Gruppo del Monte Cavallo e dall'Altopiano del Cansiglio, quello centrale, con le Prealpi di Claut e di Tramonti e quello orientale con le Prealpi dell'Arzino e di Cavazzo.

Le Prealpi Giulie si estendono tra i fiumi Tagliamento ed Isonzo e raggiungono le massime quote con il Monte Plauris (1958 m s.l.m.m.) e il Monte Matajur (1641 m s.l.m.m.). Le zone collinari (quelle a quota inferiore ai 600 m s.l.m.m.) sono rappresentate da alcune colline isolate, come il Monte di Ragogna, o progressivamente degradanti verso la pianura, come il Collio il cui apparato collinare è peraltro tradizionalmente compreso nelle Prealpi Giulie.

Le formazioni presenti nell'intorno della stazione accelerometrica TLM1 sono descritte all'interno delle note illustrative della carta geologica in scala 1:150000 del Friuli Venezia Giulia (Carulli, 2006).

Queste fanno tutte parte della successione mesozoica:

- Dolomie marnose grigie, dolomie chiare vacuolari e livelli marnosi centimetrici, con presenza di breccie dolomitiche. Intercalazioni decimetriche-metriche di gessi saccaroidi, bianchi grigi e rosati, con impurità argillose spesso in lamine millimetriche ritmiche riconducibili a depositi di laguna evaporitici.
- Dolomie chiare, in strati metrici e dolomie stromatolitiche in strati decimetrici organizzate in cicli peritidali che prendono il nome di Dolomia Principale.

Localmente si possono ritrovare al tetto brecce dolomitiche, intercalazioni di dolomie laminate scure ricche di sostanza organica in strati decimetrici riconducibili a depositi di piattaforma (Figura 16).



Figura 16 Dolomia chiara affiorante nei pressi della stazione TLM1.

Le coperture sedimentarie presenti sono tutte appartenenti al quaternario:

- Conglomerati alluvionali poligenici ed eterometrici ad abbondante matrice e cemento carbonatico definito come Conglomerato del Tagliamento.
- Depositi glaciali del settore montano e dell'anfiteatro morenico del Tagliamento.

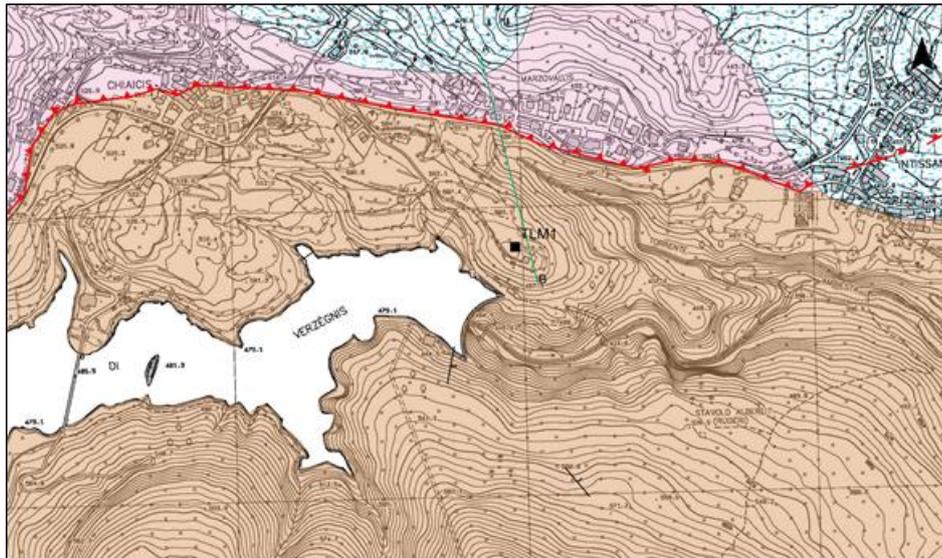


Figura 17 Carta geologica dell'intorno della stazione TLM1. Tratta dalla carta geologica del Friuli Venezia Giulia, digitalizzata con ArcGis 10.2.

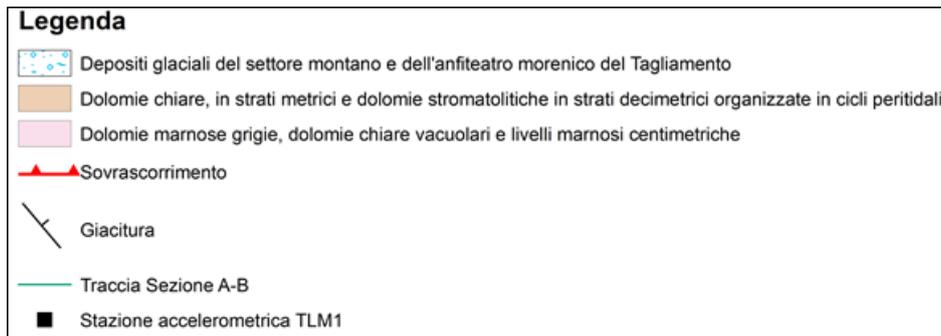


Figura 18 Legenda carta geologica TLM1.

3.1.3 Inquadramento Geologico stazione del sito di Barcis BRC

Localizzazione geografica

La stazione accelerometrica di Barcis, identificata dalla sigla BRC, è situata nel comune di Barcis, in Provincia di Pordenone, in Friuli-Venezia Giulia. L'abitato che conta poche centinaia di persone sorge sulle sponde dell'omonimo lago artificiale. Le coordinate della stazione accelerometrica nel sistema WGS84 sono: latitudine Nord 46.186944 e longitudine Est 12.553611 ad una elevazione di 427m s.l.m.m.

La stazione è ospitata all'interno di una cabina di trasformazione dell'ENEL (Figura 19).



Figura 19 Stazione BRC ospitata nella cabina ENEL denominata “Vallata”, in comune di Barcis.

Caratteri geologici litostratigrafici

La zona oggetto di studio rientra interamente nelle Prealpi Carniche: tale settore montuoso è occupato da un grande fascio di linee tettoniche con estesi sovrascorrimenti verso Sud. L'inquadramento geologico è caratterizzato dal lineamento regionale Barcis-Stao Selo, il quale porta le dolomie noriche (Dolomia Principale) a sovrascorrere sui calcari cretaci a scaglie frontali (Calcari di Monte Cavallo e di Andreis), coinvolgendo al centro il flysch eocenico (Flysch di Clauzetto), piegato in modo antifforme.

- **Formazione del Monticello (Carnico superiore)**
Caratteri litologici. Questa formazione è stata istituita informalmente da Carulli et al. (1987), nella Carnia orientale e nelle Alpi e Prealpi Giulie. Successivamente Carulli et al. (1998), estendono questo termine litostratigrafico anche nel settore delle Prealpi Carniche suggerendone l'equivalenza stratigrafica con la Dolomia di Forni inferiore (Carulli et al., 1994) o Membro inferiore della Dolomia di Forni (Carulli et al., 1997) data la comune organizzazione interna dei depositi. Nell'area delle Prealpi Carniche la Formazione del Monticello è costituita in gran parte da dolomie non laminate e prive di strutture e si caratterizza per il colore

tendenzialmente grigio chiaro dei litotipi. La stratificazione è netta, 30-100 cm di spessore, con giunti di strato piano-paralleli. Subordinatamente sono presenti strati dolomitici potenti 20-40 cm, caratterizzati da una regolare alternanza di lamine millimetriche chiare e scure per concentrazione differenziata di sostanza organica, talora interrotte da strati più chiari, con spessore di 5-20 mm. Nella parte alta dell'unità sono presenti livelli stromatolitici che possono costituire successioni di spessore metrico. Ancor più rari sono i livelli dolomitici con noduli e/o lenti di selce nera e le dolomie marnose, nere o brune, fittamente laminate e fissili, presenti per lo più come intercalazioni millimetrico-centimetriche.

- Dolomia Principale (Norico)

Caratteri litologici. Nella sua facies tipica di piattaforma carbonatica la Dolomia Principale presenta la classica sequenza ciclica peritidale descritta da Bosellini (1967); essa è rappresentata dalla sovrapposizione di dolomie microcristalline, afanitiche a Megalodonti e gasteropodi, e di dolomie laminate a stromatoliti *fenestrae*, talora culminanti nella parte alta del ciclo con strutture da disseccamento quali *mud cracks* e *sheet cracks*. La tematica deposizionale viene interpretata in chiave *shallowing-up*, ed è rappresentata da cicli regressivi (Bosellini & Hardie, 1988; Hardie et al., 1986). Talvolta il passaggio tra un ciclo ed il seguente è marcato da una prolungata esposizione in ambiente subaereo, che smembra il sedimento disseccato proveniente dalle litorali sottostanti, formando intraclasti; questi vengono rielaborati e vanno a formare un livello di spessore variabile (*lag*) alla base delle micriti del ciclo successivo. I cicli possono essere incompleti ed in questi casi prevalgono le dolomie subtidali in strati pluridecimetrici-metrici. Talvolta compaiono a tetto ciclo livelli argillitici verdastri con sparsi clasti neri centimetrici poggiati su superficie erosiva.

- Calcarea di Monte Cavallo (Cretacico sup.)

Tale formazione si presenta costituita da calcareniti bioclastiche fini, breccie ad elementi di piattaforma e sabbie clinostratigrafiche dalla stratificazione metrica. Frequenti sono i blocchi, anche di grandi dimensioni, costituiti da

abbondanti frammenti organogeni (patch reef a Rudiste, secondariamente sono presenti anche bivalvi e gasteropodi); rari i noduli di selce. All'interno della zona della Candaglia, il Col dei S'cios è l'area dove è meglio rappresentata la Fm. del Calcare di Monte Cavallo.

- Calcari di Andreis (Paleocene sup.)

Facente parte della formazione del Calcare di Monte Cavallo, questa litologia è costituita da calcari massicci bioclastici (biomicriti e biolititi), da bianchi a nocciola, attribuiti al Paleocene superiore. In questa unità sono spesso presenti calcari contenenti Orbitoidi, chiaramente rimaneggiati (Salvini, 1969). La stratificazione, quando presente, è solitamente formata da banchi spessi da 1,5 a 4 metri.

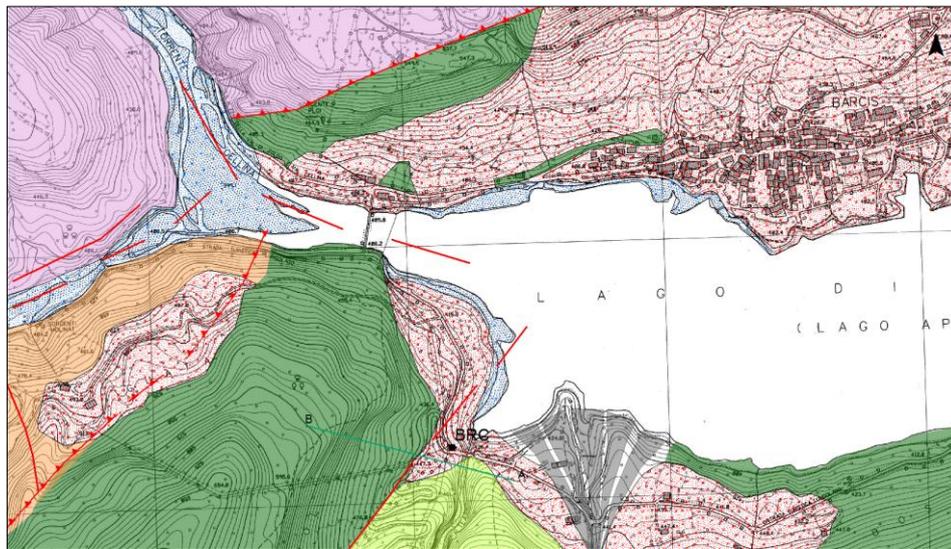


Figura 20 Carta geologica dell'intorno della stazione BRC. Da Ponton e Giacomini (comunicazione personale, 2014), successivamente digitalizzata con ArcGis 10.2

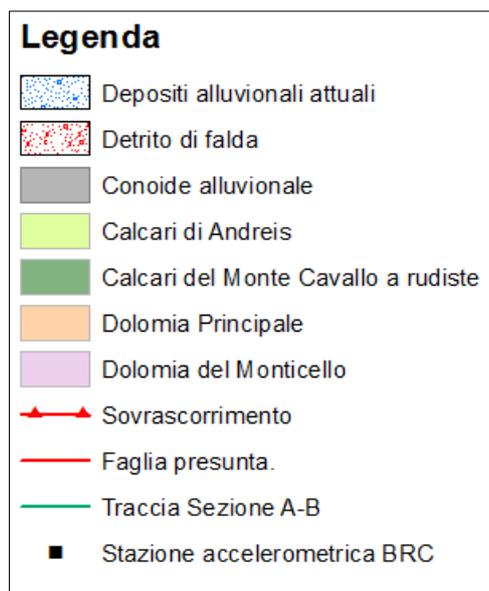


Figura 21 Legenda carta geologica BRC.

3.2 Acquisizione dati rumore ambientale

In data 14/11/2014 si è svolta la campagna per l'acquisizione dei dati di microtremore per il sito ospitante la stazione MAJ e per la stazione TLM1. Per quanto riguarda il sito BRC le condizioni meteo stagionali caratterizzate da un'elevata piovosità non hanno permesso lo svolgimento di nuove misure e sono stati utilizzati i dati già precedentemente acquisiti dalla Dott.ssa C. Barnaba in data 18/09/2014.

Le misure sono state effettuate con la strumentazione messa a disposizione da OGS-CRS di Udine. Sono state utilizzate sei stazioni mobili ciascuna formata da: un sensore, un'antenna GPS, un acquisitore, una batteria per l'alimentazione (Figura 23) ed una periferica per l'archiviazione dei dati acquisiti. Il sensore utilizzato è un velocimetro LE-3Dlite prodotto dalla Lennartz, a tre componenti, N-S, E-W e verticale, a corto periodo con frequenza propria a 1Hz (Figura 22).



Figura 22 Sensore LE-3dlite utilizzato per le acquisizioni di microtremore.



Figura 23 Acquisitore e batteria di alimentazione.

3.2.1 MAI

Per la caratterizzazione di questa stazione sono state eseguite due nuove misure di microtremore affiancate da altre sette misure precedentemente acquisite (Figura 24).

La procedura inizia con la disposizione al suolo dei vari componenti costituenti la stazione mobile, i quali, per comodità di trasporto sono contenuti in una cassetta di plastica. Per prima cosa l'acquisitore va collegato alla batteria ed acceso, poi si può procedere a

collegare le varie periferiche, è consigliato iniziare dall'antenna GPS in quanto questa ci impiega qualche minuto per ricevere il segnale proveniente dai satelliti. Una volta collegato il tutto, previo un controllo per verificare che lo spazio sulla memoria sia sufficiente, si procede con il posizionamento al suolo del sensore. Questa fase richiede particolare attenzione al fine della corretta acquisizione, si parte con l'allineamento della componente N-S, indicata sul top del case dello strumento, con il Nord geografico mediante l'utilizzo di una bussola, successivamente si procede con la messa in bolla.

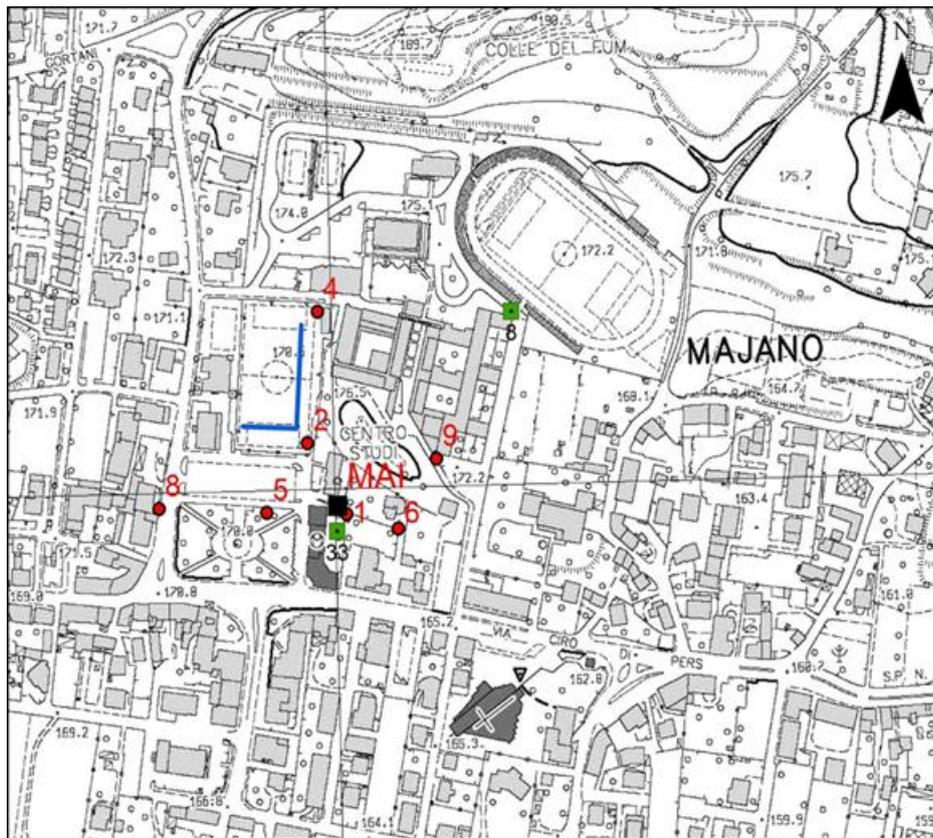


Figura 24 Ubicazione delle sette misure di rumore ambientale (in rosso), configurazione stendimento geofoni per misure in array (in blu) e sondaggi geognostici (in verde).

Quest'ultima operazione viene effettuata mediante la regolazione in altezza dei tre supporti su cui poggia lo strumento.

A questo punto si procede facendo partire la registrazione, questa ha una durata minima di una ventina di minuti. Trascorso questo intervallo di tempo si termina l'acquisizione.

Per ogni misura effettuata viene compilato un foglio di campagna in cui viene riportato: un identificativo per il sito, la località, l'ora di inizio e fine acquisizione e la sigla specifica del sensore utilizzato.

I dati acquisiti ora vengono scaricati dalla periferica di archiviazione ad un computer. La fase di elaborazione inizia importando i dati all'interno del software Grilla. I file acquisiti sono in formato SAC (Seismic Analysis Code) e per ogni misura effettuata vengono creati dall'acquisitore tre file, uno per ogni componente del moto. Per essere importati all'interno del database di Grilla questi tre file devono essere caricati singolarmente, inoltre viene fissata una sigla per il sito e un numero per la traccia.

A questo punto dal database si può avere accesso alla misura visualizzando l'intera registrazione per le tre componenti, NS EW e verticale, in finestre di lunghezza impostabile a piacere.

I settaggi richiesti dal programma per effettuare l'analisi spettrale H/V sono i seguenti:

- Windows size (durata della finestra), questa divide la finestra di analisi del segnale totale, il numero delle finestre deve essere sufficiente al fine di avere una rappresentazione statistica in termini di deviazione standard adeguata. Questa lunghezza è funzione delle frequenze che si vuol considerare. Più lunga è la finestra di analisi, minore è la frequenza esplorabile. La scelta è stata di una lunghezza di 180s.
- Scelta del tipo e della percentuale da applicare allo Smoothing (lisciamento), questo parametro ha la funzione di togliere le fluttuazioni in alta frequenza negli spettri. Sono stati lasciati i parametri di default che prevedono: uno smoothing triangular size con una percentuale del 10% valore tipico per i suoli.
- Scelta dell'intervallo di frequenze nel quale effettuare l'analisi di significatività di eventuali picchi H/V. Il range scelto è stato da 0.5 a 50 Hz.

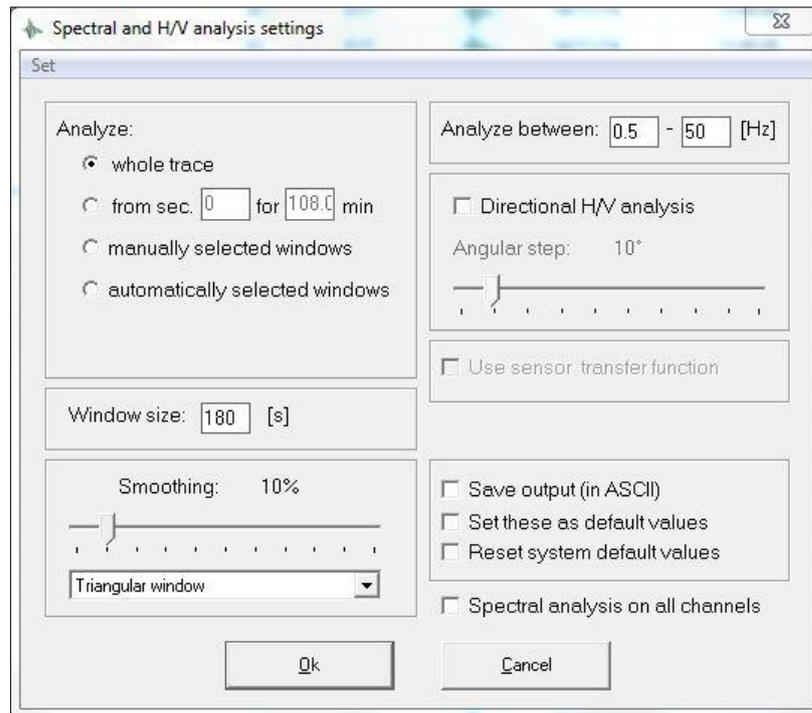


Figura 25 Finestra per l'impostazione dei parametri di analisi del software Grilla.

Definiti i settaggi (Figura 25) si fa partire l'analisi, il calcolo del rapporto spettrale delle componenti orizzontali su quelle verticali viene effettuato per ogni finestra in cui è divisa la traccia della registrazione.

Il programma fornisce tre output:

- Lo spettro del rapporto H/V, in cui si vede l'ampiezza del picco e la frequenza a cui questo si trova. La curva H/V è il risultato statistico di tutti i rapporti H/V delle singole finestre per cui è stata divisa la registrazione. E' necessario mostrare sempre la curva assieme alla sua deviazione standard al fine di avere un'idea della rappresentatività statistica della misura. Il software fornisce il valore della frequenza a cui si verifica il picco di maggior ampiezza; in caso di presenza di più picchi non è detto che questo sia anche il più importante.
- Gli spettri delle singole componenti del moto. La visualizzazione di questi è utile al fine di determinare se un picco visto nella curva H/V sia di natura stratigrafica o sia un artefatto ad esempio di origine antropica. Dalla osservazione di questi spettri si può anche capire se il posizionamento e la messa in bolla dello

strumento sono stati effettuati in maniera corretta, ad esempio un posizionamento fuori bolla dello strumento provocherà un disallineamento della componente NS su quella EW che solitamente sono sovrapposte e quasi indistinguibili.

- La finestra H/V stability. Questo strumento mostra l'intensità spettrale di ogni finestra in funzione della durata della registrazione e della frequenza. La sua utilità sta nel fatto che alle volte la deviazione standard della curva H/V risulta essere molto larga rendendo poco interpretabile la curva. Questo fatto è da imputare al rapporto spettrale ottenuto da alcune finestre particolarmente affette da rumore, che grazie a questo strumento è possibile eliminare lasciando solo le finestre in cui si ha un segnale buono. Una volta rimosse l'analisi viene svolta nuovamente con il conseguente restringimento della deviazione standard, l'operazione di rimozione non può comunque comprendere un numero troppo alto di finestre pena la poca significatività statistica della misura (Figura 26).

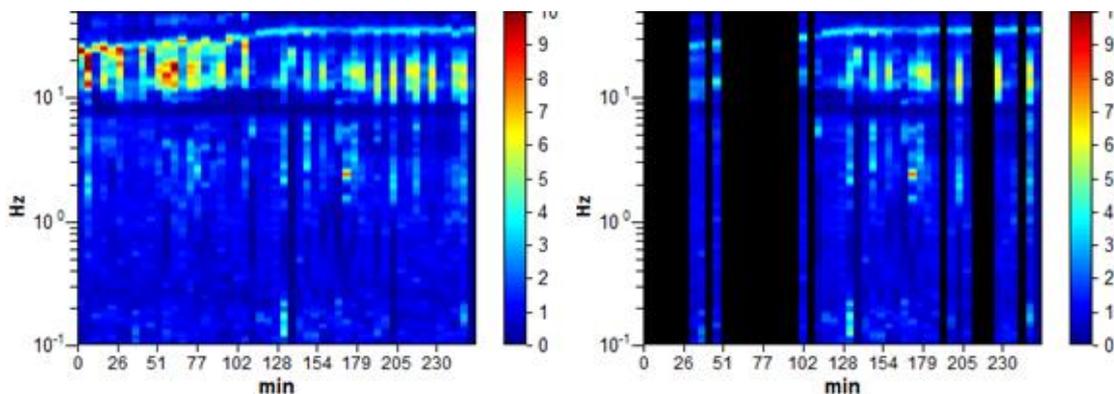


Figura 26 Finestre H/V stability del software Grilla. A destra la finestra prima della rimozione delle tracce affette da rumore. Sulla sinistra si osserva la stessa finestra dopo la fase di rimozione, in nero le tracce rimosse dall'analisi.

Tenute presenti le considerazioni sopraesposte ed accertata la natura stratigrafica degli eventuali picchi della curva H/V si passa successivamente al calcolo del modello del sottosuolo. Questo modello può essere fatto sia in maniera manuale sia in modalità assistita. I modelli del suolo ottenuti per il sito MAI sono stati fatti tutti in modalità manuale. Per un modello di prima approssimazione, dal valore di frequenza al quale si verifica il picco si deriva, grazie alla formula semplificata (per i sistemi multistrato) $f = V_s/4H$ o lo spessore dello strato o la velocità delle onde S. Per ogni strato vengono richieste le seguenti informazioni: spessore, V_p , V_s , modulo di Poisson e densità media. Si

parte ipotizzando quella che può essere la velocità delle onde S più probabile per il primo strato (questo dato può essere ottenuto anche da altre prove), la V_p viene derivata automaticamente dal programma, una volta che siano definiti i moduli di Poisson degli strati. Allo stesso modo è necessario effettuare una stima delle densità degli strati, parametro che comunque è quello che meno influisce nella modellazione. Ipotizzando la presenza di un picco solo, quindi un caso a due strati, lo spessore del secondo è assunto infinito. A questo punto si calcola il profilo in termini di V_s del suolo. Se le ipotesi fatte sulle V_s sono valide si vedrà una buona corrispondenza in termini di frequenza e ampiezza dei picchi fra la curva H/V ottenuta in precedenza e quella, definita sintetica, calcolata in base ai dati appena inseriti. Come spiegato nel capitolo 2 e in Castellaro e Mulargia (2008) esistono infinite soluzioni per questo tipo di problemi: è pertanto necessario avere un vincolo da prove dirette o altre prove per ottenere un modello di V_s da sole prove H/V.

Per ogni analisi effettuata viene creato un report in cui si riportano tutte le informazioni riguardanti la misura, i settaggi scelti nel corso dell'analisi e gli output ottenuti. Inoltre si verifica la significatività delle curve e dei picchi secondo le linee guida espresse nel progetto SESAME (Site EffectS Assessment using Ambient Excitations). Affinché una misura di HVSr sia considerata valida, essa deve soddisfare tutti e tre i criteri che definiscono la bontà della curva e almeno cinque su sei per la chiarezza dei picchi (Figura 27). Va notato tuttavia che questi criteri costituiscono solo delle linee guida e che alcuni sono oggi ritenuti obsoleti.

Criteria for a reliable H/V curve [All 3 should be fulfilled]					
$f_0 > 10 / L_w$	22.74 > 0.06	OK			
$n_s(f_0) > 200$	38831.7 > 200	OK			
$\sigma_x(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_x(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 11176 times	OK			
Criteria for a clear H/V peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]					
Exists f^* in $[f_0/4, f_0] A_{H/V}(f) < A_0 / 2$	14.975 Hz	OK			
Exists f^* in $[f_0, 4f_0] A_{H/V}(f) < A_0 / 2$	38.242 Hz	OK			
$A_0 > 2$	4.43 > 2	OK			
$f_{best}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_x(f)] = f_0 \pm 5\%$	[0.00484] < 0.05	OK			
$\sigma_x < \epsilon(f_0)$	0.11003 < 1.13678	OK			
$\sigma_x(f_0) < \theta(f_0)$	0.1716 < 1.58	OK			
L_w	window length				
n_w	number of windows used in the analysis				
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles				
f	current frequency				
f_0	H/V peak frequency				
σ_x	standard deviation of H/V peak frequency				
$\epsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_x < \epsilon(f_0)$				
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0				
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f				
f^*	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f) < A_0/2$				
f^*	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f) < A_0/2$				
$\sigma_x(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_x(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided				
$\sigma_{log A_{H/V}}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve				
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_x(f) < \theta(f_0)$				
Threshold values for σ_x and $\sigma_x(f_0)$					
Freq. range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\epsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_x(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{log A_{H/V}}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Figura 27 Parte del report della misura fornito dal software Grilla in cui si visualizzano i criteri che devono essere soddisfatti per ritenere rappresentativa la misura secondo i criteri imposti dal SESAME.

I criteri che indicano la bontà della curva H/V valutano se la durata totale della registrazione e la durata delle finestre di analisi usate sono adeguate alla frequenza del picco che si sta studiando, gli altri sei dicono quanto la forma del picco assomigli ad una gaussiana e verificano altri criteri sulla deviazione standard della frequenza ed ampiezza del picco (Micromed, 2012).

La prova MASW è stata effettuata dal personale del CRS di Udine all'interno del campo sportivo che si trova poco distante in direzione Nord dalla stazione accelerometrica, vedi Figura 24. Sono stati posizionati al suolo 25 geofoni a tre componenti collegati ad un sistema di acquisizione. È stata scelta la seguente configurazione: 15 geofoni disposti in linea parallelamente al lato lungo del campo e i restanti 10 in linea con il lato corto. In questo modo si è ottenuta una configurazione ad "L". La spaziatura tra un geofono e l'altro è di 5 metri. Per l'energizzazione del terreno sono stati effettuati dei balzi, effettuati in sincronia da due persone, quindi si stima che il peso della sorgente fosse di 140/150 kg.

Sono state effettuate più misure in array nel corso della giornata, le quali hanno sfruttato sorgenti attive, MASW, che passive ReMi™.

3.2.2 TLM1

La stazione accelerometrica TLM1 è stata caratterizzata mediante l'acquisizione di sei nuove misure di rumore ambientale (Figura 28). La strumentazione, la tecnica di acquisizione e la procedura per l'analisi dei dati sono le stesse illustrate per la stazione MAI.

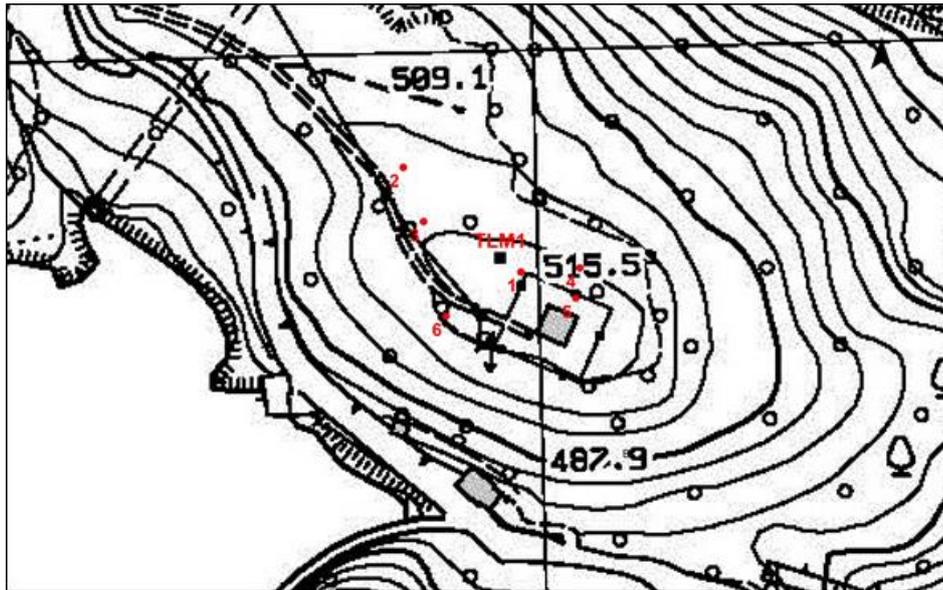


Figura 28 Ubicazione misure di rumore ambientale effettuate nell'intorno della stazione TLM1.

A differenza del sito di Majano, che trovandosi in contesto urbano ha reso necessario il posizionamento del sensore su di un mezzo rigido quale il cemento, qui per quattro misure il sensore è stato poggiato direttamente sul suolo. Per questo motivo si è reso necessario togliere la copertura vegetale (prato) per permettere una più agevole messa in bolla dello strumento. La registrazione della misura n°4 è stata effettuata posizionando il sensore direttamente sulla roccia fatta affiorare dopo aver asportato qualche cm di suolo (Figura 29).



Figura 29 Stazione mobile per la misura di microtremore in fase di acquisizione. Da notare che il sensore poggia direttamente sulla Dolomia, affiorante sotto pochi cm di suolo.

Mentre la misura n°5 è stata effettuata all'interno di quella che è stata ipotizzata essere la vecchia sede della stazione accelerometrica, visibile in Figura 30, risalente agli anni '60 del '900, quando , dopo il disastro del Vajont, tutti gli invasi con altezza superiore di 10m dovevano essere monitorati da una stazione per la misura di terremoti. Questo sito, con buona approssimazione, è il sito originale su cui sono stati registrati i picchi di accelerazione della stazione TLM1. Successivamente, agli inizi degli anni '80, la stazione è stata spostata nella posizione attuale, dove sono stati anche eseguiti i profili cross-hole. Il sito "storico" è dotato di un rialzo in calcestruzzo dove un tempo probabilmente si trovava la strumentazione in dotazione alla stazione.



Figura 30 Acquisizione di microtremore all'interno di quella che è stata ipotizzata essere la vecchia sede per il sito TLM1, oggi dismessa.

3.2.3 BRC

La caratterizzazione di questo sito è stata fatta elaborando le misure di rumore ambientale già acquisite in precedenza dalla Dott.ssa C. Barnaba. A differenza degli altri siti presi in esame, per il sito di Barcis non sono state effettuate misure congiunte per determinare la Vs. Questo a causa della morfologia della zona che essendo molto complessa ed accidentata non ha permesso di poter effettuare misure di Vs con tecniche quali MASW, ReMiTM, sia perché manca fisicamente lo spazio per stendere la linea sismica, sia perché la condizione 1D non viene mai raggiunta. Questo determina anche una difficile interpretazione nelle misure di microtremore effettuate (Figura 31).

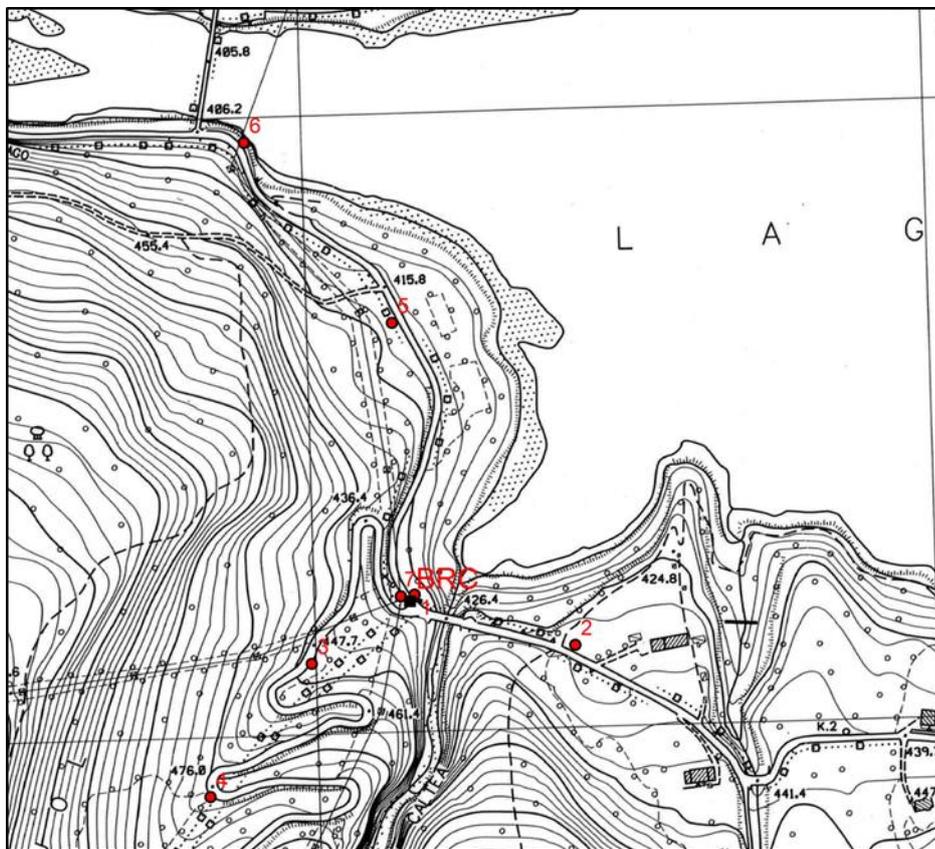


Figura 31 Ubicazione misure di rumore ambientale effettuate nell'intorno della stazione BRC.

3.3 Scelta dei terremoti dal Database ITACA

L'archivio accelerometro nazionale ITACA (ITalian ACcelerometric Archive) è una risorsa messa a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, consultabile dal sito <http://itaca.mi.ingv.it> (Figura 32). Il data set accelerometrico è formato da più di duemila forme d'onda a tre componenti relative a circa mille terremoti relativi al periodo compreso fra il 1972 e il 2004. La creazione di questo database, nato nel biennio 2004-2006 da una convenzione tra INGV e il Dipartimento della Protezione Civile (DPC), deriva dalla crescente richiesta da parte della comunità scientifica di dati strong motion per diverse applicazioni: leggi di attenuazione, scenari di scuotimento, mappe di pericolosità sismica ecc (Luzi et al., 2008). La situazione precedente vedeva i vari dati divisi in diversi archivi, quello dell'ENEL, dell'ENEA (Ente Nazionale per l'Energia e l'Ambiente) e il DPC, da qui la necessità di raccogliere ed omogeneizzare le forme d'onda. In aggiunta, le registrazioni sono state qualificate attraverso l'inserimento di metadati relativi agli eventi, ai siti di registrazione e agli strumenti (Luzi et al., 2008). Il passo successivo è stato quello di rendere disponibili i dati attraverso un portale web, attraverso il quale si può procedere al download delle registrazioni, le quali vengono codificate attraverso uno standard e distribuite in formato ASCII e SAC. Inoltre per ogni file è stato definito un header nel quale sono raccolte informazioni relative all'evento sismico, al sito di registrazione ed alle caratteristiche dell'elaborazione preliminare eseguita.

Station records									
Network IT - Rete Accelerometrica Nazionale [DPC]									
Station Code TLM1									
Nation Italy									
Region Friuli-Venezia Giulia									
Province Udine									
Municipality Verzegnis									
Station Name TOLMEZZO CENTRALE - DIGA AMBIESTA 1									
Latitude 46.381401									
Longitude 12.983900									
D06112288									
Installation start	Installation end	Model	Serial	Samples per second	Gain	N° bits adc	Type	Detail	
1988-01-01 00:00:00		Film	0	0.0			Analog		
1976-09-01 00:00:00	1988-01-01 00:00:00	Film	0	0.0			Analog		
1973-09-27 00:00:00	1976-09-01 00:00:00	Film	0	0.0			Analog		
Sensors									
Installation start	Installation end	Model	Serial	Orientation	Location	Installation	Sensor depth (m)	Detail	
1988-01-01 00:00:00		SMA-1	0	East-West	Ground surface	Pillar	0.0		
1988-01-01 00:00:00		SMA-1	0	North-South	Ground surface	Pillar	0.0		
1988-01-01 00:00:00		SMA-1	0	Up-Down	Ground surface	Pillar	0.0		
1976-09-01 00:00:00	1988-01-01 00:00:00	SMA-1	0	East-West	Ground surface	Pillar	0.0		
1976-09-01 00:00:00	1988-01-01 00:00:00	SMA-1	0	North-South	Ground surface	Pillar	0.0		
1976-09-01 00:00:00	1988-01-01 00:00:00	SMA-1	0	Up-Down	Ground surface	Pillar	0.0		
1973-09-27 00:00:00	1976-09-01 00:00:00	RFT-250	0	East-West	Ground surface	Pillar	0.0		
1973-09-27 00:00:00	1976-09-01 00:00:00	RFT-250	0	North-South	Ground surface	Pillar	0.0		
1973-09-27 00:00:00	1976-09-01 00:00:00	RFT-250	0	Up-Down	Ground surface	Pillar	0.0		
Records									
Export?	Date	M _W	M _L	R epi. [km]	PGA [cm/s ²]	PGV [cm/s]	PGD [cm]	Plot	
✓	1976-09-06 20:00:12	6.4	6.4	23.400	339.040	30.076	6.340		
✓	1976-09-06 19:59:08		4.5	28.800	157.469	7.722	0.469		
✓	1976-09-07 00:23:50	4.9	4.9	28.600	114.687	3.679	0.230		
✓	1977-09-16 23:48:07	5.3	5.3	11.300	90.370	7.056	0.845		
✓	1976-09-08 03:10:05		4.1	22.600	42.065	2.009	0.131		
✓	1976-09-09 00:53:44	5.1	5.5	32.100	35.439	1.254	0.207		
✓	1976-09-11 22:44:00	5.0	5.3	17.300	29.988	1.265	0.122		
✓	1977-07-03 11:44:56		3.9	13.300	21.130	0.521	0.021		
✓	1976-09-18 13:04:50		4.1	17.200	16.951	0.574	0.061		
✓	1976-09-19 09:37:30		3.6	10.200	15.304	0.358	0.014		
✓	1988-02-01 14:21:38		4.3	7.000	14.707	0.462	0.037		
✓	1980-12-01 09:20:07		3.1	10.700	11.410	0.331	0.029		
Note Sito in baracchino in sponda sinistra della diga									

Figura 32 Dettaglio schermata per la stazione TLM1, in cui sono presenti le registrazioni dei terremoti disponibili all'interno del database ITACA 2.0 (<http://itaca.mi.ingv.it/>).

Per ognuno dei tre siti presi in esame per questo lavoro di tesi sono stati scelti dal database di ITACA una serie di terremoti sui quali è stato calcolato il rapporto spettrale delle componenti del moto orizzontale rispetto alle verticali, utilizzando la metodologia EHV a stazione singola senza sito di riferimento.

La scelta dei terremoti è stata fatta in base alla disponibilità delle registrazioni nel database. Per la stazione di MAI, erano presenti quattro registrazioni, tre della sequenza del terremoto del 1976 e una registrazione del 1979. Per il sito di BRC, le registrazioni disponibili erano 6, quattro storiche coi maggiori eventi del 1976, e due terremoti recenti del 2010, ma di magnitudo molto inferiore. Il sito TLM1 contiene molte registrazioni, ma sono state elaborati due eventi della serie storica del 1976 e i maggiori eventi avvenuti in Italia settentrionale nel 2012, con i terremoti della sequenza dell'Emilia del 2012, e tre eventi dell'Appennino tosco-emiliano avvenuti sempre nel 2012, per un totale di sei registrazioni.

Capitolo 4. Interpretazione dei dati e Risultati

4.1 Analisi di microtremori e profili Vs

4.1.1 Tolmezzo – Diga Ambiesta – TLM1

I rapporti spettrali del microtremore per questo sito hanno messo in evidenza, fin da subito, la presenza di più picchi sulla curva HVSR. Attenzione particolare, data la vicinanza della diga, è stata posta nell'interpretazione dei picchi, la cui natura può essere di origine stratigrafica o antropica. Successivamente, le curve HVSR sono state confrontate con i rapporti spettrali delle registrazioni degli eventi sismici (EHV), estratti in precedenza dal database di ITACA.

Come si vede in Figura 28 le misure di microtremore sono state ubicate in modo da coprire per intero la superficie della collina su cui è situata la stazione.

I rapporti spettrali ottenuti dalle sei misure di microtremore sono riportati in un unico grafico in modo da visualizzare immediatamente eventuali picchi comuni (Figura 33). Al fine di ottenere una visualizzazione più chiara, le curve sono raffigurate senza la loro deviazione standard. La Figura 33 mostra l'andamento HVSR al sito TLM1, dove emergono tre picchi comuni a tutte le misure, rispettivamente negli intervalli di frequenza compresi tra: 1.8-2.5 Hz; 4.2-6 Hz e 7.3-7.8. Quest'ultimo picco risulta essere meglio definito dei primi due che presentano un range di frequenze più ampio. A frequenze superiori 10 Hz, l'accordo tra i punti di misura si perde, come è normale che sia in quanto le fluttuazioni a questa frequenza sono legate perlopiù alle variazioni stratigrafiche locali dei primi 2-3 m di sottosuolo. In Figura 34 sono illustrati gli spettri delle singole componenti del moto (NS, EW e verticale) registrati nel punto 6, che è il più vicino alla diga (Figura 28). I picchi H/V di origine stratigrafica sono caratterizzati da un minimo locale nella componente spettrale verticale (legato all'"annichilimento" della componente verticale dell'onda di Rayleigh a quella frequenza) e da un massimo locale legato alle onde SH e alle onde di Love, spettralmente dominanti alla frequenza di risonanza del deposito. Osservando il pattern spettrale a 2-4Hz, si nota un ribassamento della componente verticale che rende

plausibile l'ipotesi dell'origine stratigrafica di questo picco. Studi precedenti hanno tuttavia proposto che questo picco possa essere un effetto riconducibile al sistema digabacino, secondo un fenomeno denominato *sloshing* che consiste nell'azione che l'inerzia dell'acqua contenuta nel bacino ha nei confronti dei rilievi circostanti. Questa agisce maggiormente sulle componenti orizzontali, amplificandole e meno su quelle verticali con il risultato che nell'effettuare l'analisi spettrale si venga a creare un picco H/V non riconducibile alla stratigrafia.

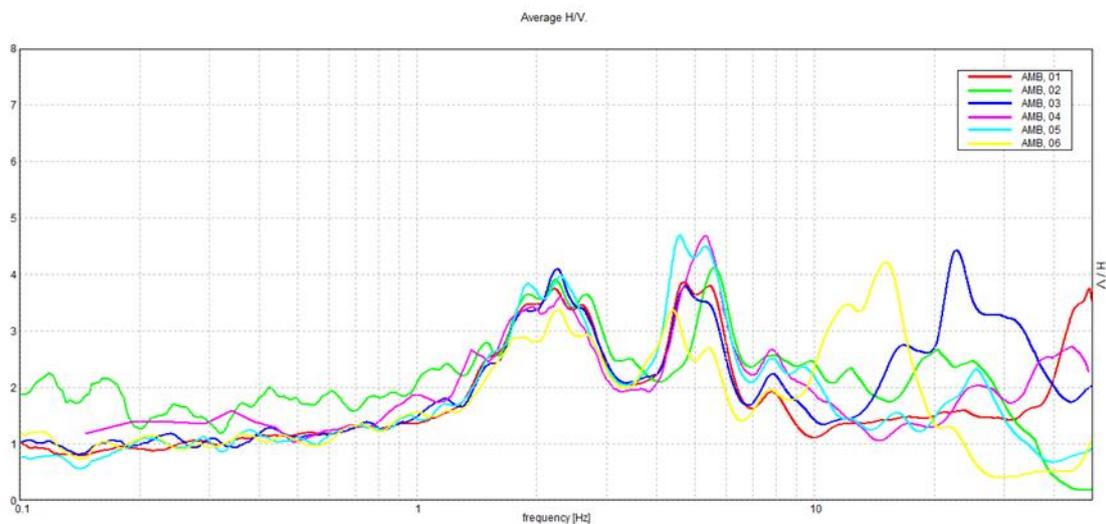


Figura 33 HVSR ottenuti dal software Grilla per le sei misure di rumore ambientale eseguite nell'intorno della stazione TLM1.

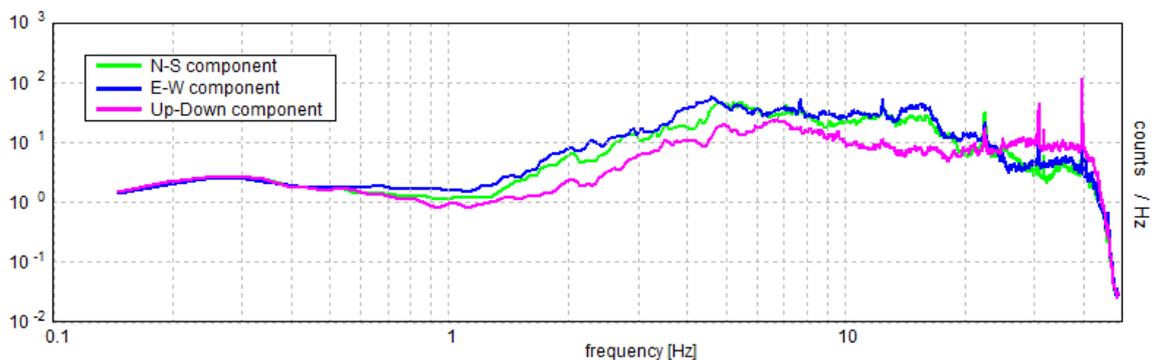


Figura 34 Rapporto spettrale delle singole componenti del moto della misura n°06. L'analisi in questo caso al fine di determinare meglio la natura del picco tra 1.8-2.5Hz è stata eseguita con il valore di smoothing impostato al 0%. I picchi di natura antropica sono normalmente ben localizzati in frequenza. Annullare il liscio ha pertanto l'effetto di renderli ben visibili, come ad esempio i picchi aguzzi a 22, 30 e 40 Hz.

L'interpretazione di questi picchi risulta pertanto un po' incerta e per comprendere al meglio la loro natura si fa riferimento al lavoro Barnaba et al. (2007), che a sua volta considera le verifiche strutturali eseguite sulla diga da Castolti nel 1978, a seguito dei terremoti del Friuli del 1976. Tali verifiche strutturali furono compiute mediante l'impiego di vibrodine e l'analisi dei terremoti della sequenza del 1976.

Nel lavoro di Barnaba et al. (2007), gli autori riportano i rapporti spettrali ottenuti da misure di microtremore effettuate in tre punti strategici del sistema diga-bacino per individuare le frequenze fondamentali: la diga, il bacino e le strutture geologiche circostanti (Figura 35). Le misure sono state fatte al sito TLM1, sul coronamento della diga e sul rilievo in cui si innesta la spalla destra dell'arco della diga.

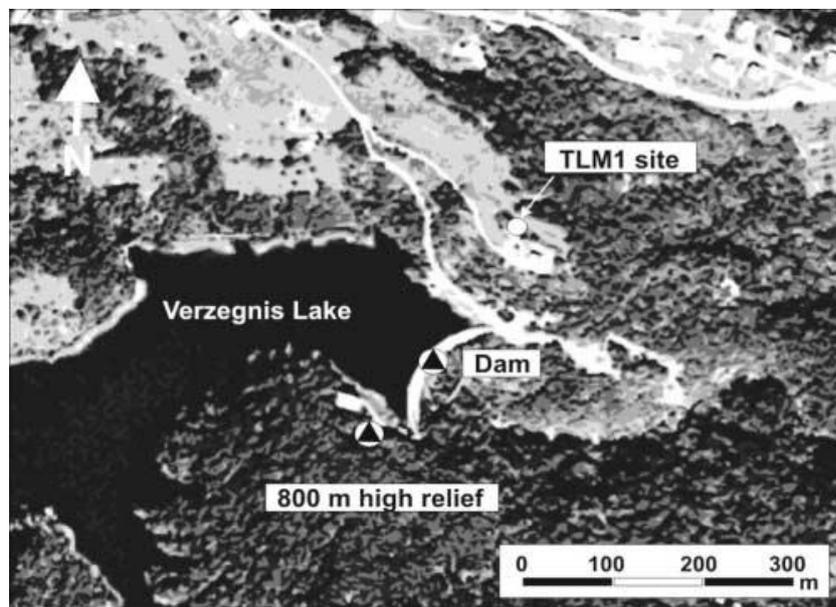


Figura 35 Ubicazione misure microtremore (triangolo nero) eseguite sull'arco della diga (Dam), e sulla collina opposta (relief) a quella ospitante la stazione TLM1 (TLM1 site) (Barnaba et al., 2007).

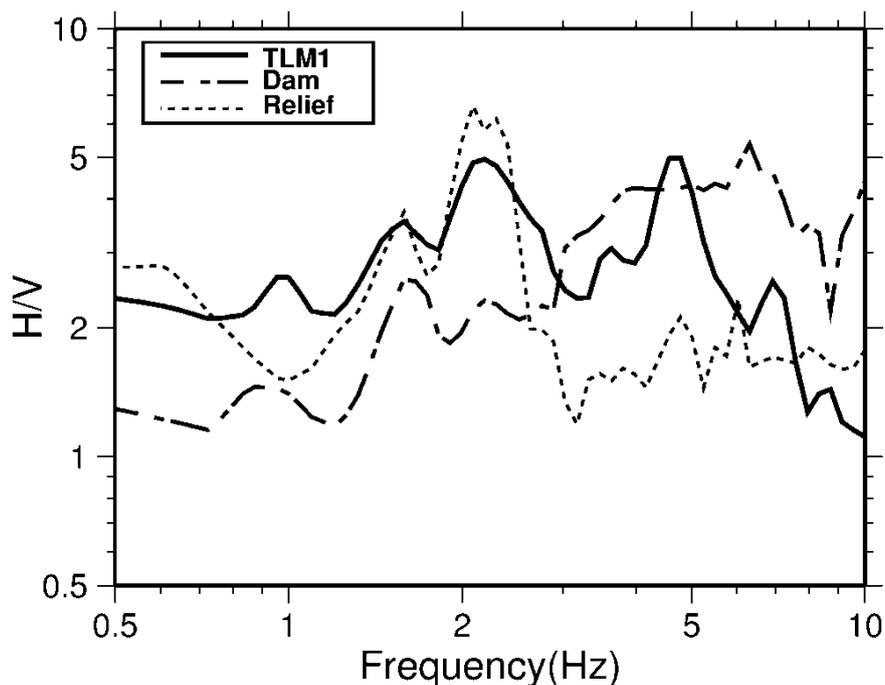


Figura 36 HVSR delle misure di microtremore eseguite da Barnaba et al. (2007), linea continua sito TLM1, linea a tratteggio arco diga e linea a puntino collina opposta al sito RAN.

Come si può osservare dalla Figura 36, l'HVSR effettuato sul coronamento della diga identifica un picco che interessa un range di frequenze che va da 3 a 8Hz, identificando il modo fondamentale a 3.8-4Hz, identificato da Castoldi (1978), e i modi superiori a frequenze più alte 7-10Hz (per Castoldi il primo modo superiore – verosimilmente non un modo flessionale - è a 5-10 Hz). Il rapporto spettrale ottenuto dalla misura effettuata sul rilievo opposto a quello ospitante la stazione, evidenzia un picco di risonanza molto accentuato tra i 2-2.5Hz ed uno minore, comune con la misura fatta sull'arco della diga, tra 1.5-1.8Hz. L'HVSR effettuato nei pressi della stazione è in accordo con i rapporti spettrali ottenuti dalle 6 nuove misure di microtremore svolte, identificando i picchi di risonanza tra 1.8-2.5Hz, 4.2-6Hz e 7-9Hz.

L'interazione tra la diga e i rilievi su cui essa è ancorata sembra essere diversa. Il rilievo a destra, opposto al sito TLM1, avendo dimensioni e altezza maggiori (800m s.l.m.m.), risente dell'effetto del bacino per frequenze basse, tra 1.5-3Hz, mentre l'effetto della diga pare trascurabile. La collina ospitante la stazione accelerometrica, invece, di altezza e dimensioni minori (530m s.l.m.m.), mostra picchi di risonanza riconducibili sia al bacino (frequenze 1.5-3 Hz), sia all'arco della diga (3.5-6 Hz).

Il sito TLM1, quindi, risente sia della diretta presenza della diga, intesa come struttura semplice (vibrazioni dell'arco in calcestruzzo, sia per il modo fondamentale, 4-6 Hz, che per i modi superiori, 7-9 Hz), sia del sistema bacino-diga (picco a 1.8-2.5 Hz).

Per il sito TLM1, dal database ITACA è possibile scaricare una dettagliata monografia, che contiene il profilo di velocità delle onde di taglio (V_s , Figura 37). Il profilo a sismica a rifrazione eseguito nel 1977, fornisce i valori di V_s fino ad una profondità di 60m, e mostra una velocità di poco superiore a 200m/s per i primi 2 metri, passando poi a circa 450 m/s fino ad una profondità di 20m, dove la velocità aumenta nuovamente a 1250 m/s.

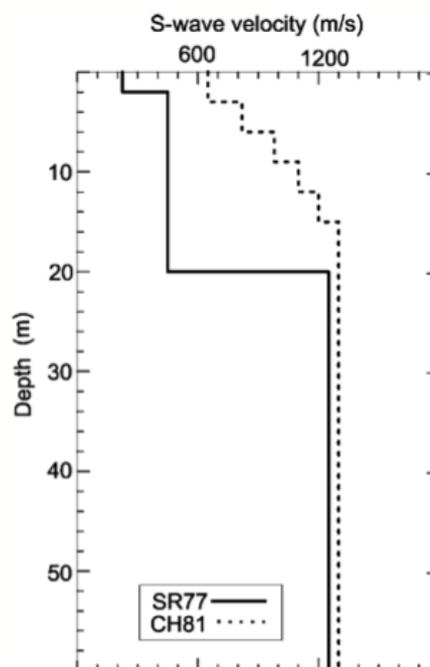


Figura 37 Profilo di velocità delle onde di taglio S per i primi 60m di sottosuolo ottenuto da stendimento di sismica a rifrazione (SR77) e dalla prova cross-hole (CH81). Dati come da Monografia stazione TLM1, <http://itaca.mi.ingv.it>, ridisegnati da Barnaba et al. (2007).

Sempre nella monografia sono riportati anche i risultati di una prova Cross-Hole (CH), effettuata nel 1981, in corrispondenza dell'attuale posizione della stazione (Figura 28). Come si può osservare in Figura 37 i risultati di questa prova sono discordanti rispetto a quelli della sismica a rifrazione per i primi 20 m, dove la prova CH parte da una velocità in superficie già alta, circa 650 m/s, per mostrare poi un aumento graduale delle velocità con la profondità. Si nota che un tale valore di V_s per gli strati superficiali appare improbabile alla luce dei risultati delle prove H/V, che difficilmente potrebbero dare

picchi H/V di origine stratigrafica e di ampiezza 4 a frequenza di 2 Hz, come invece osservato in Figura 33. A circa 14m dal piano campagna, le velocità delle onde S sono circa di 1300 m/s e convergono a un valore prossimo a quello del profilo a sismica a rifrazione. La porzione superficiale del sito è stata investigata nel 2006 da Barnaba et al., (2007), attraverso un profilo sismico con registrazione di onde di superficie, che conferma il brusco aumento di velocità nei primi strati superficiali.

Le informazioni provenienti dalla letteratura prevedono che il sito sia su dolomia senza presenza di copertura sedimentaria, ma con un elevato grado di fratturazione, come confermato dalle indagini delle carote effettuate durante la perforazione del foro per la prova CH (Fontanive et al., 1985). I calcari e calcari dolomitici rinvenuti, presentano un elevato grado di fratturazione per i primi 26 metri di sondaggio dal piano campagna, quindi compatibile con i modelli dei profili di velocità presentati, che mostrano l'incremento di Vs più o meno graduale, in funzione del progressivo miglioramento di qualità dell'ammasso roccioso con la profondità. Le osservazioni fatte durante la campagna di acquisizione hanno confermato il modello geologico previsto dalla bibliografia, dal momento che è bastato rimuovere pochi centimetri di suolo per incontrare subito la dolomia osservata in vari affioramenti poco lontano dal sito TLM1 (Figura 16)

L'assegnazione della categoria di suolo secondo le NTC08 basata sul parametro Vs30 per il sito TLM1 non è del tutto chiara, e ancora una volta questo parametro mostra tutta la sua limitatezza come parametro di classificazione. La monografia di stazione indica la classe di suolo B per il sito TLM1, in accordo con il Vs30 di 522 m/s proveniente dai dati ottenuti con la tecnica CH (Cross-Hole). Questo valore di Vs30 però, rifacendo i calcoli, deriva dai risultati della prova di sismica a rifrazione. Il ricalcolo del Vs30 effettuato con i valori della prova CH esposti all'interno della monografia, indicano un valore di Vs30=1030 m/s che assegnerebbe il sito alla categoria A (Vs30 > 800 m/s).

Dal momento che i picchi di risonanza spettrale ottenuti dall'elaborazione dei dati di rumore ambientale sono stati ipotizzati essere causa esclusiva della vicinanza alla stazione del sistema diga-bacino, non è stato possibile utilizzare il software Grilla per calcolare il modello di velocità delle onde S partendo dai profili H/V. Questo perché l'analisi spettrale

di rumore ambientale effettuata su un sito in roccia non affetto da amplificazioni sismiche 1D (stratigrafiche), in teoria, restituisce come output una curva H/V con andamento piatto con la conseguente impossibilità di calcolare il V_s con la $f_0 = V_s/4H$. Quindi per definire il V_{s30} si utilizzano le indagini dirette, CH e sismica a rifrazione, e, per le considerazioni precedentemente esposte, si è scelto di utilizzare la CH assegnando al sito TLM1 la categoria di suolo A. Va ricordato comunque che nonostante questa classificazione, il sito presenta tre intervalli di frequenza, per i quali si osserva amplificazione, non imputabili alle condizioni della geologia di superficie, ma causati dalla presenza del sistema diga-bacino.

Un ulteriore contributo di amplificazione presso questo sito è dato anche dalla topografia del terreno, dal momento che la stazione TLM1 è situata sulla sommità di una collina. All'interno della monografia la stazione viene posta in classe topografica T2, ovvero su pendio con inclinazione media maggiore di 15°.

4.1.2 Barcis -BRC

La caratterizzazione di questo sito è stata fatta elaborando le misure di rumore ambientale già acquisite in precedenza dalla Dott.ssa C. Barnaba. A differenza degli altri siti presi in esame, per il sito di Barcis non sono state effettuate misure congiunte per determinare la V_s , a causa della morfologia complessa della zona, che non ha permesso lo stendimento di geofoni nell'intorno della stazione.

La stazione di BRC è situata a ridosso di un pendio, sull'argine destro del fiume Cellina che poco più a valle, sotto l'abitato di Barcis, è stato sbarrato per formare l'omonimo lago per la regimazione delle piene del torrente e la produzione di energia elettrica.

In corrispondenza della stazione e nelle sue vicinanze, a settembre 2014 sono state acquisite sette misure di rumore sismico ambientale, in maniera analoga a quanto fatto per gli altri siti. Alcune misure sono ubicate su roccia, ma in contesti topograficamente sfavorevoli, dal momento che anche le misure di H/V sono affette da incertezze se prese, ad esempio, sul ciglio di una scarpata (Figura 31).

I rapporti spettrali ottenuti dall'analisi delle sette misure non hanno messo in evidenza la presenza di picchi di risonanza significativi in tutto l'intervallo di frequenza che va dai 0.5 fino ai 10Hz, mentre maggiore dispersione è osservabile a frequenze maggiori. Come nel caso del sito precedente, tale variabilità in alta frequenza è tipica ed è legata alle variazioni stratigrafiche superficiali.

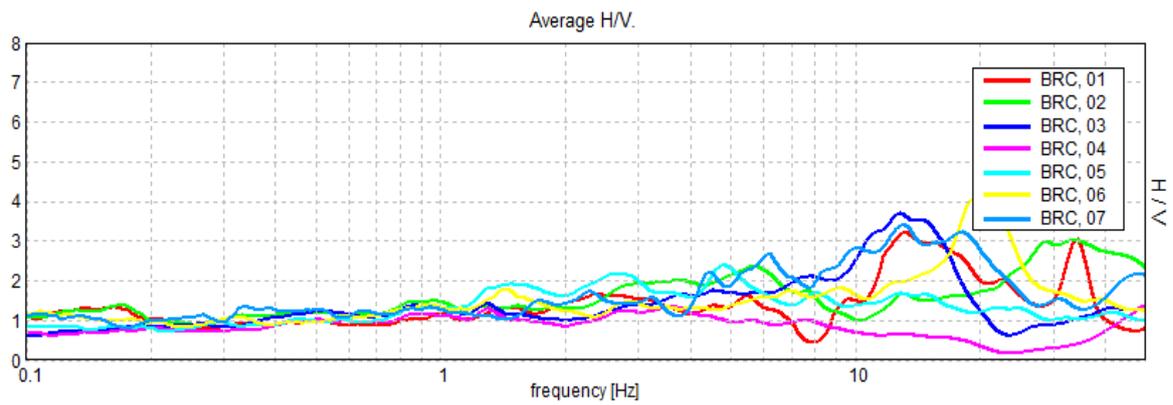


Figura 38 HVSR ottenuti dal software Grilla per le sette misure di rumore ambientale eseguite nell'intorno della stazione BRC.

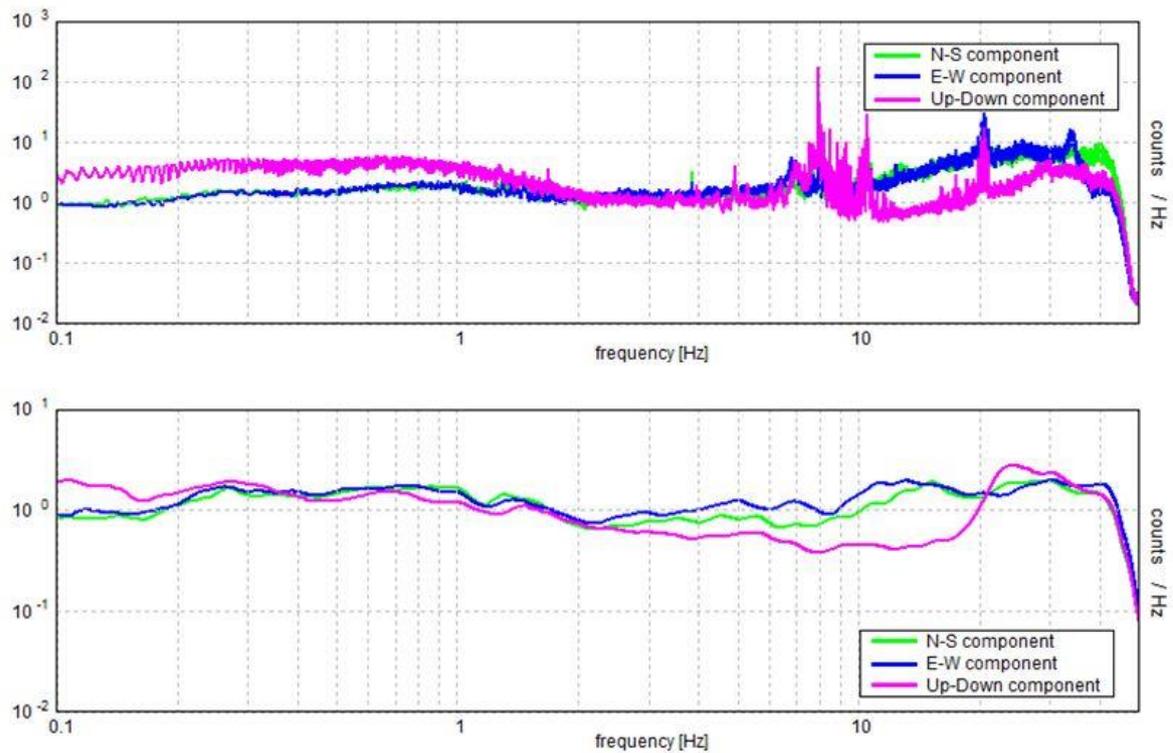


Figura 39 In alto, spettri delle singole componenti del moto presso il sito di misura 01, ubicato sul basamento in cemento della cabina ENEL e qui rappresentato senza lisciamento (smoothing 0%). Si notano dei picchi di origine antropica su tutte le componenti a 8-19-20 Hz. Essi possono essere attribuiti sia alla dinamica della cabina (8 Hz: primo modo flessionale della torretta ENEL) che ai macchinari attivi all'interno della cabina stessa. In basso, spettri delle singole componenti del moto presso il sito di misura 3, ubicato su materiale di riporto a bordo strada. Ben si osserva l'abbassamento della componente verticale in alta frequenza (10-20Hz) rispetto alle orizzontali, indicatore netto di un contrasto d'impedenza superficiale di origini stratigrafiche.

In Figura 38 sono riportati tutti gli spettri ottenuti senza la deviazione standard. Le misure 01 e 07 sono state fatte rispettivamente sulla base della cabina ENEL che ospita la stazione e nel terreno vicino in campo libero.

L'analisi degli spettri delle singole componenti del moto (Figura 39) presso la stazione 1, ubicata sul basamento della cabina ENEL, mostra una serie di picchi non stratigrafici (8-10-20 Hz) che possono essere imputabili sia alla dinamica della cabina stessa (es. primo modo flessionale della cabina a 8 Hz) che all'attività dei macchinari elettrici interni alla cabina.

In generale, tutte le misure sono abbastanza poco amplificate, a indicare che le tre componenti del moto del suolo sono molto simili tra loro, senza marcate amplificazioni sulle componenti orizzontali rispetto alle verticali. In particolare, il punto di misura 04 eseguito su roccia poco più in alto rispetto al sito BRC, mostra un HVSR totalmente piatto

(Figura 40). Sopra i 5 Hz si osserva tuttavia una inversione del pattern spettrale normale, ossia una risalita della componente spettrale verticale al di sopra delle orizzontali. Questo pattern, descritto in (Castellaro e Mulargia, 2009), è tipicamente riconducibile ad una inversione di velocità superficiale, ossia ad un assetto in cui gli strati sono più rigidi in superficie che in profondità.

Da queste prime analisi sul rumore sismico ambientale, il sito ospitante la stazione BRC sembra non essere affetto da amplificazioni particolari dovute alla presenza della diga o del bacino artificiale. Eventuali fattori che potrebbero incidere negativamente sull'acquisizione dei dati da parte della stazione sono da ricercare nelle condizioni topografiche (2D) e dall'interazione suolo-struttura da parte dell'edificio ospitante la stazione.

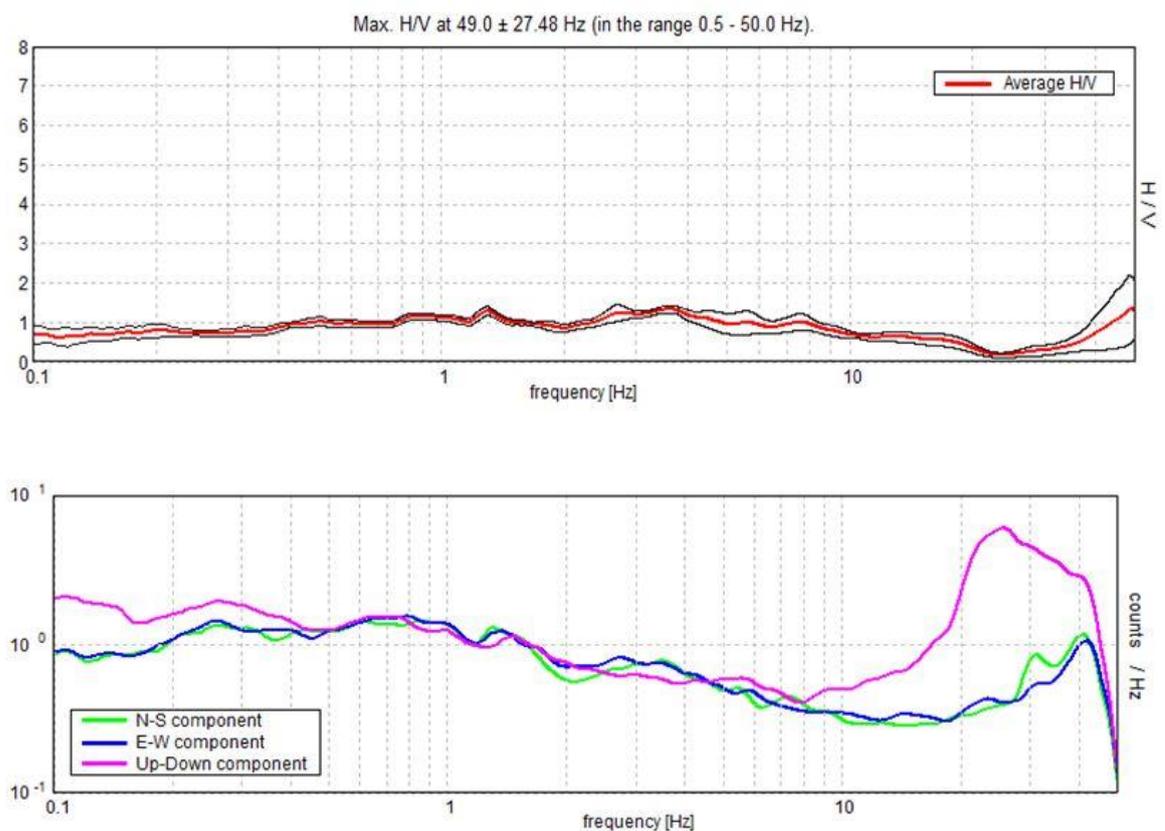


Figura 40 In alto HVSR misura n°4, da notare l'andamento piatto tipico dei suoli che non amplificano. In basso il rapporto spettrale delle singole componenti del moto.

L'assegnazione della categoria di suolo secondo le NTC08 basata sul parametro V_{s30} per il sito BRC non è possibile, mancando un profilo di velocità delle onde S. Basandosi sulle osservazioni fatte in campagna, la stazione è fondata sicuramente su roccia. Stabilire le qualità elastiche di queste rocce dalle sole evidenze di superficie è impossibile e una misura diretta si rende necessaria per determinare un profilo di velocità e una conseguente classificazione. Tuttavia l'assenza di risonanze rilevanti fa propendere per il fatto che il sito possa essere classificato nella categoria semplificata di suolo di fondazione A.

4.1.3 Majano – MAI

La caratterizzazione del sito ospitante la stazione MAI si è avvalsa di informazioni e dati provenienti da fonti diverse:

- Risultati provenienti dai sondaggi effettuati all'interno dell'area comunale, spinti mediamente ad una profondità di 60m.
- Profilo di velocità delle onde di taglio S, ottenuto da prova Cross-Hole (CH) effettuata nel 1985, nelle immediate vicinanze della stazione.
- Determinazione della V_s per i primi metri di suolo dai dati ottenuti da prova MASW.
- Interpretazione curve H/V ottenute da 7 misure di rumore ambientale e ricostruzione del profilo di V_s .
- Misura di microtremore effettuata nell'abitato di Comerzo di Majano, effettuata su un affioramento di conglomerato, al fine di avere un confronto ulteriore con le misure precedenti.

La Figura 24 mostra l'ubicazione delle misure di microtremore (in rosso), la prova MASW (linea continua blu) effettuata in due direzioni ortogonali con array bidimensionale a forma di "L", ed i sondaggi scelti per ricostruire la sezione geologica (in verde). La prova CH è stata effettuata nei 2 sondaggi n°33 posti in prossimità della stazione.

I risultati ottenuti dall'analisi dei rapporti spettrali effettuata con il software Grilla, sono stati riportati in un unico grafico senza deviazione standard per migliorare la visualizzazione. Le prove hanno previsto una durata di registrazione non inferiore a una

ventina di minuti, l'analisi è stata svolta su un range di frequenze che va dai 0.5 ai 50Hz su finestre della durata di 180 secondi.

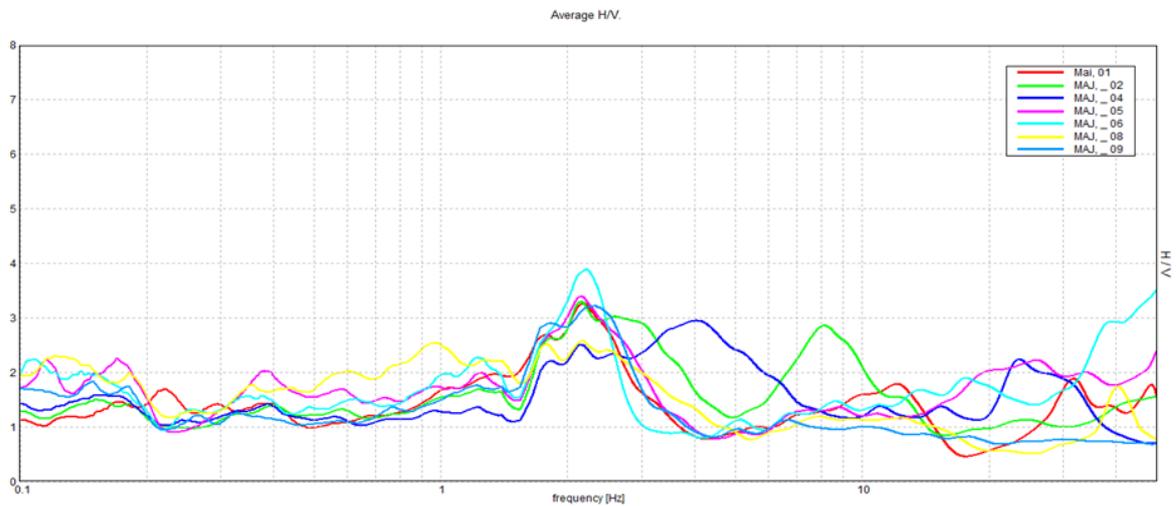


Figura 41 HVSR ottenuti dal software Grilla per le sette misure di rumore ambientale eseguite nell'intorno della stazione MAI.

Come si nota dalla Figura 41, le 7 curve ottenute seguono un andamento simile. Si riconosce un picco ben definito comune a tutte le curve ad una frequenza di 2.2Hz, mentre le misure 02 e 04 presentano un secondo picco a 8Hz e 4Hz, rispettivamente. La natura stratigrafica di questi picchi è stata determinata osservando gli spettri delle singole componenti del moto. Le condizioni necessarie affinché un picco possa essere considerato stratigrafico sono che esso venga generato da un abbassamento della componente verticale rispetto all'orizzontale, questo nelle curve dei rapporti spettrali delle singole componenti genera una forma che ricorda un "occhio" (Castellaro & Mulargia, 2009). La frequenza a cui si manifesta il minimo della componente verticale dell'onda di Rayleigh è prossima a quella di risonanza dell'onda di volume SH del suolo che è per l'appunto il dato ricercato (la vicinanza tra i due valori dipende dal modulo di Poisson dei materiali). L'altra condizione è che se un picco si manifesta ad f_0 a $2f_0$ ci sia un aumento della componente verticale tale da poter portare il rapporto H/V anche a valori di poco inferiori di 1. Entrambe queste condizioni sono verificate in Figura 42), da cui deduciamo l'origine stratigrafica di entrambi i picchi.

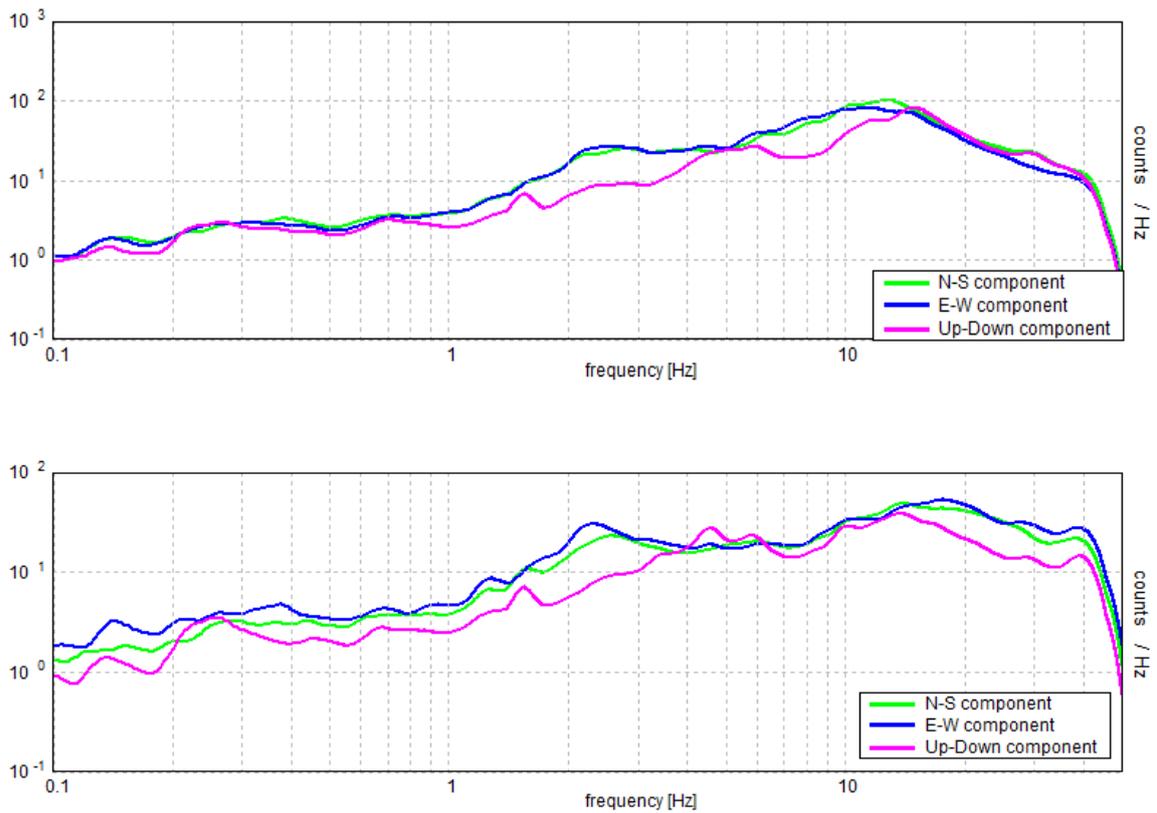


Figura 42 In alto output ottenuto con il software Grilla raffigurante i rapporti spettrali per le singole componenti del moto per la misura 2. In basso rapporto spettrale delle singole componenti del moto per la misura 5. Da notare in entrambe l'abbassamento della componente verticale in viola che forma la forma ad "occhio" ad una determinata f_0 mentre a $2f_0$ si nota un innalzamento della componente verticale, nel caso della misura 05 tale da abbassare l'HVSR sotto il valore di 1.

Per confronto si riportano i risultati per la misura effettuata sull'affioramento roccioso del conglomerato, effettuata in località Comerzo di Majano (Figura 43).



Figura 43 Dettaglio affioramento di conglomerato in località Comerzo di Majano sul quale è stata effettuata la misura di rumore n°9.

In questo caso l'andamento della curva risulta più o meno piatto senza la presenza di picchi di risonanza (Figura 44).

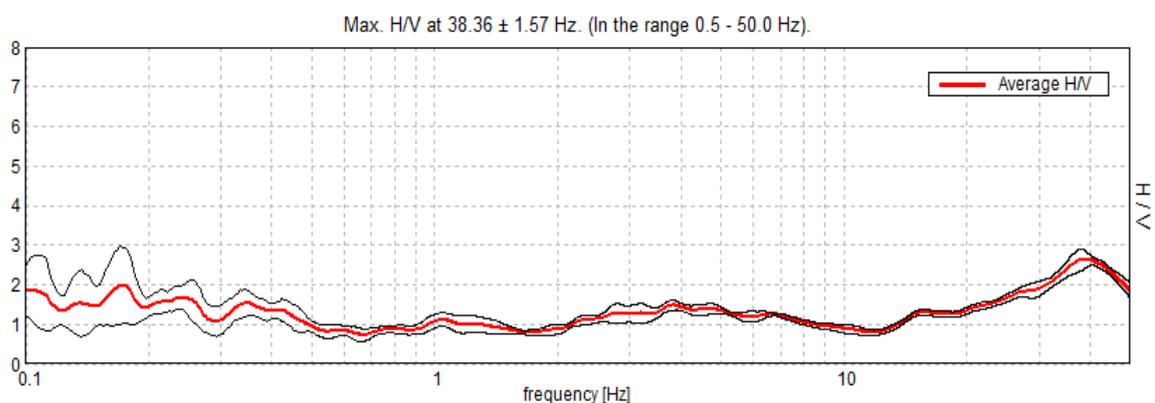


Figura 44 HVSR ottenuto dalla misura di rumore effettuata su affioramento di conglomerato. Si osservi l'andamento piatto e l'assenza del picco a 2.2Hz comune a tutte le altre misure.

Anche i dati acquisiti dalla prova MASW sono stati elaborati tramite il software Grilla. Molteplici test sono stati fatti per scegliere la configurazione migliore per ottenere una curva di dispersione interpretabile per ottenere un profilo sismico. Sono state provate numerose configurazioni, variando il numero di geofoni, la spaziatura e l'orientazione. Alla fine si è utilizzato un set di 10 sensori allineati lungo il lato corto del campo sportivo (Figura 24), in modo da avere sorgenti di rumore direzionali, provenienti dalla strada

adiacente. Inoltre sono state sfruttate le potenzialità del software, che attraverso la funzione REVERSE, permette di impostare il geofono sulla linea più lontano, come il più prossimo alla sorgente e scalare i successivi.

La curva di dispersione ottenuta, Figura 45, è l'elaborazione nella quale si riconosce meglio il modo fondamentale, interpretabile da 5 a 50 Hz. Sempre utilizzando il software Grilla è stato possibile modellare una curva di dispersione mettendo insieme le informazioni stratigrafiche e la curva H/V per il sito. La curva di dispersione modellata nel grafico di Figura 45 segue volontariamente valori più bassi rispetto a quelli sperimentali per frequenze superiori a 10 Hz (ossia profondità inferiori a circa 8 m). Il motivo di questa divergenza risiede nell'ampia variabilità dello spessore delle primissime coperture (testimoniata dalla variabilità delle curve H/V in alta frequenza) che non può essere catturata dalla prova in array la quale, per sua natura, fornisce solo un profilo "medio" di velocità sotto tutta la sezione indagata dall'array stesso.

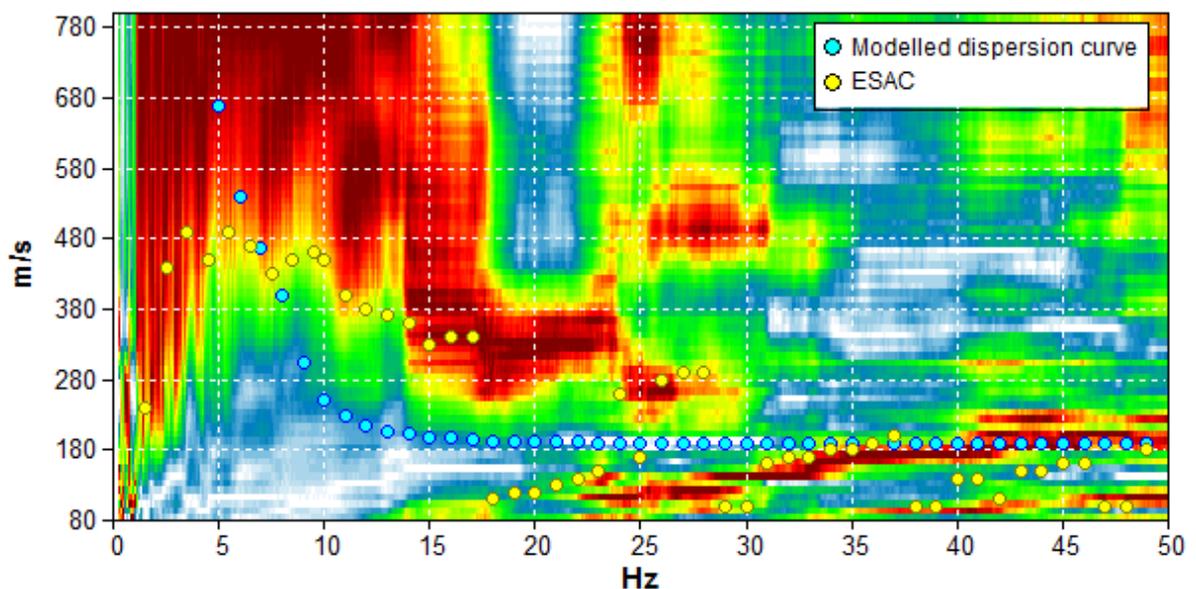


Figura 45 Curva di dispersione ottenuta con software Grilla dai dati della prova MASW. In blu la curva sintetica derivata dalla modellazione. La curva teorica segue volontariamente valori più bassi rispetto a quelli sperimentali per frequenze superiori a 10 Hz (ossia profondità inferiori a circa 8 m). Il motivo di questa divergenza risiede nell'ampia variabilità dello spessore delle primissime coperture (testimoniata dalla variabilità delle curve H/V in alta frequenza) che non può essere catturata dalla prova in array la quale, per sua natura, fornisce solo un profilo "medio" di velocità sotto tutta la sezione indagata dall'array stesso.

Il modello di V_s per il suolo che ha fornito la curva di dispersione sintetica (punti blu in Figura 45) è stato così definito:

- 0 - 9m ---> 200 m/s
- 9 - 14m ---> 340 m/s
- 14 - 29m ---> 600 m/s
- 29 - 34m ---> 770 m/s
- infinito ---> 1200 m/s

Il profilo V_s ottenuto dalla prova CH presente all'interno della raccolta di informazioni sulle postazioni accelerometriche del Friuli (Fontanive et al., 1985) è stato digitalizzato mediante l'uso del software MapInfo Professional 11.0, Figura 46. Si può osservare che questo non presenta variazioni considerevoli dei valori di velocità compresi mediamente tra 250 e 500 m/s, tranne alle quote di -6m, -18 e -40m dove si notano piccoli incrementi.

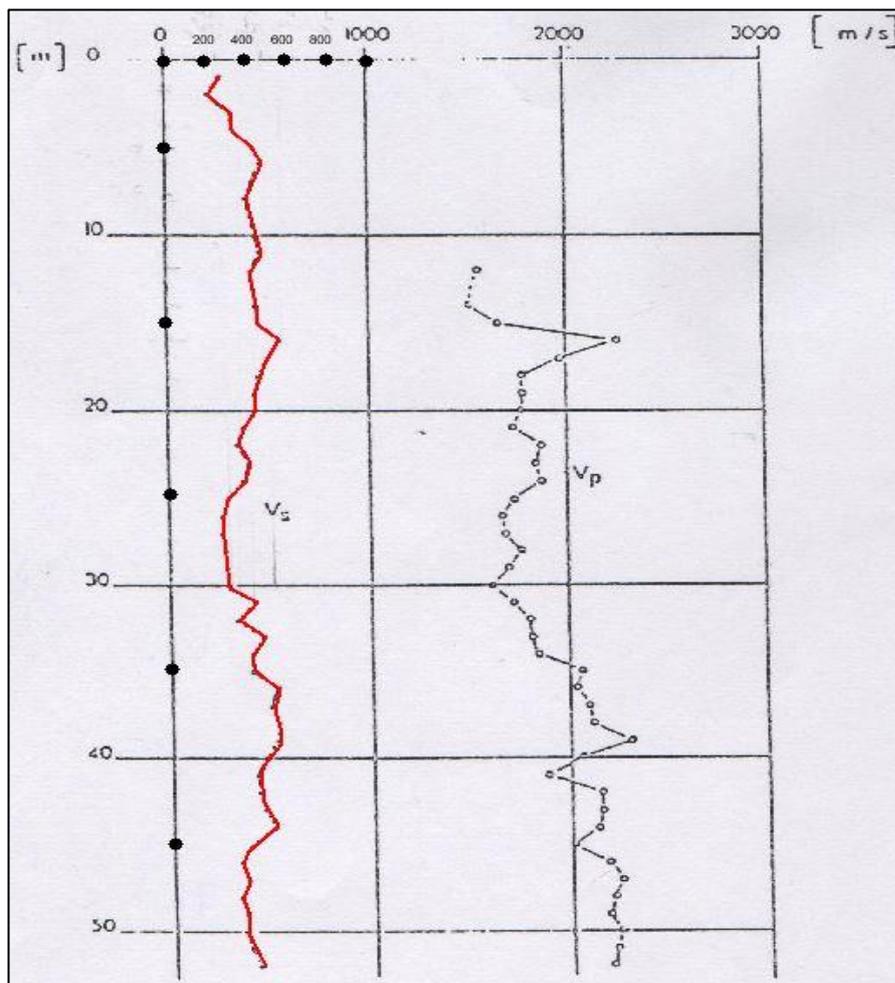


Figura 46 Risultati prova Cross-Hole presenti in Fontanive et al., (1985) digitalizzati mediante software GIS MapInfo Professional 11.0, in rosso il profilo V_s per i primi 50 metri di sottosuolo.

I profili di velocità ottenuti dalle analisi di rumore ambientale riportano tutti un andamento simile ad eccezione delle misure 02 e 04, come si può osservare dalla Figura 47. Queste due misure, infatti, sono state fatte nel campo sportivo lungo la linea sismica, mentre le altre sono sparse nei dintorni del sito MAI.

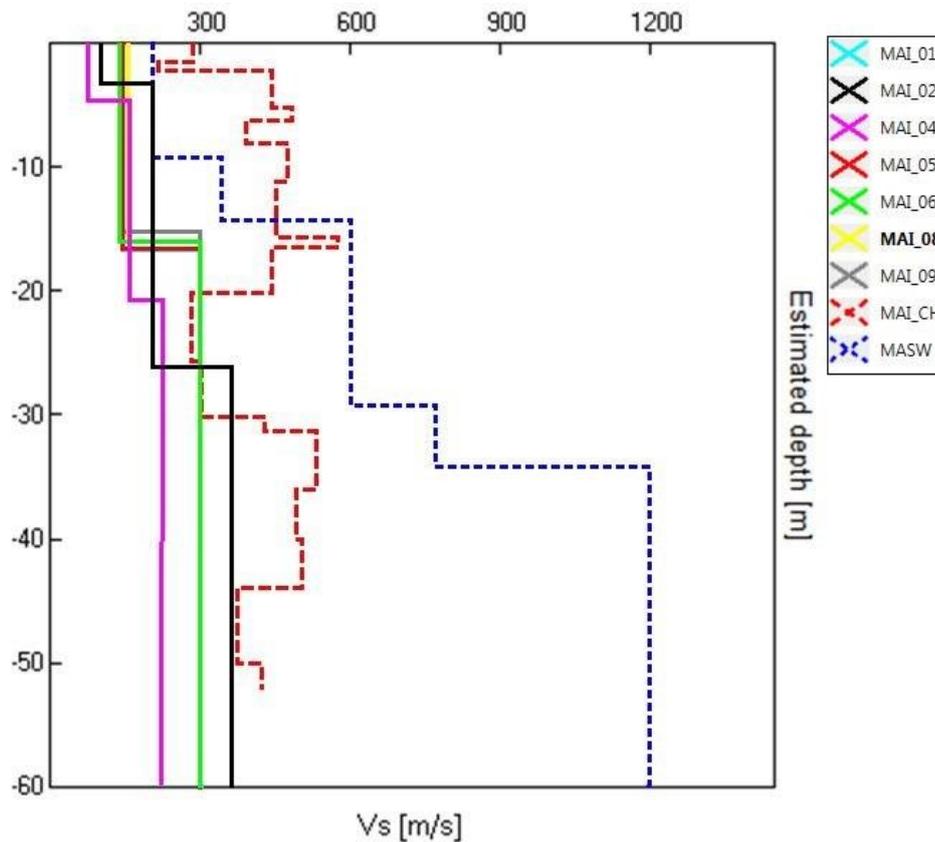


Figura 47 Profili Vs ottenuti dalla modellazione dei rapporti spettrali delle sette misure di rumore ambientale (linee continue), dai risultati della prova Cross-Hole (tratteggio rosso) e dalla prova MASW (tratteggio blu).

L'interpretazione dei risultati ottenuti dalle analisi hanno permesso di giungere alle seguenti conclusioni:

- La presenza comune a tutte le misure del picco di risonanza nelle curve H/V a 2.2Hz è conseguenza di un contrasto di impedenza acustica di origine stratigrafica. Questo è situato ad una profondità variabile tra 15-25 metri e segna il passaggio tra la deposizione fluvioglaciale (sedimenti fini, limi e argille) e la morena (ghiaie limose, limi e sabbie in lenti), come evidenziato dai numerosi sondaggi consultati.

- Le misure 02 e 04 effettuate all'interno del campo sportivo (Figura 24) a ridosso di una piccola collina, hanno messo in evidenza la presenza di un'impedenza acustica più superficiale, situata a circa 4-5 metri dal piano campagna. Questo primo strato, caratterizzato da una Vs particolarmente bassa, è formato in prevalenza da argille e limi dalle scarse caratteristiche geotecniche.
- I profili di velocità ottenuti dalle altre misure di rumore ambientale hanno fornito risultati simili: un primo strato con spessore di 15-20m e velocità tra i 180-200m/s, posto al di sopra di uno strato con velocità più alte comprese tra i 250-350 m/s con potenza dell'ordine della quarantina di metri. Quest'ultimo dato di spessore è fornito dalle indagini geognostiche, il sondaggio n°8 identifica l'inizio del conglomerato ad una profondità di 59m.
- La misura di microtremore effettuata sull'affioramento di conglomerato in località Comercio di Majano, non ha messo in evidenza la presenza di picchi di risonanza. Da questo fatto si trae la conclusione che questa formazione non provoca amplificazione del moto sismico, identificando così quello che può considerarsi il bedrock sismico.
- L'utilizzo dei dati di Vs dalla prova CH come vincolo della Vs per la ricostruzione del profilo dalla misura di microtremore non ha portato a nessuna correlazione fra le due prove. Le velocità indicate nel CH risultano essere troppo alte, non fittando né le curve di H/V né la curva di dispersione ottenuta dalla prova MASW. Questo può spiegarsi col fatto che le misure dirette delle velocità (sia di P che di S) sono di norma più alte che quello ottenute da profili di sismica a attiva. Questo risultato è molto tipico in quanto i volumi esplorati da una prova in foro sono molto minori rispetto a quelli esplorati dalle prove di superficie e, includendo minori quantità di fratturazioni, alterazioni e stratificazioni, comportano praticamente sempre misure di velocità e moduli elastici anche nettamente maggiori.

4.2 Confronto HVSR con rapporto spettrale H/V ottenuto da terremoti a stazione singola senza sito di riferimento (EHV).

I terremoti estratti dal database di Itaca sono stati impiegati per confrontare le risposte di sito ottenute dalle misure di rumore ambientale presso i tre siti. Gli eventi scelti differiscono per distanza epicentrale, magnitudo e provenienza, e sono stati registrati in epoche diverse, vale a dire che sono sia eventi della sequenza del Friuli del 1976 che terremoti recenti (Tabella 1, Figura 48).

Una volta effettuato il download dei dati, questi sono stati elaborati mediante l'utilizzo del software Matlab. Le tre componenti del moto di ciascun evento, Est-Ovest, Nord-Sud e verticale, sono state importate all'interno del programma, e quindi elaborate in maniera analoga a quanto fatto per le misure di rumore ambientale. Terminata questa fase di elaborazione, si sono ottenuti i rapporti spettrali delle componenti orizzontali e verticali di ogni evento sismico (EHV). Tutti gli output relativi ad una specifica stazione sono stati plottati in un unico grafico con in ascissa la frequenza e in ordinata il valore di amplificazione. Nello stesso grafico, al fine di visualizzare il confronto, è stata inserita la curva H/V ottenuta dal rapporto spettrale delle componenti del rumore ambientale effettuate all'interno o nelle strette vicinanze della stazione considerata.

Tabella 1 riassuntiva delle caratteristiche principali dei terremoti scelti per il confronto

Codice stazione	Data evento yy/mm/dd	Magnitudo_W	Magnitudo_L	distanza epicentrale [km]	Angolo backazimut	Latitudine	Longitudine
TLM1	19760506	6,4	6,4	23,4	118,7	46.28°	13.25°
TLM1	19760511	5	5,3	17,3	347,5	46.23°	13.05°
TLM2	20120125	5	5	255,7	229,9	44.87°	10.51°
TLM2	20120127	5	5,2	311,1	229,5	44.52°	10.01°
TLM2	20120520	6,1	5,9	215,1	220,2	44.89°	11.23°
TLM2	20120520	5,1	4,9	224,3	221,7	44.86°	11.10°
TLM2	20120529	6	5,8	225,5	221,7	44.85°	11.09°
BRC	19760506	6,4	6,4	54,7	78,8	46.28°	13.25°
BRC	19760911	5,6	5,8	53	81,4	46.26°	13.23°
BRC	19760915	6	6	49,5	75,1	46.30°	13.17°
BRC	19770916	5,3	5,3	37,5	73,3	46.28°	13.02°
BRC	20100307		3,3	3,4	351,3	46.22°	12.55°
BRC	20100311		3,2	6,5	343,1	46.24°	12.53°
MAI	19760509	5,1	5,5	19,8	80,9	46.21°	13.32°
MAI	19760510		4,7	14,1	51,6	46.26°	13.21°
MAI	19760511	5	5,3	5,6	347,5	46.23°	13.05°
MAI	19790814		4,2	10,8	12,5	46.28°	13.10°
MAI	20150130		4,1	23	17	46.38°	13.14°

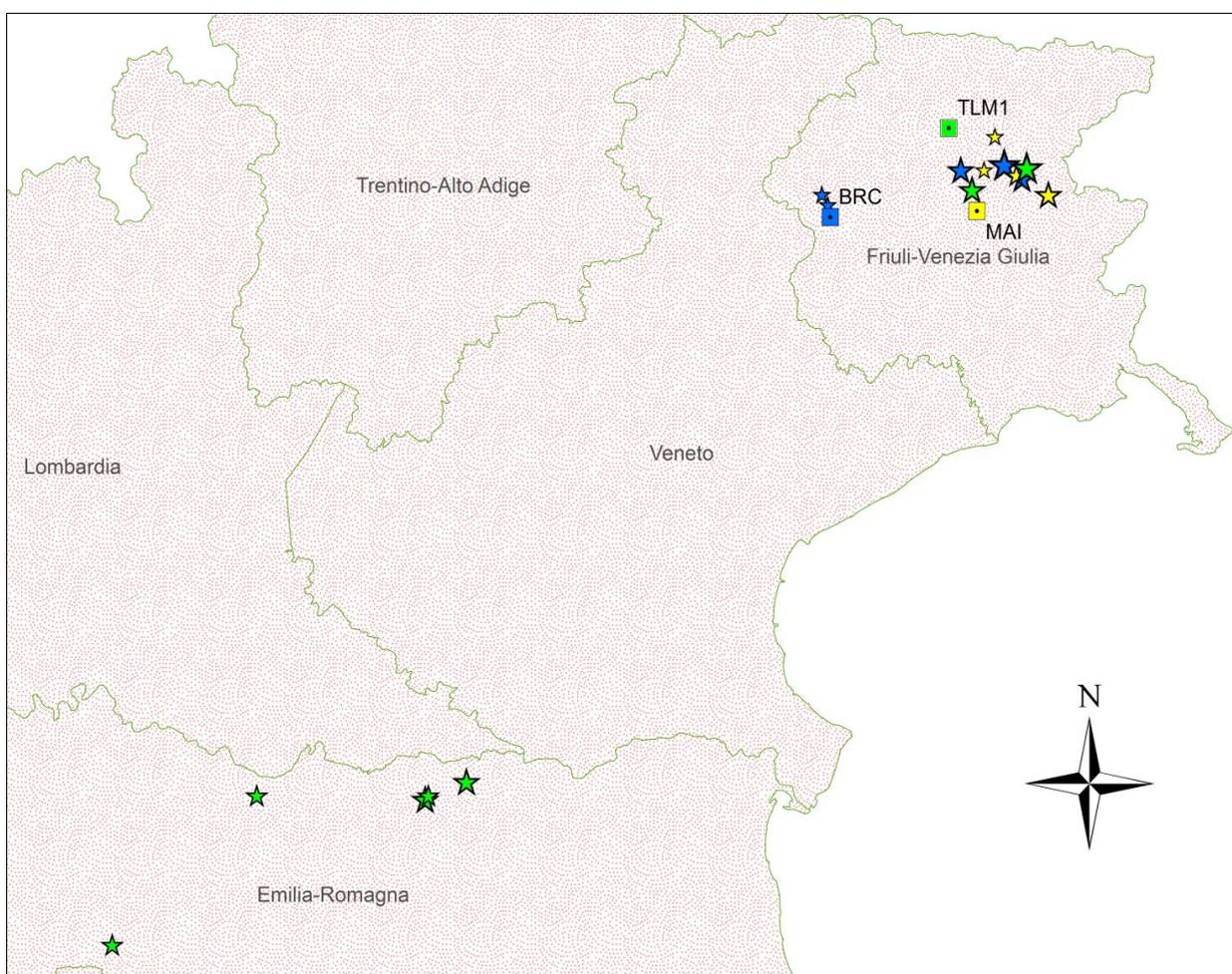


Figura 48 Localizzazione stazioni RAN, (quadrato colorato) con i relativi eventi registrati (stella con stesso colore della stazione).

4.2.1 Stazione di TLM1

Gli eventi sismici registrati dalla stazione di TLM scelti per effettuare il rapporto spettrale sono:

- 5 eventi registrati recentemente dalla stazione TLM1, comprendenti anche i maggiori eventi della serie sismica che ha colpito l'Emilia-Romagna nel 2012:

25/01/2012, $M_w = 5.0$, distanza epicentrale 255.7 km

27/01/2012, $M_w = 5.0$, distanza epicentrale 311.1 km

20/05/2012, $M_w = 6.1$, distanza epicentrale 215.1 km

20/05/2012, $M_w = 5.1$, distanza epicentrale 224.3 km

29/05/2012, $M_w = 6.0$, distanza epicentrale 225.5 km

- Il mainshock del terremoto del Friuli avvenuto il 06/05/1976, $M_w = 6.4$ e distanza epicentrale 23.4 km, di cui è riportato il sismogramma in Figura 49.
- Un altro evento verificatosi l'11/05/1976 in Friuli, $M_w = 5$ e distanza epicentrale 17.3 km.

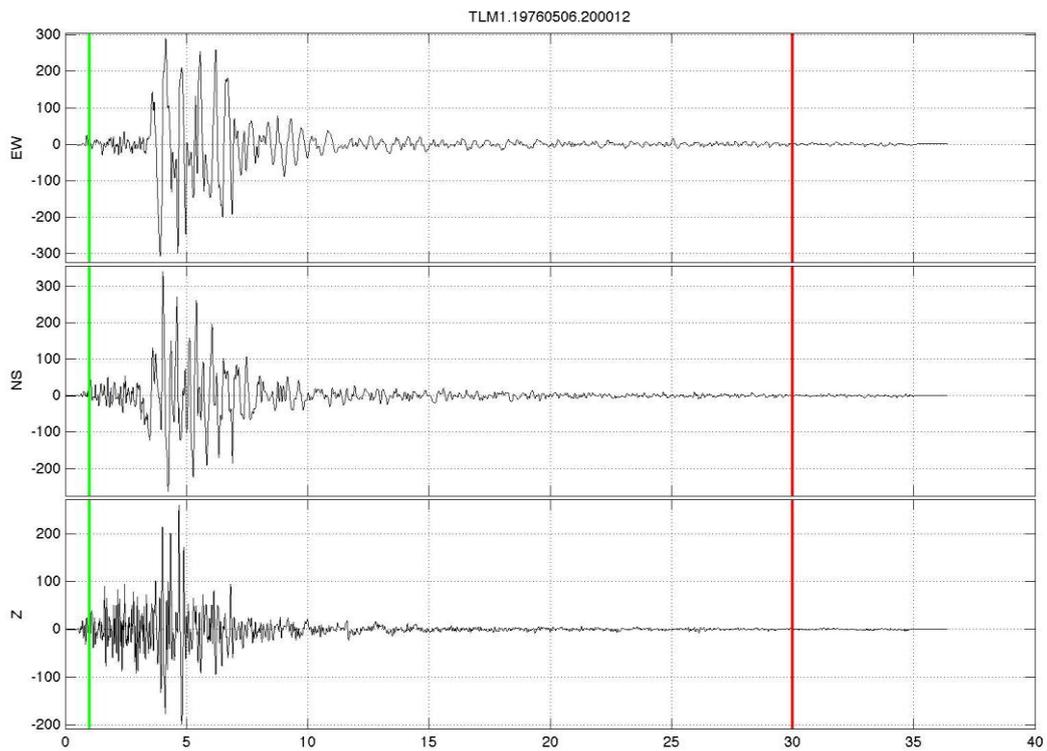


Figura 49 Sismogramma del Mainshock del terremoto del Friuli registrato dalla stazione TLM1 il 06/05/1976 (<http://itaca.ingv.ni.it>)

I grafici a rosetta di Figura 50 sintetizzano efficacemente la direzione di provenienza dell'evento (angolo di backazimuth) e i valori di magnitudo e di distanza. E' interessante notare che, all'interno del dataset considerato, se per i terremoti del Friuli la magnitudo è comparabile agli eventi della sequenza dell'Emilia, completamente diverse sono la distanza e la provenienza degli eventi.

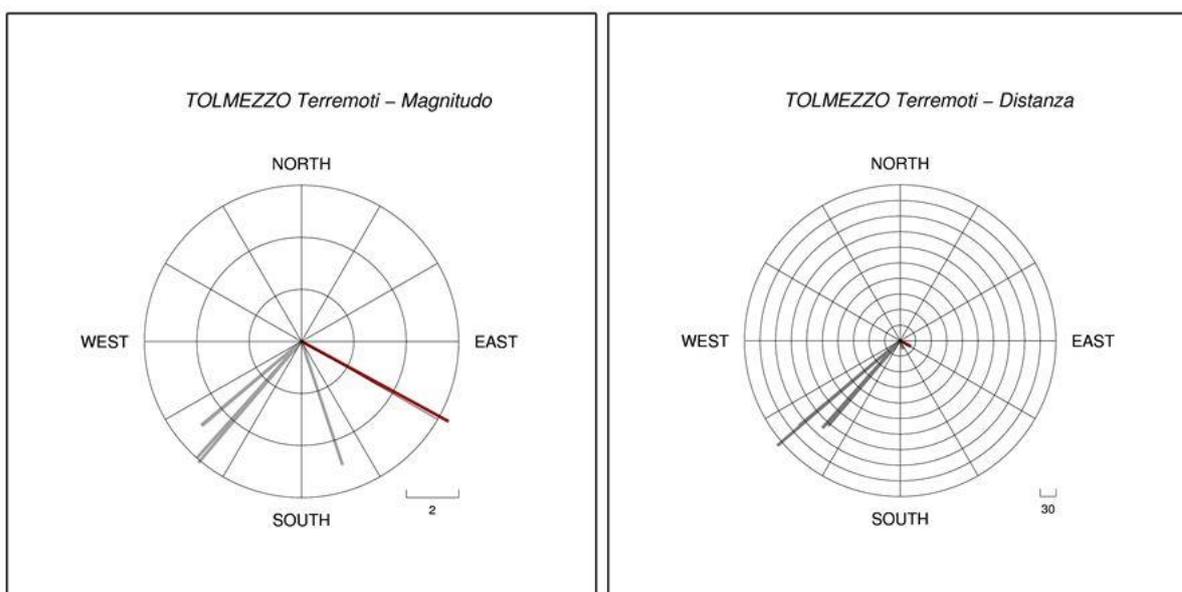


Figura 50 Grafici a rosetta per i terremoti registrati da TLM1. A sinistra angolo di backazimut e magnitudo a destra angolo di backazimut e distanza.

L'evento raffigurato in rosso in Figura 50 è il mainshock del 06/05/76 del Friuli, ed è il più forte in termini di magnitudo, ma molto vicino al sito TLM1. I terremoti della sequenza dell'Emilia invece sono molto distanti (distanze superiori a 200Km).

Poiché sono intercorsi più di trent'anni dalle registrazioni degli eventi dei terremoti del Friuli rispetto ai terremoti dell'Emilia, con la conseguente modificazione dell'apparato tecnologico della stazione, si è preferito tenere distinti i due gruppi di eventi.

In Figura 51 i rapporti spettrali dei terremoti del 2012 sono confrontati con il rumore sismico acquisito presso la stazione TLM1, mentre in Figura 52 sono rappresentati il main shock del 1976 e una sua replica.

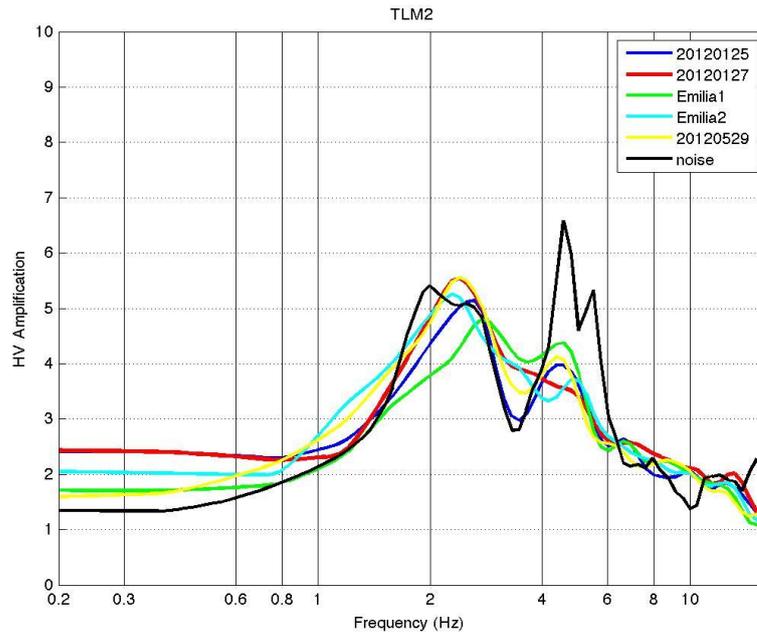


Figura 51 Confronto tra HVSR di rumore ambientale (in nero) con i terremoti della sequenza sismica che ha colpito l'Emilia-Romagna nel 2012.

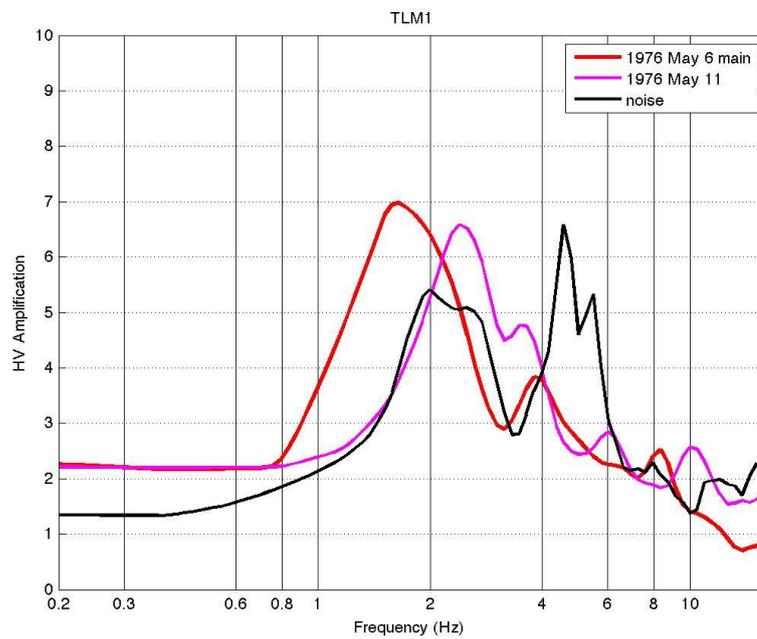


Figura 52 Confronto tra HVSR di rumore ambientale (in nero) con il Mainshock del 06/05/1976 (in rosso) e un altro evento del 1976.

Per i terremoti del 2012, esiste un buon accordo tra le curve EHV dei terremoti e la misura di microtremore effettuata nei pressi della stazione. L'amplificazione nel range 3-5 Hz è un po' più bassa per i terremoti rispetto al rumore ambientale, ma come valori di frequenza l'accordo è totale, dal momento che la distanza epicentrale per questi eventi è molto grande, 200-300km, il segnale arriva alla stazione decisamente attenuato, quindi assimilabile a rumore ambientale.

Il confronto dei rapporti spettrali ottenuti fra rumore ambientale e i due eventi del 1976, Figura 52, mostra una correlazione molto più bassa. I picchi visualizzati sulle curve dei terremoti differiscono da quelli del rumore sia per frequenza che per ampiezza. Esiste disparità di comportamento tra i due eventi, e tra eventi e rumore ambientale. In particolare, il main shock del 1976 presenta maggiori amplificazioni e picchi a frequenze più basse (1.7 Hz, contro il picco a 1.8-2.5 Hz del rumore), mentre il secondo picco di amplificazione si sposta a 3.8-4 Hz (anziché tra 4-6 Hz). Il secondo evento del 1976, un grado di magnitudo più basso, mostra le amplificazioni maggiori tra 2-3 Hz e il secondo picco a 3.8 Hz.

In conclusione, il sito TLM1 risulta essere affetto da pesanti effetti di sito per la presenza della diga che provoca effetti di amplificazione fondamentalmente in due bande di frequenza: 1.8-2.5Hz e 4-5.5Hz. Il confronto delle curve EHV con misure di rumore ambientale, utilizzando eventi con distanze epicentrali e direzione di provenienza molto diverse, ha messo ulteriormente in evidenza il fatto che non è possibile prevedere lo scuotimento del suolo in caso di un evento vicino di forte intensità, dal momento che la risposta del sito risulta essere molto complessa e disturbata da condizioni 2D e dalla presenza del sistema diga-bacino. La stazione TLM1 resta così utile ai soli fini di localizzazione di eventi sismici.

4.2.2 Stazione BRC

Gli eventi sismici registrati dalla stazione di BRC scelti per effettuare il rapporto spettrale sono:

- Il mainshock del terremoto del Friuli avvenuto il 6 maggio 1976
- Le due maggiori repliche della sequenza del terremoto del Friuli avvenute rispettivamente l'11 e il 15 settembre 1976.
- Un evento avvenuto il 16 settembre 1977 in Friuli-Venezia Giulia.
- Due terremoti recenti, di intensità minore rispetto ai precedenti, avvenuti rispettivamente il 7 e l'11 marzo 2010 (Figura 53), con una distanza epicentrale piccola rispetto alla stazione stessa.

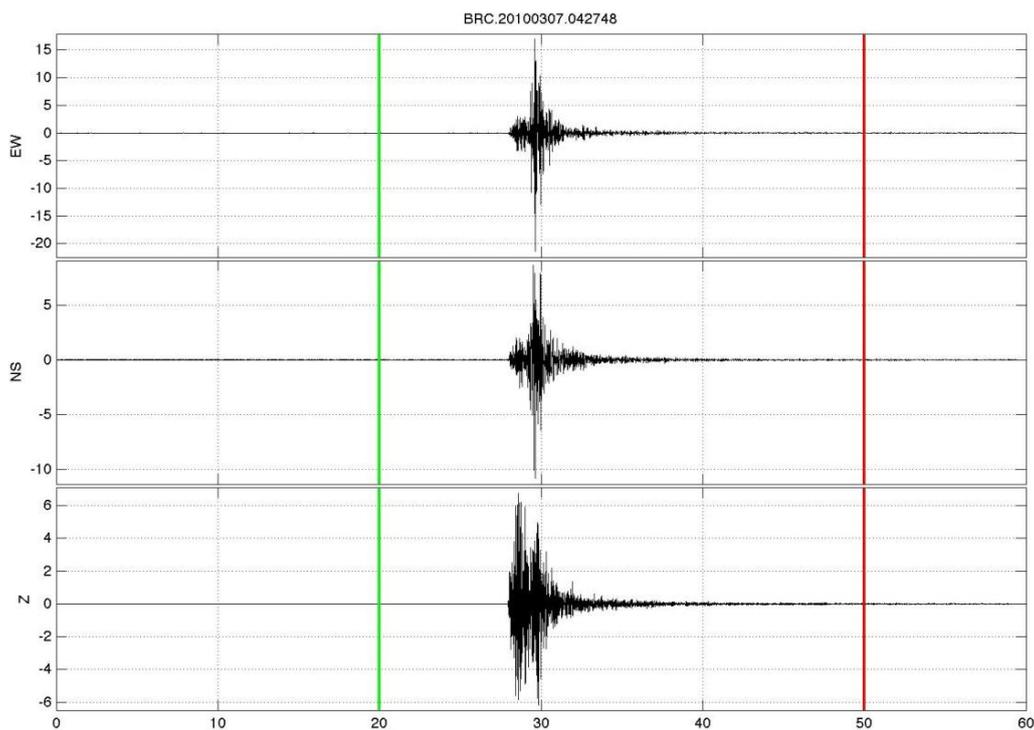


Figura 53 Sismogramma dell'evento locale del 07/03/2010 registrato dalla stazione BRC (<http://itaca.ingv.ni.it>).

Anche per gli eventi registrati dalla stazione di BRC sono stati elaborati dei grafici a rosetta per visualizzare magnitudo e distanza epicentrale rispetto alla provenienza dell'evento (Figura 54).

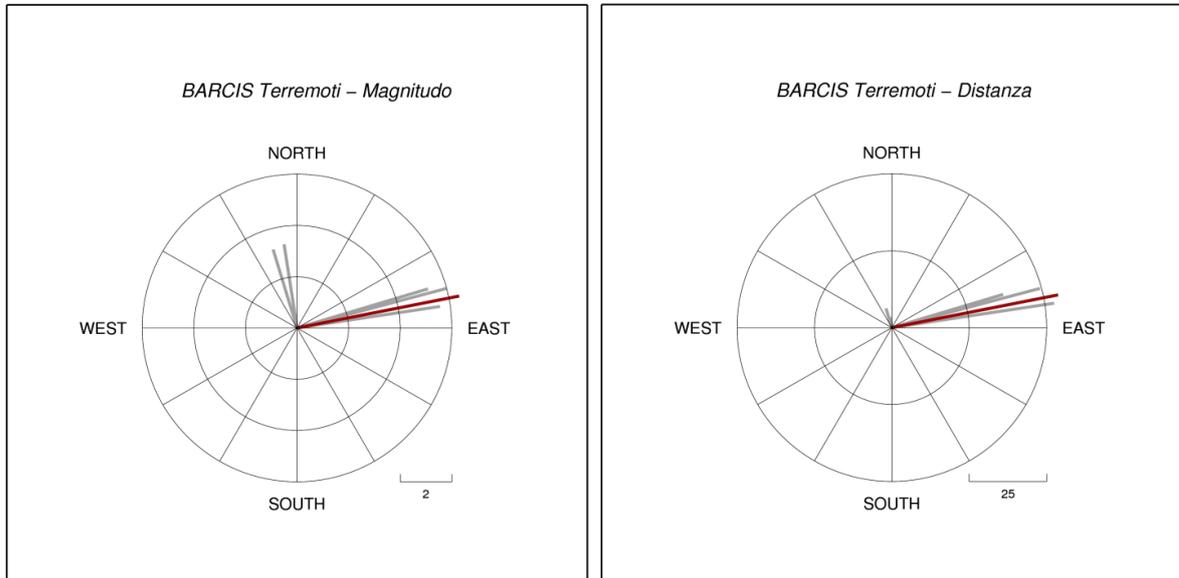


Figura 54 Grafici a rosetta per i terremoti registrati da BRC. A sinistra angolo di backazimut e magnitudo a destra angolo di backazimut e distanza.

L'output ottenuto dalla analisi spettrale è riportato in Figura 55. Anche in questo sono rappresentate tutte le curve EHV e la curva calcolata a partire dai dati di rumore ambientale acquisiti all'interno della cabina BRC dal Dipartimento della Protezione Civile.

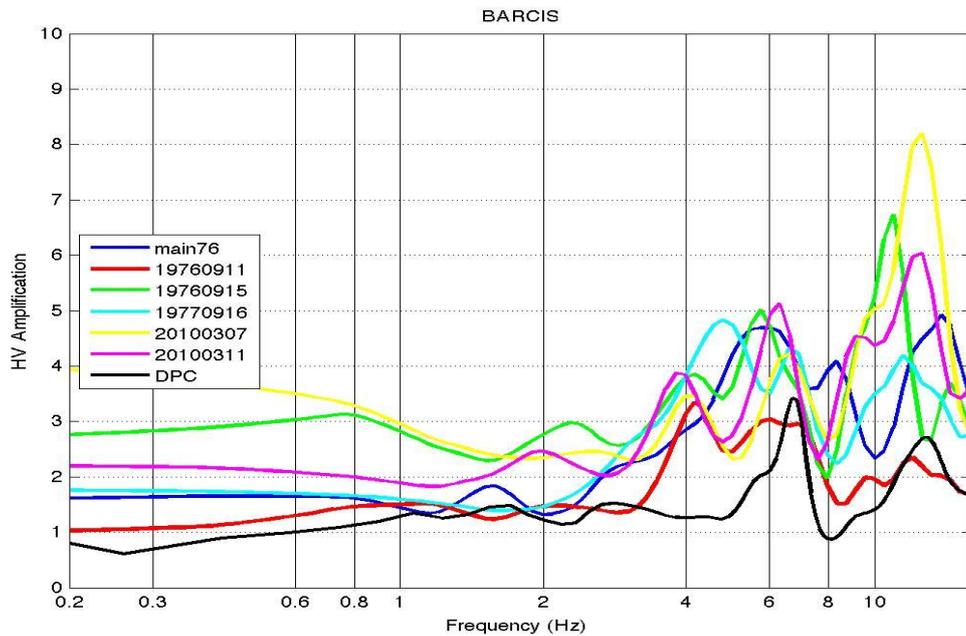


Figura 55 Confronto tra HVSR da misura di microtremore effettuata all'interno della cabina di BRC dal DPC e gli HVSR ottenuti dai terremoti scelti.

I rapporti spettrali per gli eventi considerati risultano molto dispersi e un andamento comune è di difficile individuazione. Si osservano picchi di risonanza a frequenze alte, maggiori di 10Hz, comuni alla quasi totalità degli eventi considerati, come già osservati nelle acquisizioni del microtremore. Il confronto con la curva H/V ottenuta da rumore ambientale trova una corrispondenza parziale con gli spettri dei due terremoti locali del 03/2010 (curve viola e gialla), provenienti da Nord, a 6-7Hz e per frequenze >10Hz. I restanti eventi considerati, di magnitudo e distanza epicentrale maggiore, provenienti principalmente da Est, presentano picchi di risonanza che trovano poca correlazione con la curva H/V da microtremore, e blanda con gli altri eventi.

I risultati di questo confronto portano alla conclusione che il sito di BRC è fortemente influenzato dalla risposta sismica della struttura che ospita la stazione, con amplificazioni variabili nel range di frequenza 4-6 Hz e tra 8-13 Hz. In particolare, i terremoti locali, con il segnale sismico più ricco di alte frequenze, amplificano maggiormente i moti superiori della cabina ENEL, mentre i terremoti più forti eccitano le frequenze nell'intorno dei 6 Hz.

4.2.3 Stazione MAI

Gli eventi sismici registrati dalla stazione di MAI scelti per effettuare il rapporto spettrale sono:

- 09/05/1976, $M_L=5.5$, distanza epicentrale=19.8 km
- 10/05/1976, $M_L=4.7$, distanza epicentrale=14.1 km
- 11/05/1976, $M_L=5.3$, distanza epicentrale=5.6 km
- 14/08/1979, $M_L=4.2$, distanza epicentrale=10.8 km (Sismogramma in Figura 56)
- 30/01/2015, $M_L=4.1$, distanza epicentrale= 23.0 km

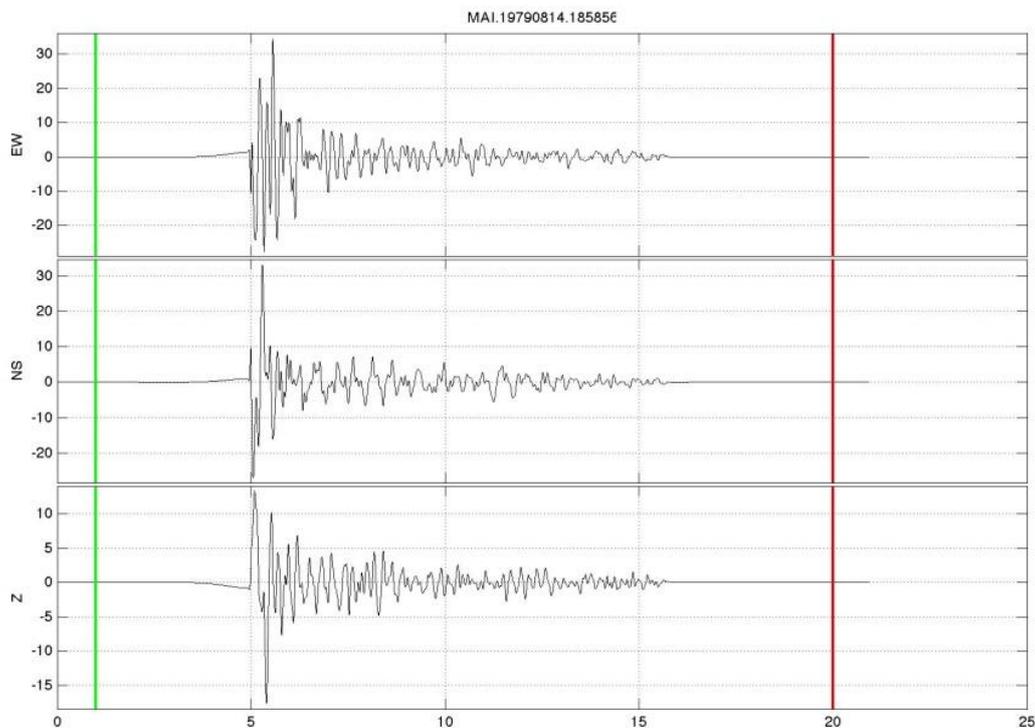


Figura 56 Sismogramma dell'evento del 14/08/1979 registrato dalla stazione MAI (<http://itaca.ingv.ni.it>).

In analogia a quanto fatto per gli altri siti, anche per questi eventi sono stati tracciati i diagrammi a rosetta per mettere in relazione magnitudo e distanza rispetto alla provenienza dell'evento Figura 57.

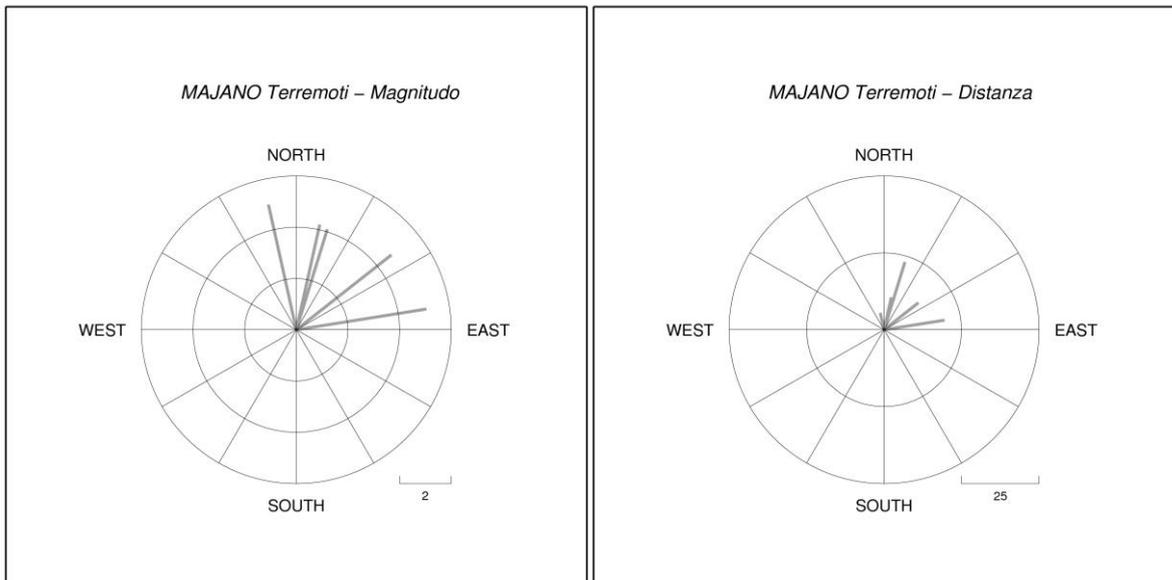


Figura 57 Grafici a rosetta per i terremoti registrati da MAI. A sinistra angolo di backazimut e magnitudo a destra angolo di backazimut e distanza.

La distanza epicentrale dei terremoti considerati non supera i 25 Km, quindi sono eventi locali provenienti da direzione Nord-Est rispetto alla stazione.

L'output ottenuto dalla analisi spettrale è riportato in Figura 58. Anche per questa stazione sono riportati i rapporti spettrali degli eventi sismici riportati assieme alla curva H/V ottenuta da microtremore.

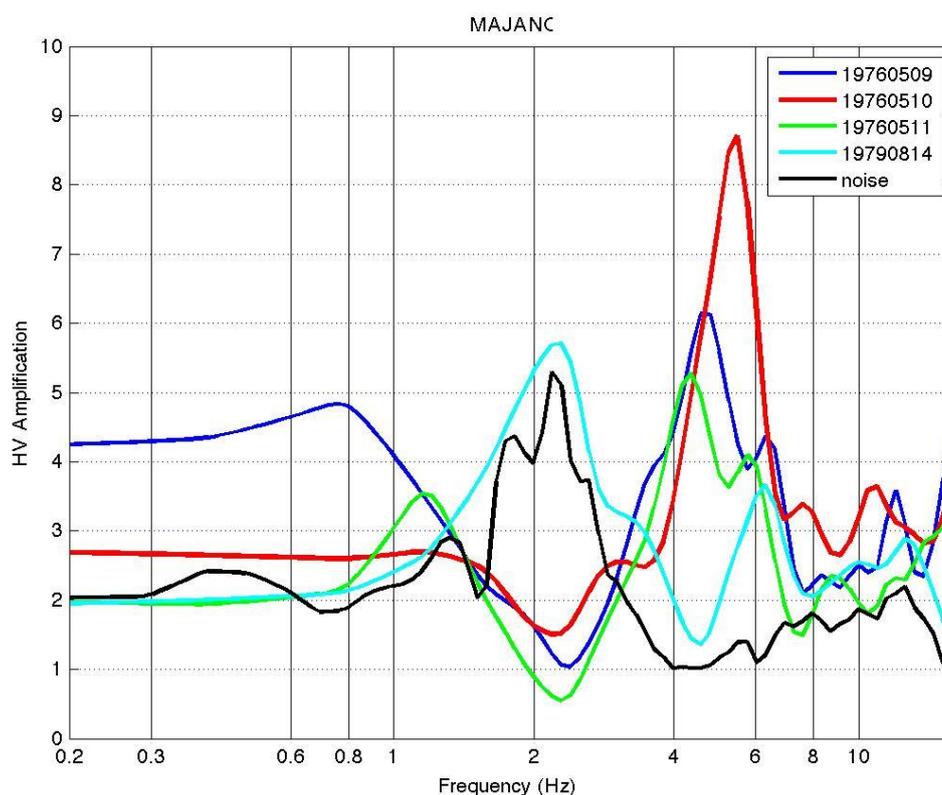


Figura 58 Confronto tra HVSR da rumore ambientale e i terremoti registrati da MAI. Da notare l'andamento totalmente discordante per i terremoti avvenuti nel 1976.

Come si può osservare in Figura 58, i tre terremoti considerati avvenuti nel maggio del 1976 non trovano alcuna correlazione con la curva ottenuta dalla misura di rumore ambientale (in nero) manifestando un picco di risonanza ben definito nella banda di frequenza che va da 4 a 6Hz. L'HVSR ottenuto dall'evento datato 14/08/1979 (in azzurro) invece fitta molto bene la curva H/V ottenuta dal rumore ambientale. L'andamento del picco di risonanza situato a 2.2Hz trova un'ottima correlazione in termini di ampiezza e frequenza con quello del microtremore.

Il motivo della mancata corrispondenza tra i risultati del rumore ambientale e i tre terremoti del 1976 è conseguenza del fatto che queste tre registrazioni non sono state registrate al sito in cui attualmente si trova la stazione accelerometrica MAI. Questo è stato confermato dal Dipartimento di Protezione Civile e dai responsabili del database ITACA, che hanno provveduto a correggere i dati sul server. Questo conferma che

l'alloggiamento degli strumenti di misura (inteso come sito geografico e come insieme di superficie di accoppiamento strumento-suolo e come strutture sovrastanti la struttura) ha un ruolo di primo ordine nella interpretazione dei dati sismici e non può essere sottovalutato o trascurato, come avvenuto troppo spesso sino ad ora.

Sul presente sito MAI è stata acquisita la registrazione del terremoto del 14/08/1979, e un terremoto recente, avvenuto in data 30/01/2015 con $M_L=4.1$ e distanza epicentrale di 23km, avvenuto nei dintorni di Moggio Udinese (UD). I dati di questo evento non sono ancora disponibili nel database ITACA 2.0, per questo motivo sono stati richiesti direttamente al Dipartimento di Protezione Civile, il quale li ha gentilmente forniti.

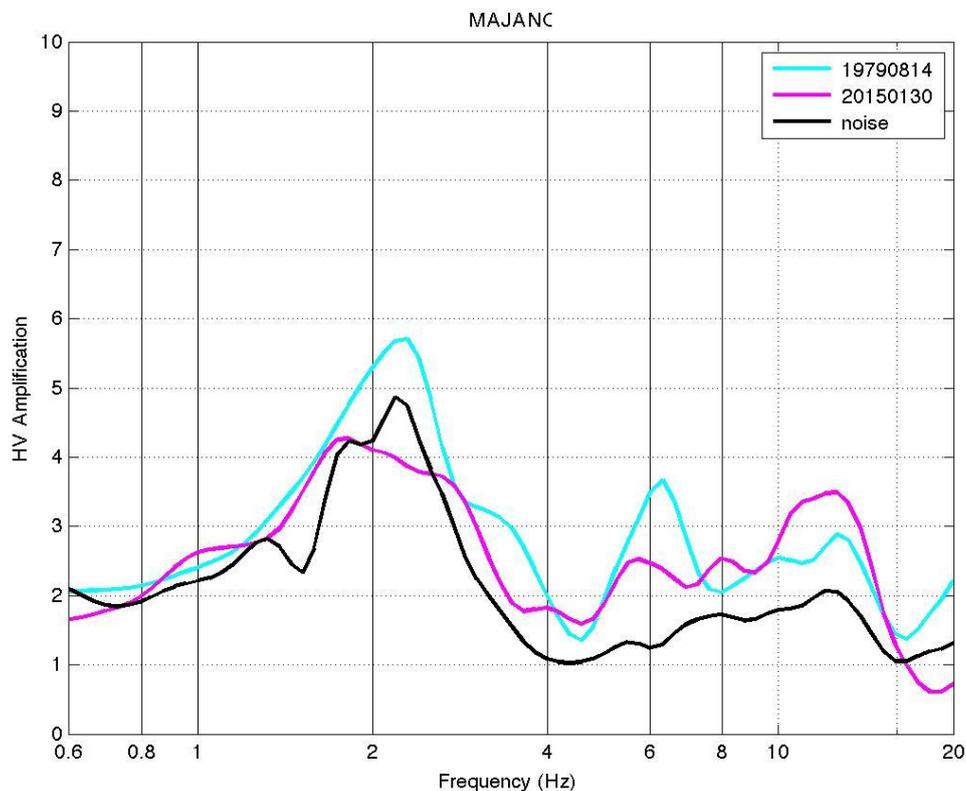


Figura 59 Confronto tra HVSR ottenuto da misura di rumore e i due eventi registrati con certezza nel sito attuale della stazione MAI.

Come si osserva in Figura 59, l'EHV del terremoto recente (in viola in Figura 59) segue bene l'andamento della curva H/V ottenuta dal rumore, mostrando buona corrispondenza in termini di frequenza anche per il picco di risonanza situato a 2.2Hz.

Le conclusioni che si possono trarre da questo confronto, per la caratterizzazione sismica del sito ospitante la stazione MAI sono le seguenti:

- Le conoscenze geologiche dell'area sono buone ed escludono la possibilità che ci siano fenomeni di amplificazione riconducibili ad effetti 2D.
- Il motivo della totale discrepanza tra i risultati ottenuti dal confronto del rumore con i tre terremoti del 1976 è conseguenza del fatto che le registrazioni di questi tre eventi sono state acquisite su un sito diverso, che non coincide con quello in cui attualmente si trova la stazione accelerometrica MAI. La stazione MAI occupa l'attuale posizione sicuramente a partire dalla registrazione del terremoto del 14/08/1979.
- Non sono visibili effetti di amplificazione del moto riconducibili all'interazione suolo-struttura per il picco di risonanza a 2,2Hz, mentre qualche sospetto emerge per i picchi a 6 e 13 Hz, in quanto la stazione non è in condizioni free-field.
- L'ottima corrispondenza fra l'HVSR degli eventi del 14/08/1979 e 30/01/2015 con l'HVSR della misura di microtremore, identificano la frequenza a cui si hanno fenomeni di amplificazione sismica stratigrafica 1D. Per questo motivo le registrazioni ottenute dalla stazione accelerometrica MAI, a condizione che siano state acquisite nella sede attuale, possono essere considerate valide per ulteriori applicazioni, una volta rimosso l'effetto di sito stratigrafico.

Capitolo 5. Discussione e conclusioni

Il lavoro di questa tesi ha previsto l'acquisizione ed elaborazione di dati geofisici al fine di determinare la risposta sismica locale di tre stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) ubicate in Friuli Venezia Giulia, collocandosi così all'interno del progetto nazionale DPC-INGV S2-2014 Constraining Observations into Seismic Hazard, gestito dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale e dall'Istituto Nazionale di Geofisica e di Vulcanologia. L'internato è stato svolto presso l'Istituto Nazionale di Oceanografie e Geofisica Sperimentale di Trieste, presso la sezione "Centro di Ricerche Sismologiche" di Udine.

La qualità delle registrazioni di terremoti disponibili nelle numerose banche dati esistenti ha indotto il Dipartimento di Protezione Civile a finanziare il Progetto S2 per qualificare una parte dei siti della Rete Accelerometrica Nazionale che avessero funzionato per almeno 25 anni in maniera continuativa. I siti studiati in questo lavoro sono stati: MAI, situato nel centro abitato di Majano (UD), BRC in comune di Barcis (PN) e TLM1 in comune di Verzegnis.

La gran parte dei siti in cui sono collocate le stazioni della RAN non è dotata di una caratterizzazione geologica e geofisica o ne possiede solo una sommaria. Il più delle volte l'ubicazione delle stazioni non rispetta i canoni previsti per una corretta acquisizione del dato, perché la stazione è affetta da fenomeni di amplificazione sismica stratigrafica e/o da fenomeni di interazione del suolo con la struttura che ospita la stazione sismica. Il caso ideale, difficilmente realizzabile, vorrebbe che la stazione poggiasse su un ammasso roccioso sano (bedrock sismico) in condizioni 1D, lontano da fonti di rumore naturale o antropico e in campo libero (free field), ovvero non alloggiate all'interno di edifici o altra struttura. Nella realtà dei fatti la scelta per l'ubicazione delle stazioni è fatta in base ad altre esigenze (logistiche, di connettività, di accessibilità per la manutenzione ecc.) che si scontrano con la necessità di evitare qualsiasi condizione geologica capace di amplificare durata ed intensità dello scuotimento. La geologia di superficie e le condizioni topografiche sono i principali fattori che determinano gli effetti di sito. Tutti i sedimenti posti al di sopra del bedrock sismico, in cui possono venire a crearsi effetti

monodimensionali (1D) in grado di provocare amplificazione sismica stratigrafica (amplificazione di onde dovuta a diminuzione di velocità e densità, risonanza nei suoli stratificati, riflessione e trasmissione attraverso le interfacce, conversione di onde di volume a onde di superficie ecc.) e condizioni topografiche particolarmente sfavorevoli, come ad esempio, pendii molto acclivi, presenza di strette gole e sommità di rilievi, provocano l'insorgere di effetti bi-tridimensionali (2-3D) capaci di alterare il moto del terreno in caso di terremoto, amplificandolo, in modo differente in funzione della direzione di provenienza e della intensità del sisma, devono essere quantificati. Un ulteriore aspetto che non è tenuto in debita considerazione e è capace di incidere negativamente sulla qualità delle registrazioni sismiche, riguarda le strutture in cui è alloggiata la strumentazione delle stazioni accelerometriche. Queste, nel caso della RAN, sono quasi tutte cabine di trasformazione ENEL, in muratura o cemento, con dimensioni sufficienti (altezza maggiore di 6-8m) per trasmettere al suolo (e quindi alla stazione sismica posta sul suolo) i propri modi di vibrare. Questo fenomeno è noto come interazione suolo-struttura.

Le registrazioni ideali devono essere affette il meno possibile da effetti di sito e fenomeni riconducibili alla interazione suolo-struttura. Questo concetto diviene d'importanza cruciale nel momento in cui i dati di accelerazione massima riferiti al bedrock acquisiti vengono successivamente utilizzati come parametro di input in sede di calcolo di leggi di attenuazione mediante le quali si derivano le mappe di pericolosità sismica a scala locale e nazionale. Quest'ultime costituiscono la base su cui si fondano le leggi di classificazione sismica del territorio nazionale e le moderne norme antisismiche vigenti.

La scelta delle tre stazioni di Barcis (BRC), Majano (MAI) e Tolmezzo- Diga Ambiesta (TLM1) è stata condizionata dal fatto che queste hanno operato con continuità negli ultimi 25 anni, collezionando un elevato numero di registrazioni, incluse quelle della sequenza sismica del terremoto del Friuli del 1976. Tale sequenza riveste un ruolo molto importante nelle analisi per la stima della pericolosità sismica in questa regione. La necessità di caratterizzare la risposta sismica locale per queste tre stazioni nasce dal fatto che le informazioni disponibili per i siti della rete RAN sono spesso insufficienti e non sempre attendibili. Attualmente, la definizione della risposta sismica si basa sull'approccio semplificato previsto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC08), che sintetizzano

nel parametro Vs30 la complessità e la moltitudine dei fattori che condizionano la risposta sismica locale.

Il lavoro di tesi si è articolato principalmente in quattro fasi. La prima è consistita nella ricerca bibliografia riguardante la geologia dei siti e la raccolta dei dati esistenti, mediante la ricerca presso biblioteche, banche dati disponibili sul web, uffici tecnici comunali. Per il sito di Majano, posto nel centro cittadino, il Piano Regolatore Generale con la sua relazione geologico-tecnica è stato il punto di partenza, per una buona definizione della geologia del sito. Per i siti di Barcis e Tolmezzo, collocati in aree marginali, non esistono relazioni tecniche esaustive e le informazioni sono la sintesi di lavori puntuali sulle Prealpi Carniche. Tutti i dati sono stati integrati con quanto presente nelle monografie di stazione disponibili nel sito web del database accelerometrico italiano ITACA 2.0.

La seconda fase ha previsto la campagna di acquisizione di nuovi dati geofisici e la verifica delle informazioni geologiche. Dove possibile, un rilevamento geologico di massima è stato eseguito per stilare la carta geologica alla scala della stazione. Per l'acquisizione geofisica, la strumentazione utilizzata è stata messa a disposizione dall'OGS-CRS della sede di Udine. Sono state acquisite dieci misure di rumore ambientale presso i siti di Majano e Tolmezzo, mentre presso il sito di Barcis, a causa delle sfavorevoli condizioni meteorologiche, non è stato possibile effettuare una nuova campagna di misure e i dati elaborati sono stati messi a disposizione dall'OGS-CRS.

La scelta della tecnica HVSR per la caratterizzazione dei siti ospitanti le stazioni accelerometriche, ricopre un ruolo importante in quanto queste misure, economiche e non invasive, permettono di stimare facilmente la frequenza di risonanza propria del sito (f_0 , frequenza fondamentale), e, integrandosi con altri metodi geofisici e con le informazioni sulla stratigrafia del sito, permette la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio (V_s). La normativa vigente (NTC08) richiede la determinazione del parametro Vs30, vale a dire la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio nei primi 30 metri di suolo. L'impiego della tecnica HVSR consente anche di superare quelli che sono i limiti della caratterizzazione mediante Vs30 dal momento che eventuali contrasti d'impedenza, principale causa della amplificazione sismica stratigrafica, causati da riflettori posti a profondità maggiori di 30 metri, possono essere rilevati con facilità.

Nella terza fase, svolta principalmente presso la sede del CRS di Udine, sono stati prima elaborati i dati acquisiti in campagna, e successivamente quelli recuperati dalla banca dati

accelerometrica ITACA. I nuovi dati sono stati opportunamente convertiti dal formato nativo e corretti per la successiva elaborazione, mentre per gli accelerogrammi questa elaborazione preliminare non è stata necessaria in quanto i dati forniti dal database di ITACA sono già corretti.

La quarta e ultima fase del lavoro è stata l'elaborazione di tutti i dati raccolti. Il rumore sismico ambientale è stato analizzato mediante il software Grilla, mentre le registrazioni dei terremoti sono state elaborate mediante programmi costruiti in Matlab. La procedura di calcolo è affine, consistendo nel calcolo degli spettri delle singole componenti del moto e al successivo rapporto delle componenti orizzontali per la verticale. I settaggi per le analisi sono stati definiti di volta in volta a seconda delle necessità e della durata della registrazione, passando dalle decine di minuti per il rumore ambientale a pochi secondi di registrazione per gli eventi sismici.

Una volta calcolata la frequenza di risonanza dei suoli, si è proceduto alla modellazione dei profili di velocità delle onde di taglio S. Per fare questo è stato necessario conoscere un valore di vincolo o sulla V_s dello strato del terreno più superficiale o del suo spessore. Nei casi incontrati in questo lavoro, il vincolo è sempre stato posto sui valori di velocità. Questi sono stati determinati grazie all'integrazione dei risultati provenienti da altre prove. Per questo motivo sono stati analizzati i dati provenienti da una prova MASW effettuata nel comune di Majano, forniti sempre dal CRS, mediante il software Grilla. Anche l'utilizzo di dati provenienti da indagini geofisiche dirette in foro, Cross-Hole, reperiti durante la fase di ricerca bibliografica, si è rivelato essere utile alla determinazione dei profili V_s congiunti.

La caratterizzazione della stazione TLM1 ha portato alla importante conclusione che il sito non è idoneo per l'acquisizione di dati accelerometrici da utilizzare per il calcolo di leggi predittive o di attenuazione. La stazione accelerometrica è ospitata all'interno di un box in lamiera su una collina nel comune di Verzegnis (UD). Il problema principale che riguarda questo sito è la vicinanza della diga Ambiesta e del relativo invaso. Le condizioni della geologia locale, costituita da dolomie e calcari dolomitici, non sono sufficienti a garantire una risposta sismica di qualità. Le analisi effettuate, sia considerando rumore ambientale che registrazioni di terremoti, identificano la presenza di tre picchi di amplificazione. Tali amplificazioni sono dovute sia alle vibrazioni della diga, intesa come semplice struttura ad arco in calcestruzzo, che al sistema diga-bacino, che si trasmettono

alla collina che ospita la stazione accelerometrica. Le analisi dei terremoti, inoltre, hanno evidenziato una forte disparità di comportamento a seconda della direzione di provenienza degli eventi. In particolare, per i terremoti provenienti da est, l'amplificazione massima è quella dell'arco della diga, mentre per i terremoti provenienti da sud, le amplificazioni sono quelle del sistema diga-bacino. La classificazione del sito secondo le NTC08 risulterebbe essere di tipo A anche se per i motivi descritti sopra perde totalmente di significato.

Anche la caratterizzazione del sito di BRC risulta alquanto complessa. La stazione è collocata all'interno di una cabina di trasformazione dell'ENEL sul lato destro del torrente Cellina, al suo ingresso nel lago di Barcis (PN). La geologia dell'area è prevalentemente composta da formazioni carbonatiche massicce e l'approccio semplificato delle NTC08 porterebbe a classificare il sito come appartenente alla classe A. Tuttavia le condizioni topografiche incidono negativamente sulla risposta sismica locale, in quanto la stazione è posta in un'area molto impervia, caratterizzata da gole e pendii con acclività molto alta. Ciò ha impedito di fatto l'acquisizione di profili di velocità, mancando fisicamente lo spazio per poter stendere le linee sismiche. Un ulteriore fattore di disturbo è dato dall'interazione suolo-struttura, causata dalla cabina ENEL in cui è alloggiata la strumentazione. Tali picchi si osservano sia per terremoti deboli e locali che per i terremoti della sequenza del 1976, sia nelle misure del rumore ambientale.

La caratterizzazione del sito MAI si è rivelata essere meno difficoltosa rispetto alle precedenti, in quanto per questo sito le informazioni geologiche a disposizione in partenza erano maggiori. La stazione MAI è ospitata in una cabina ENEL dietro la sede municipale della cittadina di Majano (UD), che in occasione del terremoto del Friuli del 1976 ha subito ingenti danni. Proprio per questo, nel 1976 furono installate diverse stazioni accelerometriche successivamente rimosse.

Questa stazione si è rivelata essere l'unica delle tre capace di acquisire dati utilizzabili per il processo di validazione per le stime di pericolosità sismica. Questo perché le condizioni topografiche dell'area, pianura con stratificazione 1D, hanno permesso di sfruttare a pieno le potenzialità delle metodologie utilizzate. I risultati ottenuti dalle misure di microtremore sono stati tutti concordi nell'identificare un picco di risonanza stratigrafico a 2.2Hz, identificando così la frequenza fondamentale del sito. I profili di Vs sono stati modellati con qualche difficoltà data la poca congruenza tra i modelli H/V, la prova MASW

e i risultati di una prova Cross-Hole. Integrando tra loro i dati è stato possibile ottenere un profilo di velocità delle onde S tale per cui il sito viene assegnato alla classe C secondo la classificazione del metodo semplificato proposta dalle NTC08. I rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e verticali del rumore sismico e tre eventi della sequenza del 1976 hanno mostrato una totale incongruenza, mentre un quarto evento, registrato nel 1979, mostra un totale accordo. Questo ha indotto a pensare che all'interno della banca dati ITACA ci sia stato un errore nell'assegnare le forme d'onda del 1976 al sito MAI. La disponibilità di un recente terremoto registrato sull'odierno sito MAI, ha confermato che le analisi tra rumore ambientale e terremoti coincidono perfettamente, mostrando un'ottima congruenza sia in termini di ampiezza che di frequenza del picco a 2.2Hz in entrambe le curve. Ciò esclude la possibilità che quel picco possa essere stato generato da fattori dipendenti dal percorso o dalla intensità del sisma identificando così quella che è definita risposta locale. Il problema della apparente totale discordanza con gli eventi del 1976 ha trovato risposta nel momento in cui si è venuti a conoscenza del fatto che la stazione prima del 1979 era ubicata in un altro posto poco distante. Questo fa riflettere ulteriormente su quanto sia importante poter disporre del maggior numero di informazioni possibili riguardanti le stazioni accelerometriche.

Sarebbe auspicabile che questo tipo di verifiche potesse essere esteso a tutti i siti utilizzati nei calcoli di pericolosità sismica per diffondere una maggior consapevolezza della qualità dei dati impiegati, e non ridurre la risposta sismica locale a un semplice fattore di correzione.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare la prof.ssa Silvia Castellaro, relatrice di questa tesi, per la grande disponibilità e la cortesia dimostratami, e per tutto l'aiuto fornito durante la stesura.

Per gli stessi motivi ringrazio anche la correlatrice, dott.ssa Carla Barnaba, e tutte le unità di ricerca afferenti al Progetto Sismologico S2-2014.

Bibliografia

Aki K. and Richards P.G., (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol. I, Freeman W.H., San Francisco, pp.557.

Albarelo D., (2013). La Risposta Sismica Locale, Seminario ODG-Vicenza, Vicenza, 8 Novembre 2013.

Andrews D.J., (1986). Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different sizes, in *Earthquake Source Mechanics*, Das S., Boatwright J., and Scholz C.H. (Editors), American Geophysical Union, Washington D.C., pp. 259-268.

Bard P.Y., (1999). Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies, in *Lectures presented at the Advanced study Course*, Kefallinia, Greece, pp. 126-217.

Barnaba C., Priolo E., Vuan A. and Romanelli M., (2007). Site Effect of the Strong-Motion Site at Tolmezzo-Ambiesta Dam in Northeastern Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 97, 339-346.

Barnaba C., and Tolazzi G., (2012). Profilo di velocità delle onde di taglio (Vs) ottenute da misure di rumore sismico ambientale nell'intorno del Liceo Scientifico Statale "L. Magrini" di Gemona del Friuli (UD), *Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Sismica Studi teorici ed applicazioni professionali*, Aracne Ed. M. Mucciarelli (Ed.).

Boatwright J., Fletcher J.B. and Fumal T.E., (1991). A general inversion scheme for source, site, and propagation characteristics using multiply recorded sets of moderate-sized earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 1754-1782.

Bonnefoy-Claudet S., Köhler A., Cornou C., Wathelet M. and Bard P.Y., (2008). Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 98, 288–300.

Borcherdt R.D., (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 60, 29-61.

Borcherdt R.D., (1994). Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthquake Spectra*, 10, 617-653.

Bosellini A., (1967). La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi Venete), *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, 133-169.

Bosellini A. and Hardie L.H., (1988). Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete, *Mem. Soc. Geol. It.*, 30, 245-266.

Bycroft G.N., (1978). The effect of soil-structure interaction on seismometer readings, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 68, 823-843.

Carulli G. B., (2006). *Note illustrative della carta geologica del Friuli Venezia Giulia*, Selca, Firenze, pp.44.

Carulli G.B., Cozzi A., Longo Salvador G., Pernarcic E., Podda F. and Ponton M., (2000). Note illustrative alla carta geologica delle Prealpi Carniche. *Museo Friulano di Storia Naturale*. Publ. N.44. Udine

Carulli G. B., Cozzi A., Longo Salvador G., Ponton M. and Podda F., (1998). Evidence of synsedimentary tectonic activity during the Norian-Lias (Carnian Prealps, Northern Italy), *Mem. Soc. Geol. It.*, 53, 403-415.

Carulli G. B., Frizzo P., Longo Salvador G., Semenza E., Bianchin G., Mantovani F. and Mezzacasa G., (1987). La geologia della zona tra il T. Chiarzò e il F. Fella, *Giorn. Geol.*, s.3, Bologna, 1-32.

Carulli G. B., Longo Salvador G., Podda F. and Ponton M., (1994). Platform-basin relationships in the Norian of the Carnia region (N-E Italy), *Géol. Mediterr.*, 21 (3-4), 27-30.

Carulli G. B., Longo Salvador G., Ponton M. and Podda F., (1997). La Dolomia di Forni: evoluzione di un bacino euxinico tardo-triassico nelle Prealpi Carniche, *Boll. Soc. Geol. It.*, 116, 95-107.

Castellaro S., (2013). Caratterizzazione dinamica del sottosuolo ai fini dell'Ingegneria Sismica, dispense seminario: Le indagini sperimentali come strumento di verifica sismica, Mantova, 11 Marzo 2013.

Castellaro S. & Mulargia F., (2009). The effect of velocity inversions on H/V, *Pure appl. geophys.*, 166, 567–592.

Castellaro S., Mulargia F. and Rossi P.L., (2008). Vs30: Proxy for Seismic Amplification?, *Seism. Res. Lett.*, 79, 540-543.

Castoldi A., (1978). Contribution of the surveillance to the evaluation of the seismic efficiency of dams. Example of Ambiesta dam, *in seminar on Construction in Seismic Zones, Bergamo*, 107-118.

Crouse C.B. & Husmand B., (1989). Soil-structure interaction at CDMG and USGS accelerograph stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 79, 1–14.

Crouse C.B., Liang G.C. and Martin G.R., (1984). Experimental study of soil-structure interaction at an accelerograph station, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 74, 1995–2013.

Fontanive A., Gorelli V. e Zonetti L., (1985). Raccolta di informazioni sulle postazioni accelerometriche del Friuli, *Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi alla realizzazione di impianti nucleari*, Roma, Giugno 1985.

Hardie L.A., Bosellini A. and Goldhammer R.K., (1986). Repeated subareal exposure of subtidal carbonate platform, Triassic, northern Italy: evidence for high-frequency sea-level oscillation on a 104 years scale, *Paleoceanography*, 1, 447-457.

ITACA, (2004). ITalian ACelerometric Archive, *sito web* <http://itaca.mi.ingv.it>

Langston C.A., (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762.

Laurenzano, G., E. Priolo, P. Klin (2012). Codice MatLab® per il calcolo della risposta sismica di sito con il metodo dell'inversione generalizzata (GIT), *Tecniche Speditive per la Stima dell'Amplificazione Sismica Studi teorici ed applicazioni professionali*, Aracne Ed. In: M. Mucciarelli (Ed.), 61-72.

Lermo J.F., Francisco S. and Chavez-Garcia J., (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 83, 1350-1364.

Luzi L., Hailemichael S., Bindi D., Pacor F., Mele F. and Sabetta F., (2008). ITACA (Italian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data, *Seism. Res. Lett.*, 79, 716-722.

Micromed, (2012). Tecnica sismica passiva a stazione singola, *dispense dei corsi di formazione e avvio all'uso degli strumenti*.

Micromed, (2012). Tecniche sismiche in array attivo e passivo, *dispense dei corsi di formazione e avvio all'uso degli strumenti*.

Moscatelli M., Peronace E., Naso G., Coltella M., Scionti V., Pagliaroli A., Luzi L., Pacor F., Puglia R., Felicetta C., D'Amico M., Albarello D., Gallipoli R., Mucciarelli M. and Gruppo di Lavoro GEORAN., (2014). Caratterizzazione dei siti delle stazioni accelerometriche del territorio nazionale, *atti 33° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*, 25-27 Novembre 2014, Bologna, 231-238.

Nakamura Y., (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30, p. 1.

Nakamura Y. and Saito A., (1983). Estimations of Amplification Characteristics of Surface Ground and PGA using Strong Motion Records (in Japanese), *Proc. 17th JSCE Earthquake Eng. Symp.*, 25-28.

NTC08, 2008. Norme Tecniche sulle Costruzioni, *G.U. n° 29 del 04/02/2008 - suppl. ord. n° 30*

Pedersen H., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M. and Bard P.-Y. (1994). Ground-motion amplitude across ridges, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1786-1800.

Salvini G., (1969). Osservazioni geologiche sui dintorni di Barcis (Prealpi Friulane), *Riv. Ital. Paleont.*, 75, 107-121.

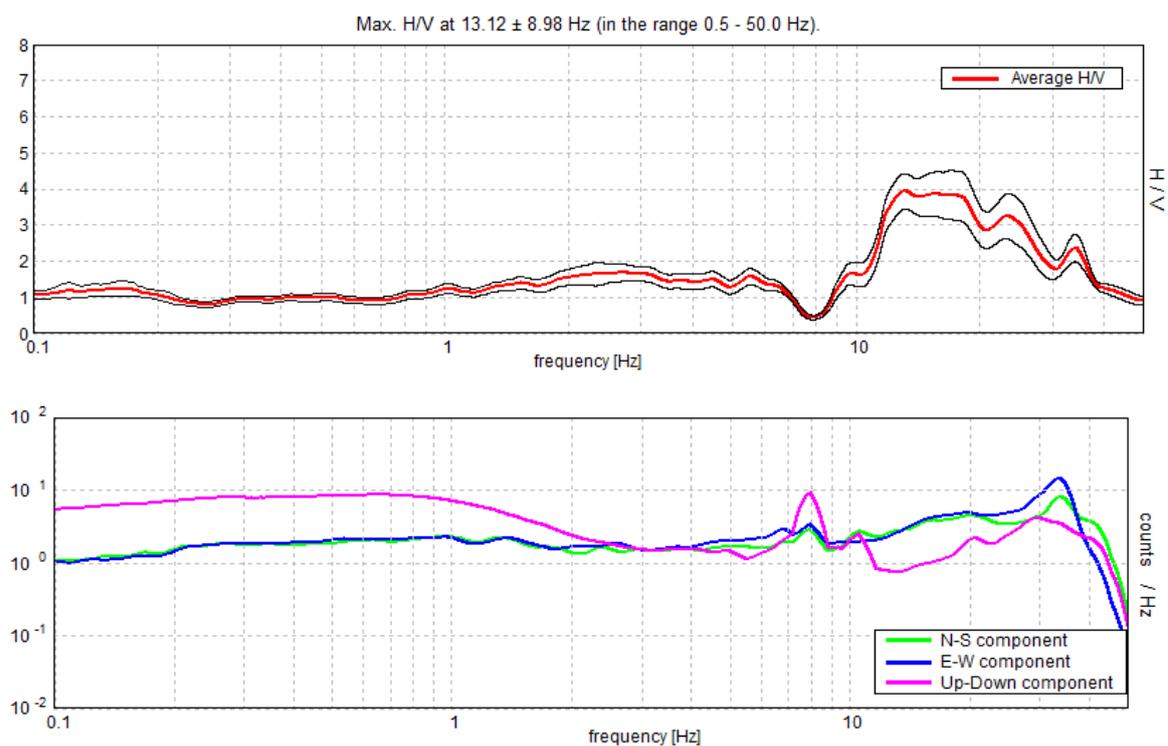
SESAME Project, 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation, SESAME

European Research Project WP12, deliverable no. D23.12, http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/Papers/HV_User_Guidelines.pdf

Appendice

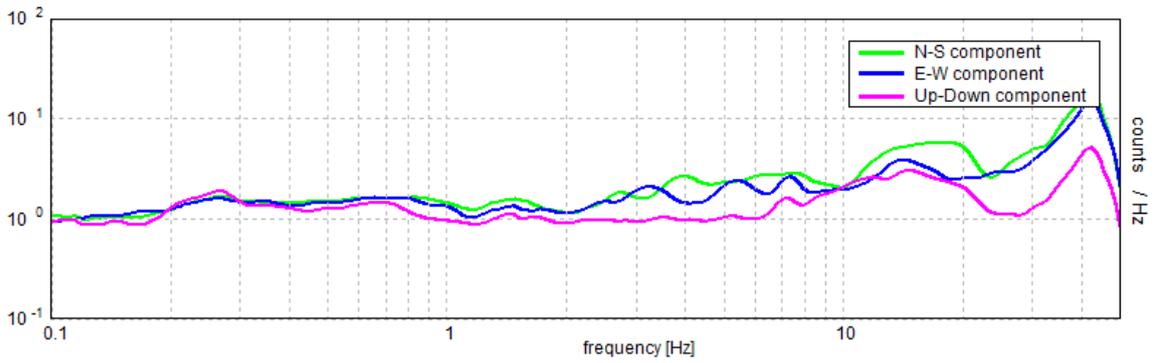
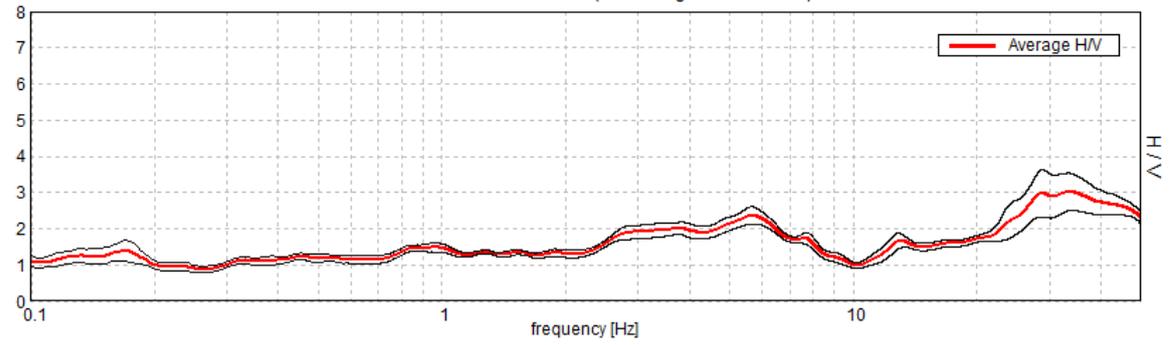
Rapporti spettrali H/V ottenuti con il software Grilla delle misure di microtremore effettuate in tutti i siti e relativi spettrali delle singole componenti del moto: N-S, E-W e verticale.

BRC_01



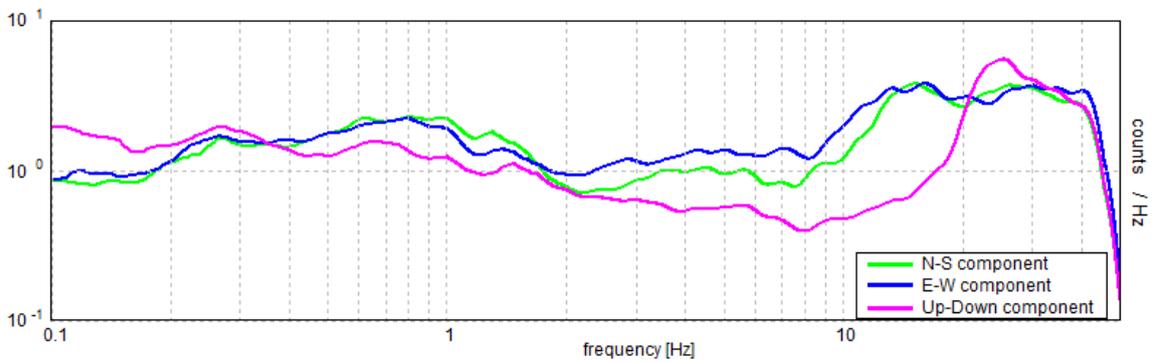
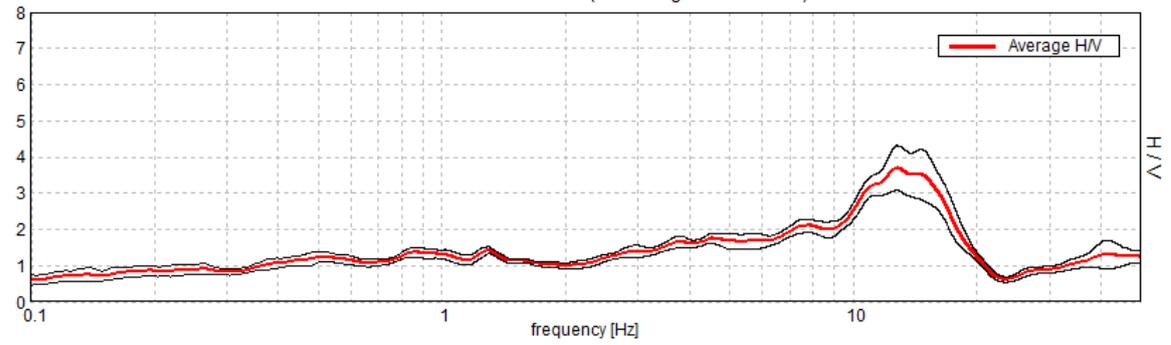
BRC_02

Max. H/V at 33.45 ± 4.25 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



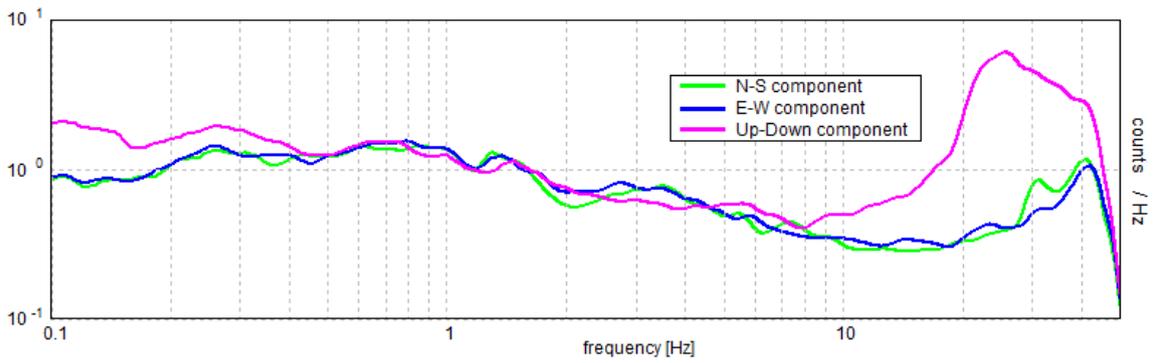
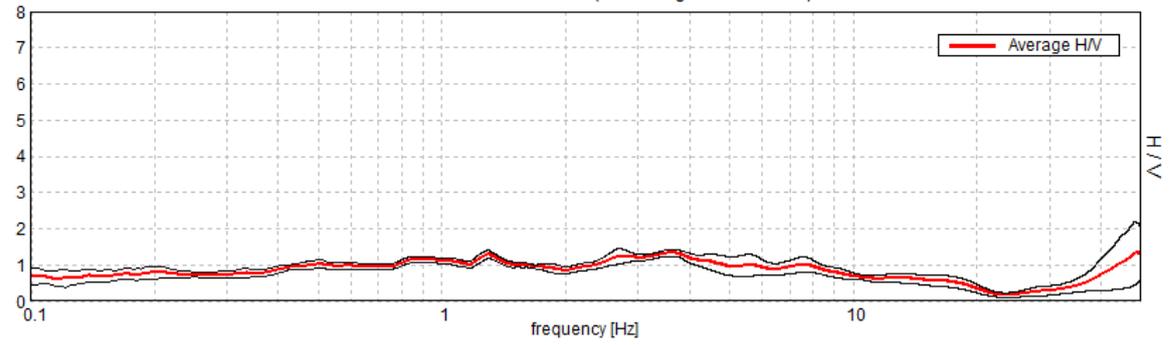
BRC_03

Max. H/V at 12.76 ± 1.6 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



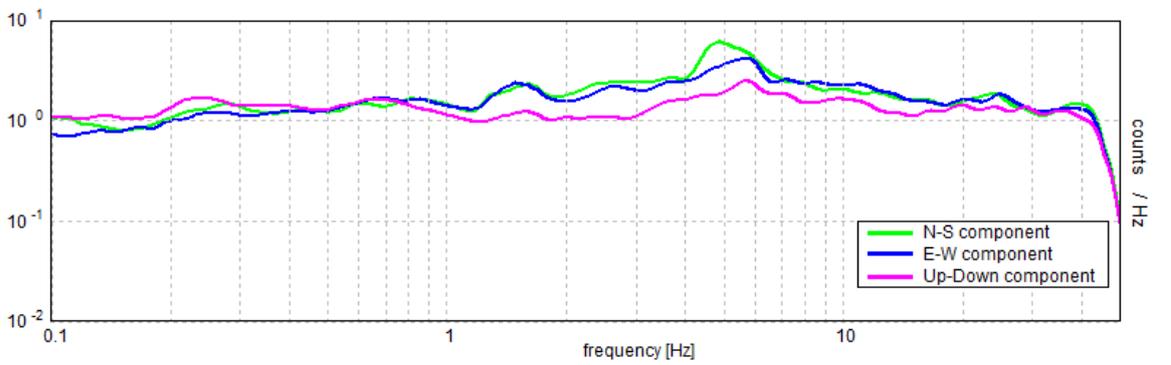
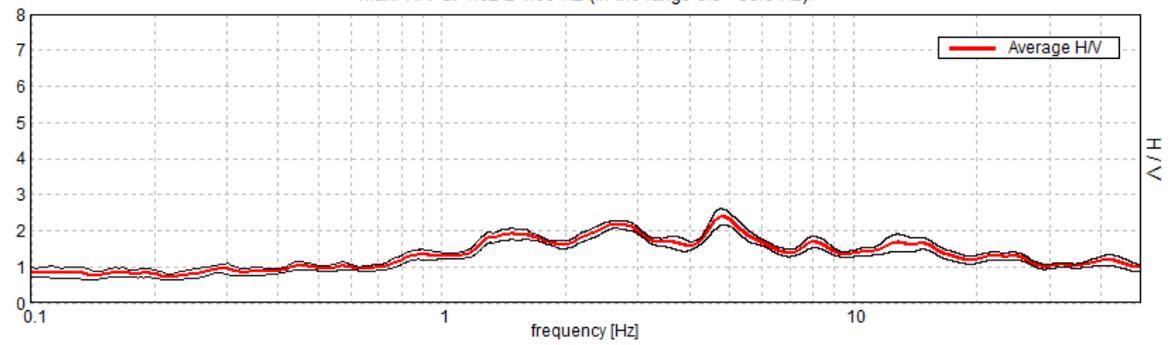
BRC_04

Max. H/V at 49.0 ± 27.48 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



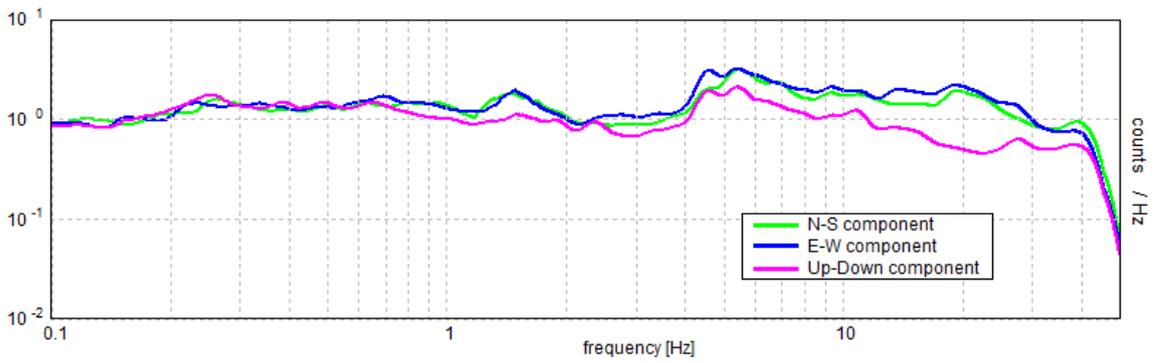
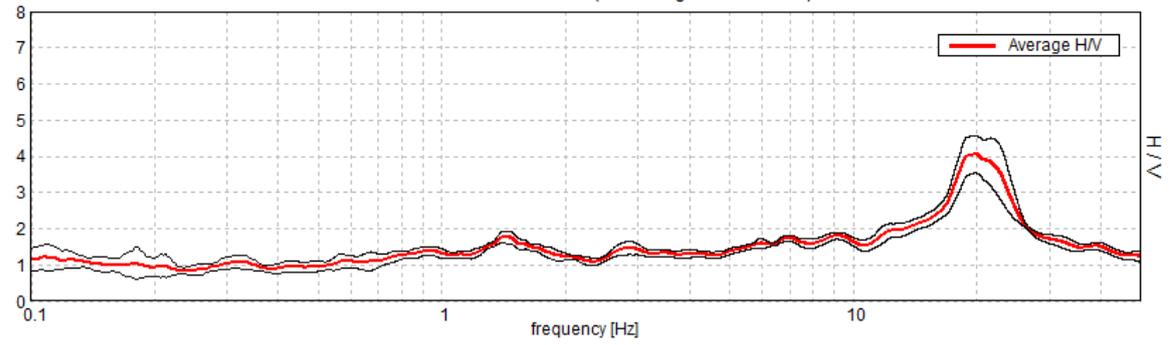
BRC_05

Max. H/V at 4.82 ± 1.99 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



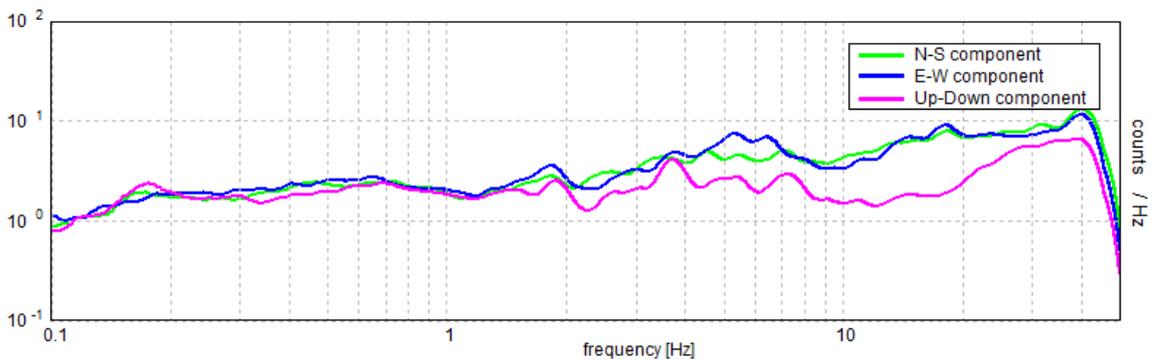
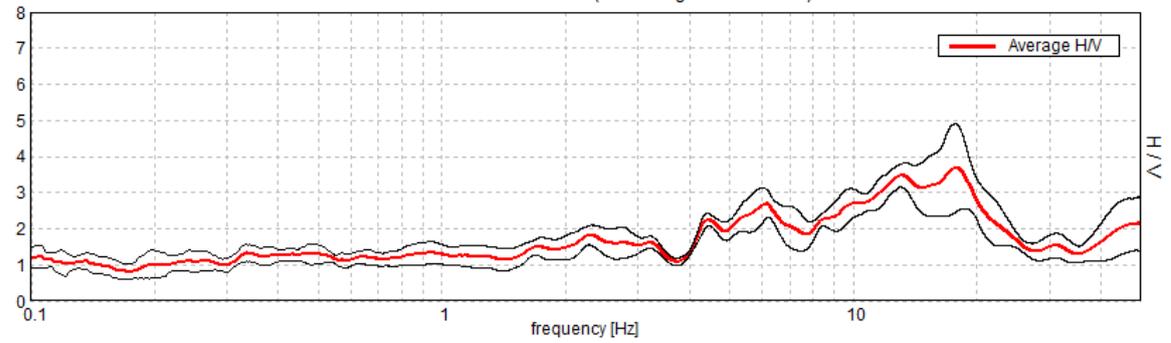
BRC_06

Max. H/V at 19.78 ± 0.23 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



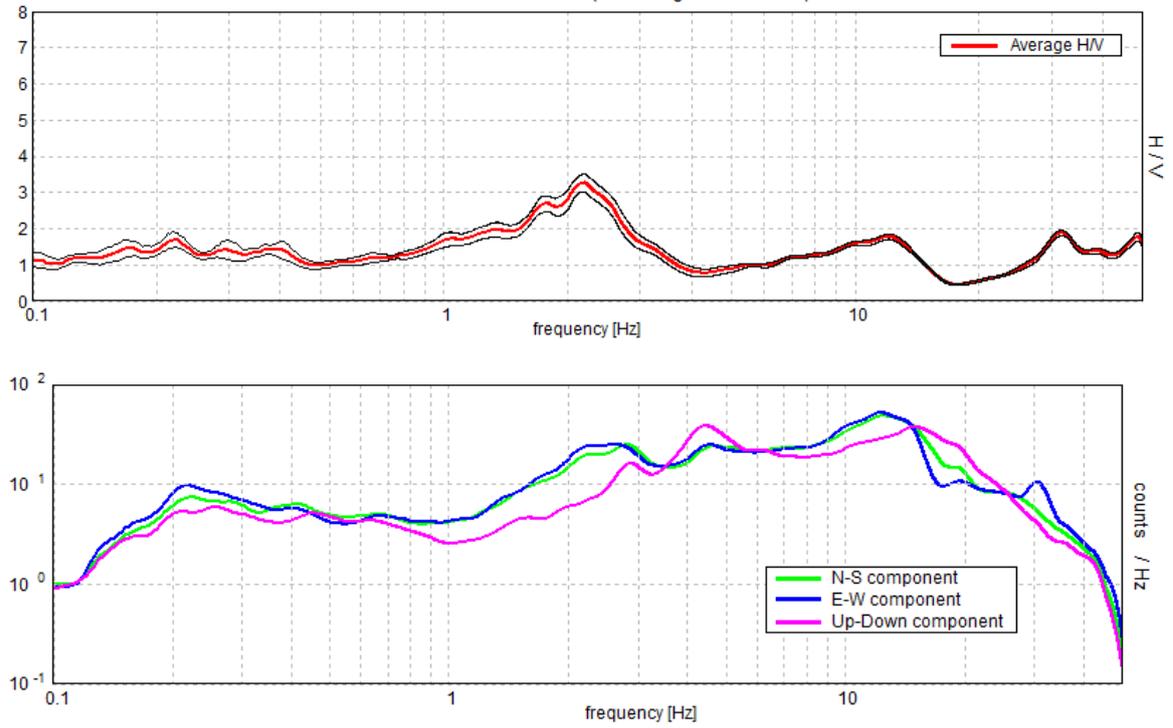
BRC_07

Max. H/V at 17.82 ± 1.16 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



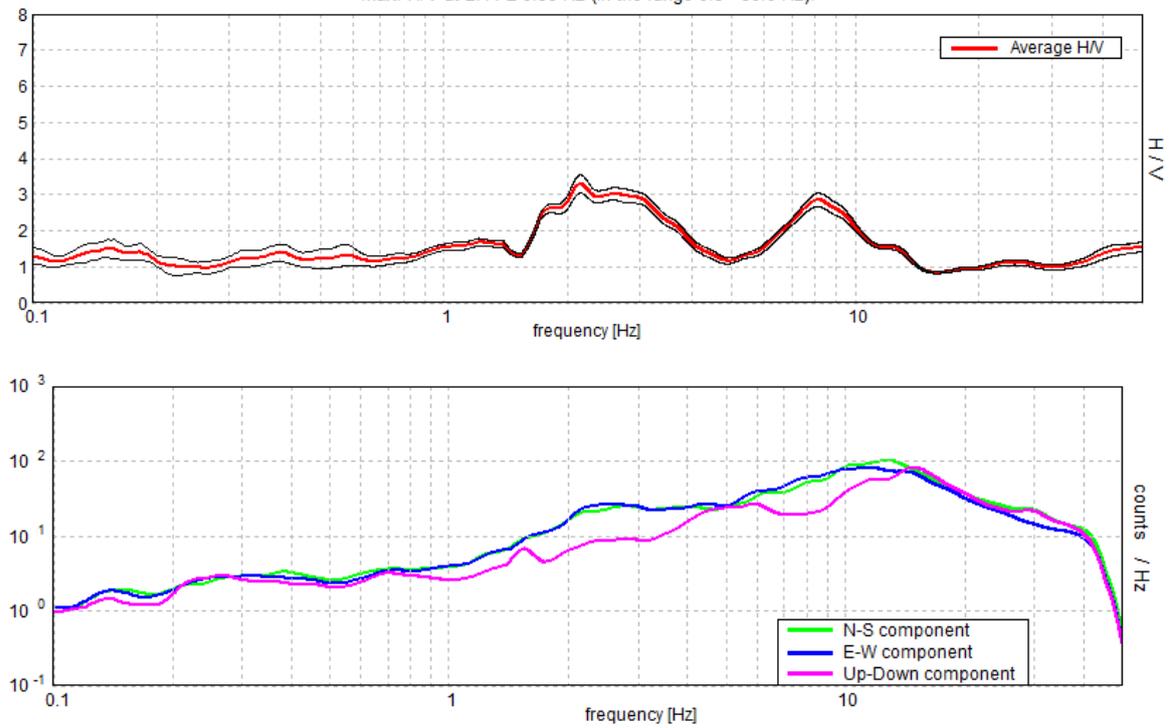
MAI_01

Max. H/V at 2.19 ± 0.01 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



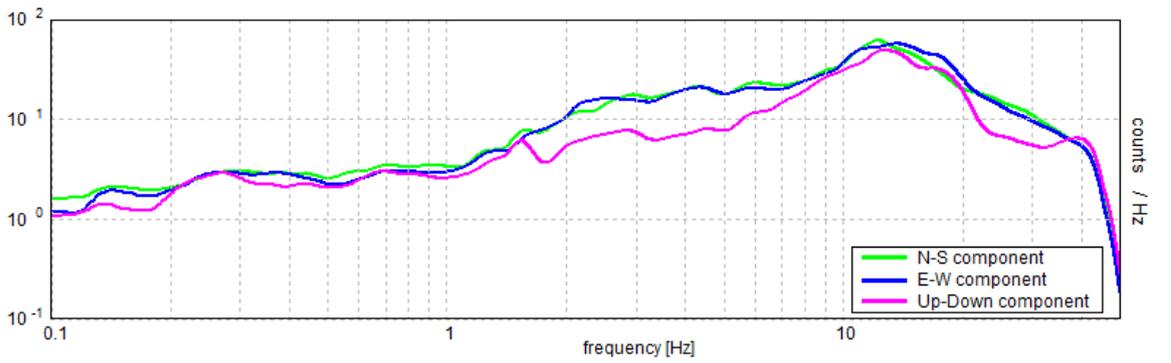
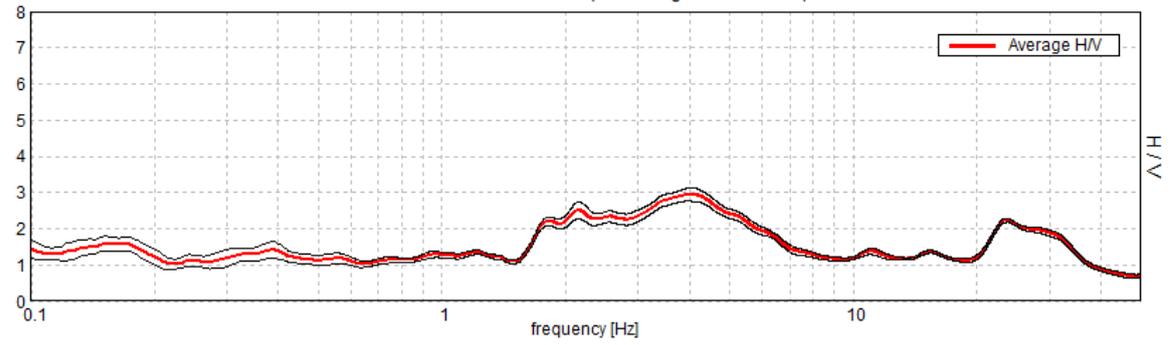
MAI_02

Max. H/V at 2.14 ± 0.38 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



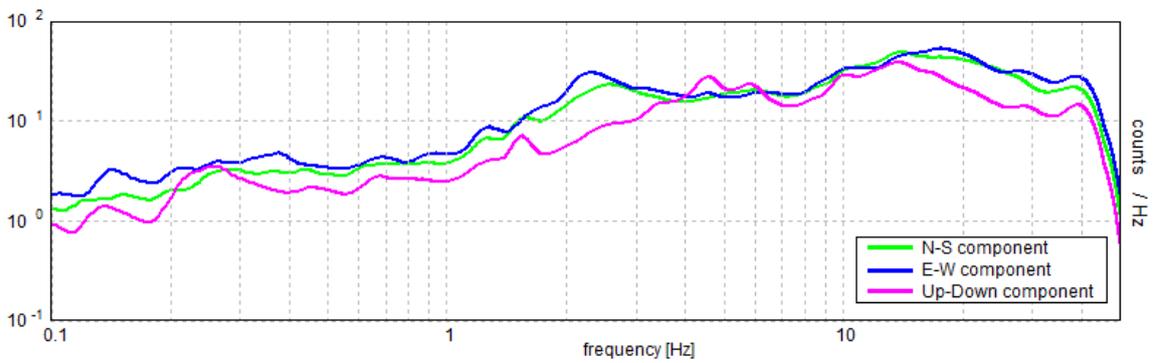
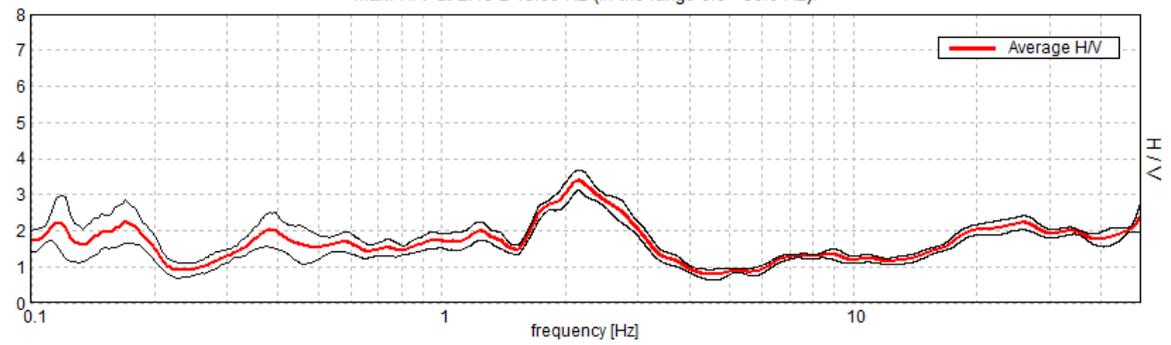
MAI_04

Max. H/V at 4.03 ± 0.18 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



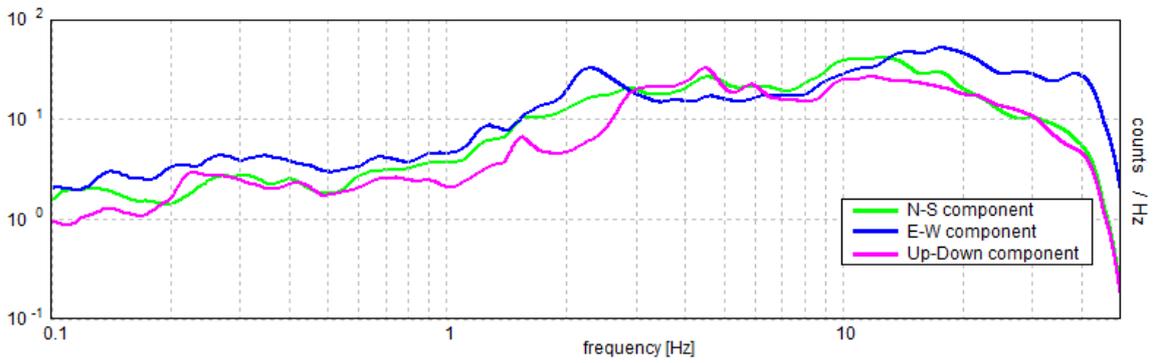
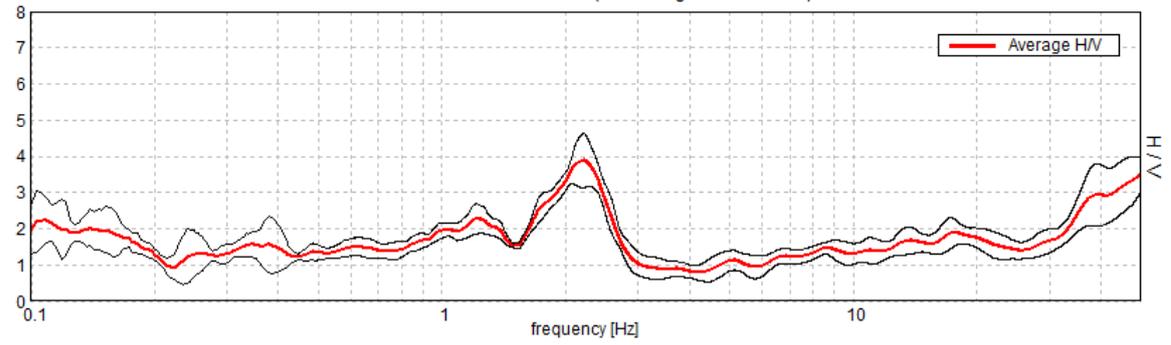
MAI_05

Max. H/V at 2.15 ± 15.95 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



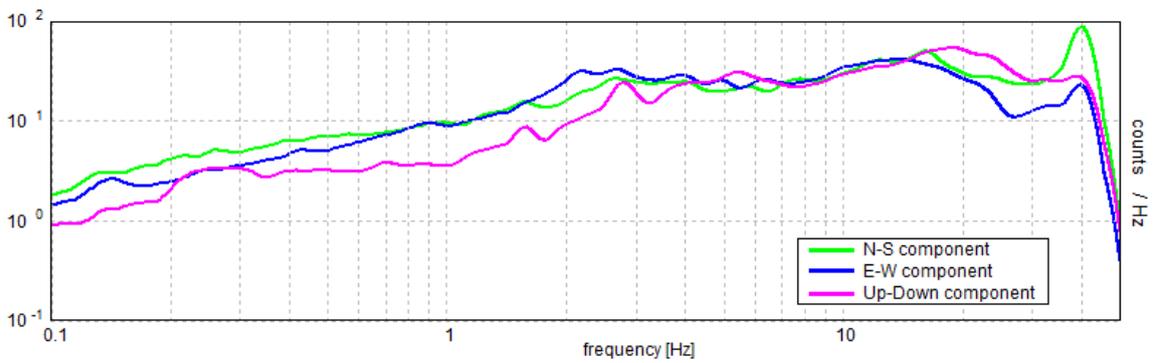
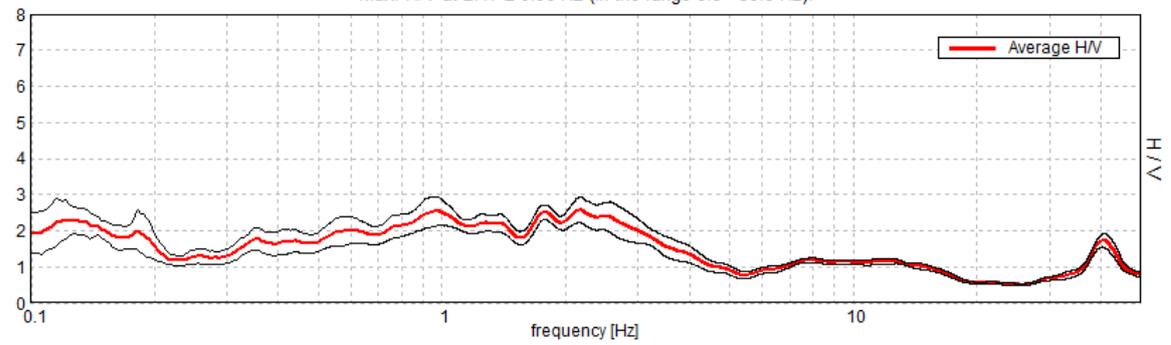
MAI_06

Max. H/V at 2.21 ± 19.51 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



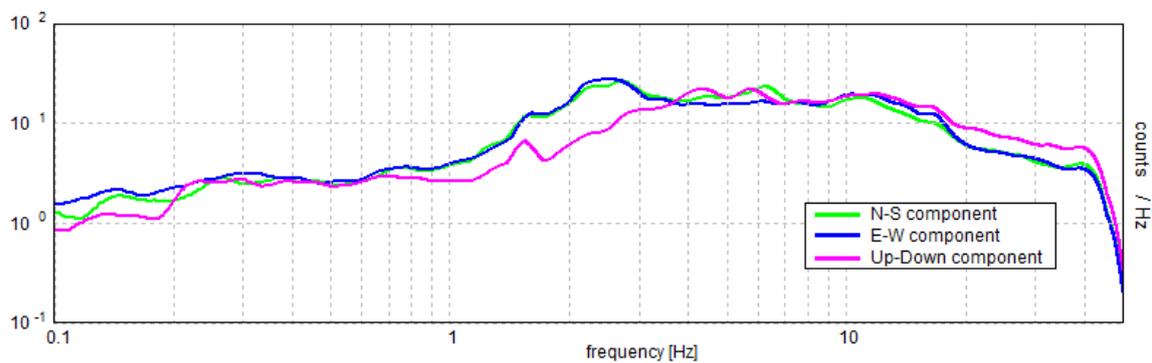
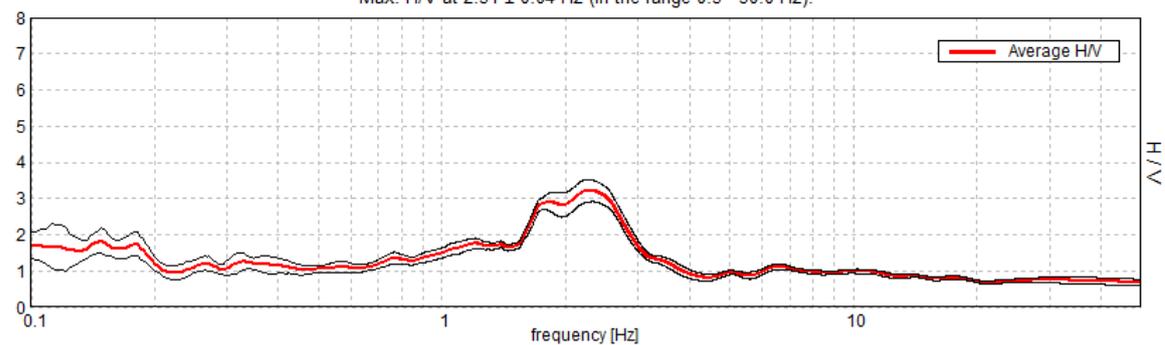
MAI_08

Max. H/V at 2.17 ± 0.36 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



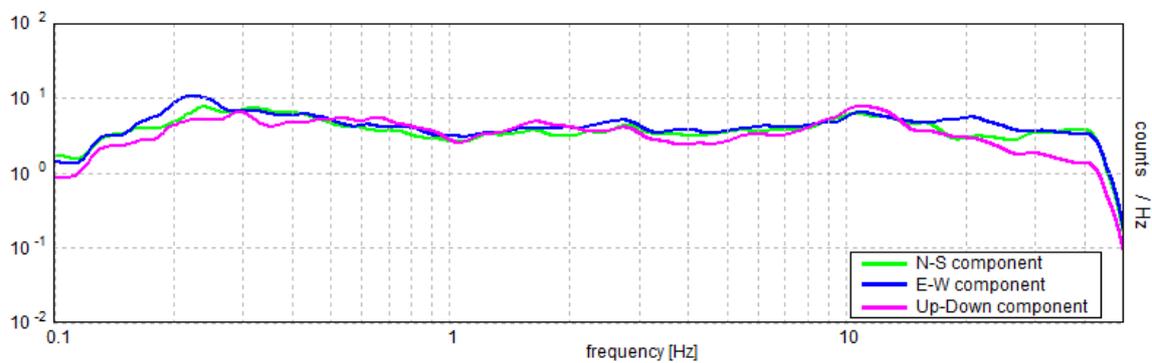
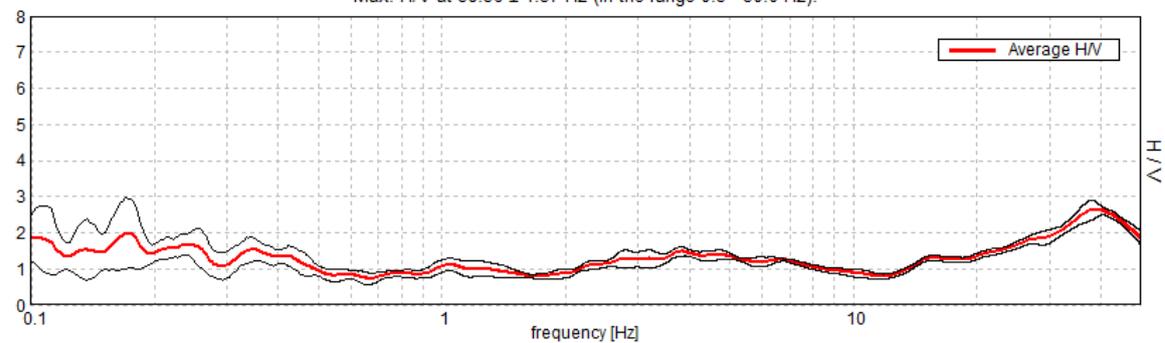
MAI_09

Max. H/V at 2.31 ± 0.04 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



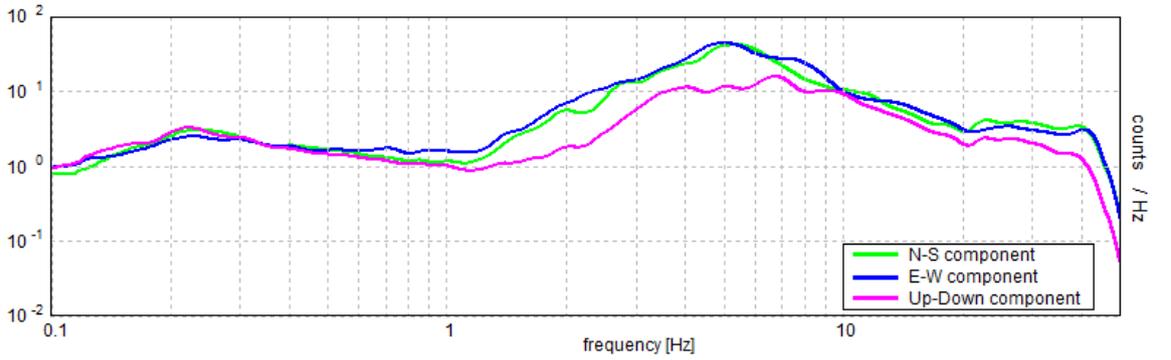
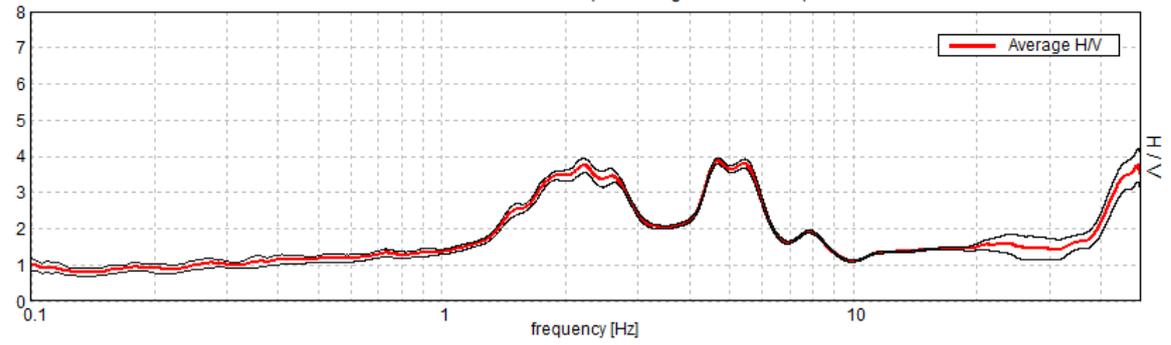
MAI_10

Max. H/V at 38.36 ± 1.57 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



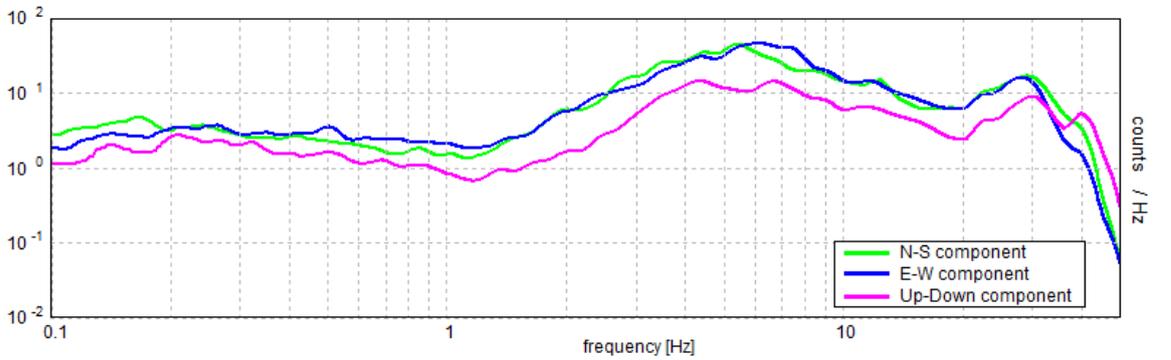
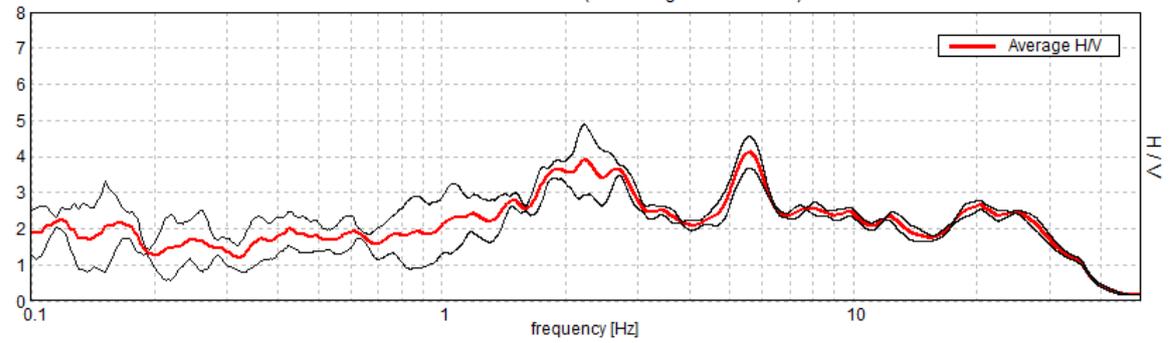
TLM1_01

Max. H/V at 4.7 ± 31.47 Hz (in the range 0.0 - 50.0 Hz).



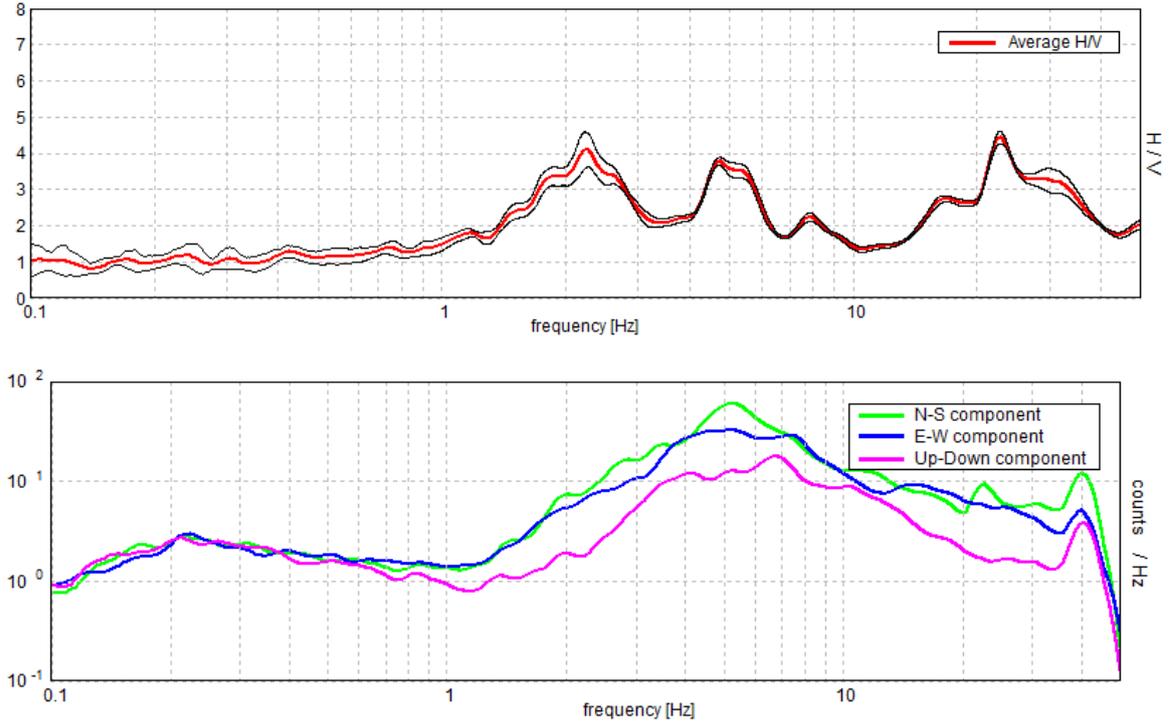
TLM1_02

Max. H/V at 5.6 ± 0.04 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



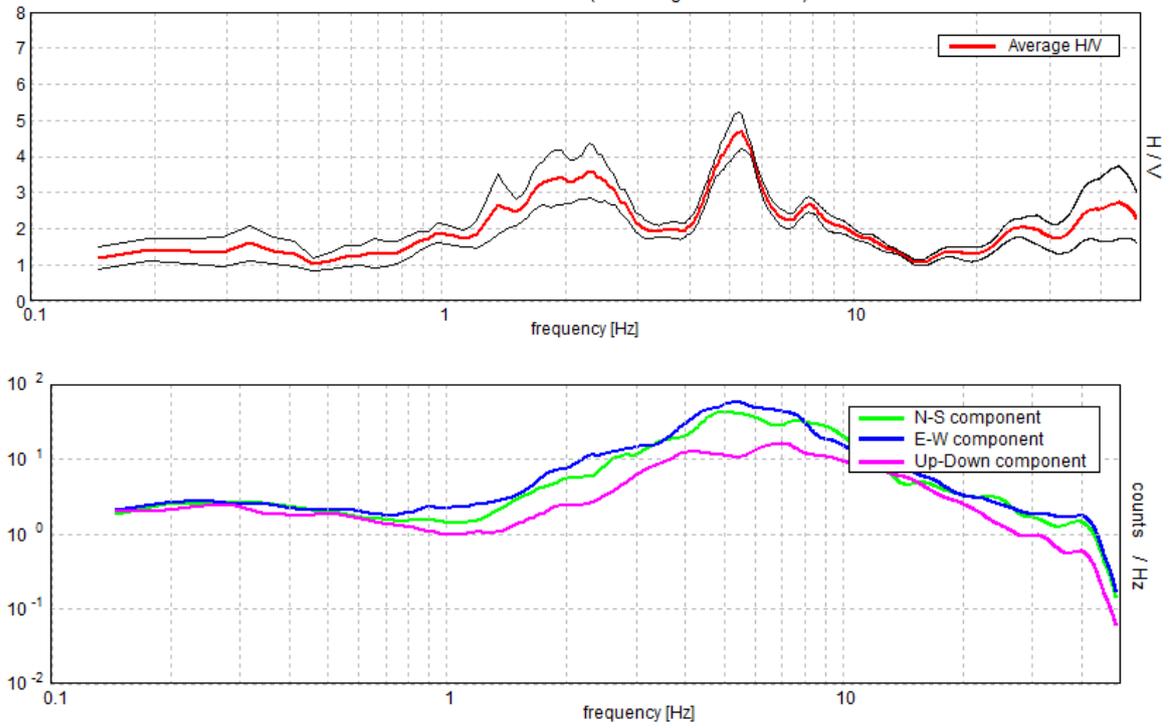
TLM1_03

Max. H/V at 22.74 ± 0.11 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).



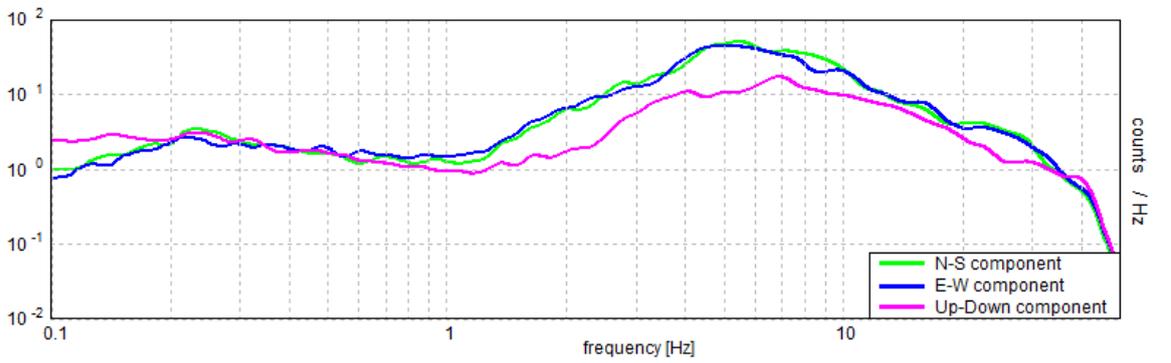
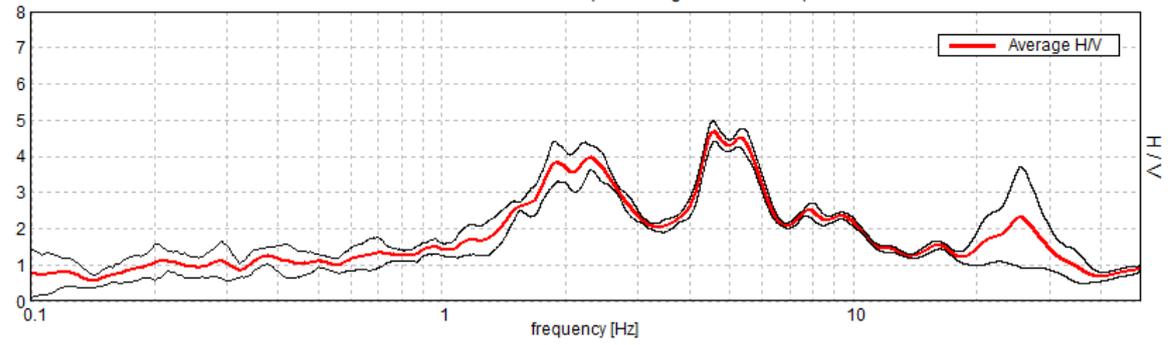
TLM1_04

Max. H/V at 5.32 ± 0.08 Hz (in the range 0.0 - 50.0 Hz).



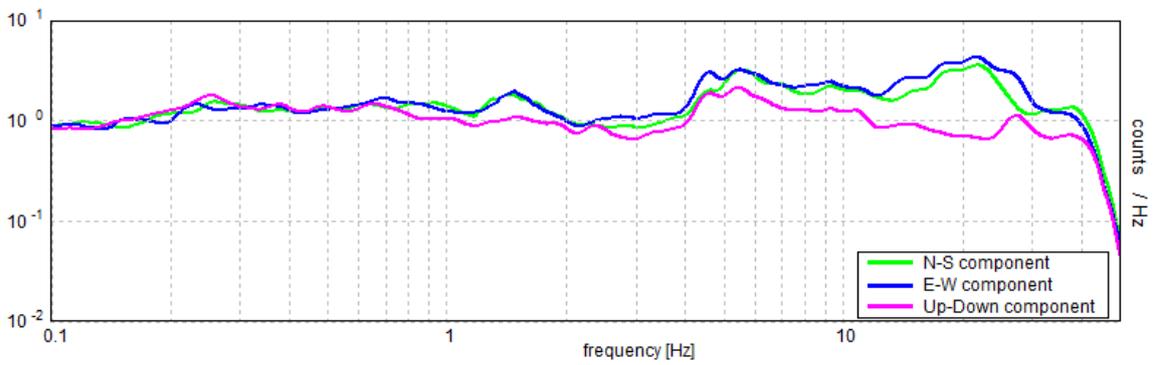
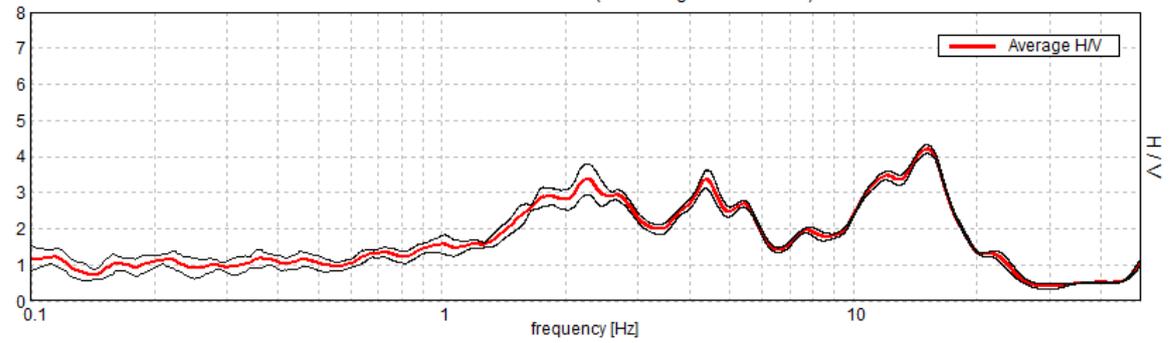
TLM1_05

Max. H/V at 4.58 ± 0.03 Hz (in the range 0.5 - 50.0 Hz).

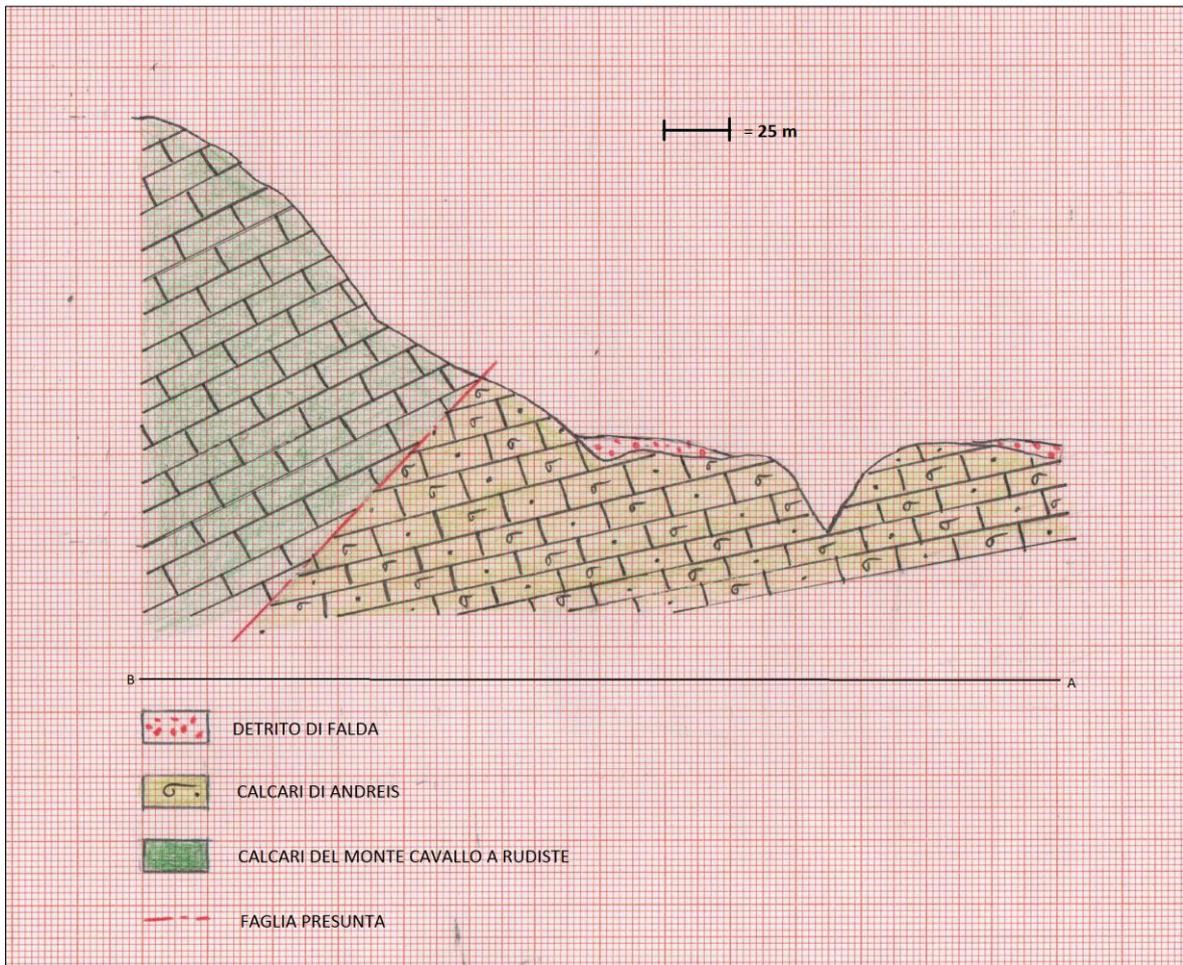


TLM1_06

Max. H/V at 15.11 ± 0.18 Hz. (In the range 0.5 - 50.0 Hz).



Sezione geologica A-B Barcis



Sezione geologica Tolmezzo

