



FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

Direttore Prof.sa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE

IN

GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CARATTERIZZAZIONE SISMICA DI TRE SITI
DELLA RETE SISMOMETRICA DELL'ITALIA NORD
ORIENTALE MEDIANTE L'ANALISI DI TERREMOTI
E DI RUMORE SISMICO AMBIENTALE**

Relatore: Professoressa. Annalisa Zaja

Correlatrice: Dottoressa Carla Barnaba

Laureando: Lorenzo Gislimberti

ANNO ACCADEMICO 2014 / 2015

Sommario

Abstract.....	4
1- Introduzione	5
1.1- Gli obiettivi della tesi sperimentale.....	9
2- Gli effetti di sito	10
3- Tecniche geofisiche per la quantificazione della risposta sismica locale	18
3.1 – Analisi di terremoti	18
3.2 – Misure Passive	20
3.3 – Profili di velocità delle onde di taglio e determinazione della Vs30.....	23
4- Inquadramento geologico e geografico delle aree sulle quali si trovano le stazioni ...	29
4.1- TEOL.....	29
4.2- CGPR	37
4.3- ADRI	48
5- Analisi dei dati.....	54
5.1- Il test di Peterson.....	58
5.2- Rumore Sismico Ambientale.....	60
5.3- Receiver Function (EHV)	68
5.4- Profilo di velocità per la stazione di Adria	79
5.5- Polarizzazione del rumore	82
6 – Conclusioni	86
Obiettivi	86
Le fasi di studio	87
Risultati	88
7- Ringraziamenti.....	93
8- Bibliografia.....	94

Abstract

After the strong earthquake of magnitude $M=6.4$ occurred in 1976 in the Italian Friuli-Venezia Giulia region, the Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, Italian National Institute for Oceanography and Experimental Geophysics) started to operate the Northeastern Italy (NI) Seismic Network. Since that time, OGS has installed stations in NE Italy, from Garda Lake to the border with Slovenia (*Figura 1*). In 1994 the network was substantially improved with the installation of digital good-quality acquisition system, and nowadays it is composed by more than 40 digital stations. Data from the network are available on the OASIS database (<http://oasis.crs.inogs.it>), the OGS archive system, where waveforms and information concerning the seismological sites are stored.

The quality of information at each seismic station is mandatory to take correctly into account the local seismic response in the site-specific hazard analysis and to provide useful results to be used in the validation testing of hazard models. Since hazard seismic map is referred to a flat, rigid soil with no-amplification, while the real data are affected by local site condition, it is necessary to understand and quantify the site response due to topographic and soft soils effects. Topographic effects are due to lens effect operated by crest and the apex relief, while soft soils entrap the seismic input in superficial and little cohesive layers. Moreover, in the layers with low rigidity, shear waves slow down and, for the conservation of the energy, their amplitude grows.

This master thesis' work wants to characterize the site condition at three station of the NI Seismic Network. The three sites are: CGRP, Cima Grappa in the Southern Alps, TEOL, Teolo - Monte Grande, Euganei hills and ADRI, Adria in the Po Plain.

For all stations the site effects are reached with geophysical techniques, that are based on the spectral ratio of horizontal-to-vertical component (HVSr) of the ground motion. The analyzed data are both earthquake and microtremors (ambient noise recordings). For two sites (TEOL and ADRI), a specific geophysical survey has been acquired, and for ADRI the shear waves profile has been defined by the ambient noise inversion, in order to determinate the V_{s30} , as expected by Eurocode (EC8).

This master thesis' results are:

- good agreement between the HVSr technique for earthquake and ambient noise;
- all stations are affected by site effects, so it is mandatory to correct them for hazard maps;
- ADRI station has a V_{s30} of 164 m/s, the soil class is "D", according to EC8;
- there are evidences that CGRP station is affected by site effects due to topography and tectonic framework;
- TEOL station is affected by the hill fundamental frequency.

1- Introduzione

Possedere una rete di monitoraggio dei terremoti precisa ed affidabile è fondamentale per uno stato, come l'Italia, definito oramai "totalmente sismico" nel suo complesso. Il monitoraggio sismico dell'intero territorio nazionale è affidato all'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (d'ora in poi INGV), che attraverso reti di strumentazione tecnologicamente avanzate, svolge una sorveglianza continua, e, in tempo reale, è in grado di localizzare qualsiasi evento di rilievo e comunicarlo agli organi preposti.

Per quanto riguarda il nord-est Italia, la responsabilità del monitoraggio è affidata all'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), attraverso la sua Sezione *Centro di Ricerche Sismologiche* (CRS). Quest'ultimo, disponendo di un numero elevato di stazioni sismometriche in quest'area, si coordina con INGV per migliorare la localizzazione degli eventi e fornire alle autorità locali tempestivo supporto tecnico-scientifico.

La Rete Integrata dell'Italia Nord-Orientale (NI) dell'OGS è costituita da 40 stazioni, alcune delle quali sono gestite in collaborazione con l'INGV e con l'Università degli Studi di Trieste (d'ora in poi UniTs).

La rete nasce nel 1977, dopo il violento terremoto che colpì il Friuli nel 1976. Dal nucleo iniziale di 7 stazioni, installate nell'area epicentrale friulana, negli anni successivi la copertura della rete è aumentata, comprendendo oggi stazioni dal lago di Garda al confine con la Slovenia, e l'intera regione Veneto.

Inoltre sono attive collaborazioni con enti di monitoraggio confinanti delle Province Autonome di Trento e Bolzano, Austria, Slovenia e Svizzera (Figura 1).

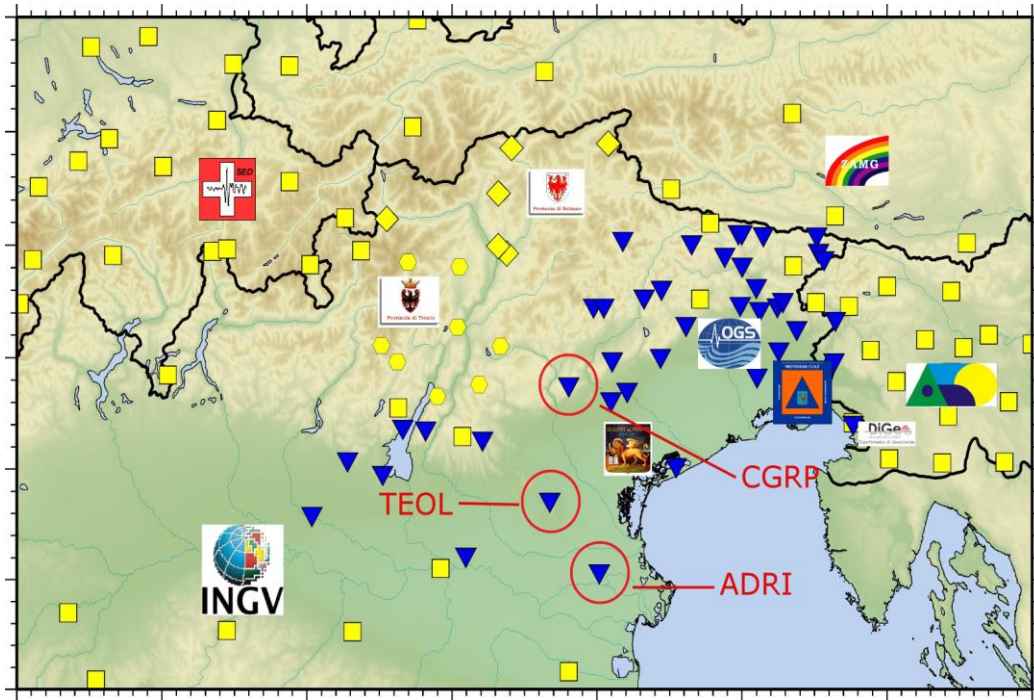


Figura 1: Distribuzione delle stazioni di monitoraggio sismico nell'Italia nord-orientale, divise per Istituti di appartenenza. In rosso le tre stazioni considerate in questa tesi. Le stazioni in blu costituiscono la Rete Integrata del nord-est Italia, di competenza dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale OGS.

L'obiettivo principale della rete è la localizzazione rapida e precisa degli epicentri dei terremoti in modo da poter avvisare tempestivamente la Protezione Civile in caso di calamità.

Per questo motivo la disposizione delle stazioni sul territorio non è casuale. L'attuale geometria della rete permette di coprire tutte le aree sismicamente attive dal lago di Garda alla Slovenia. Inoltre, la presenza di stazioni a ridosso del fiume Po, evita che la sismicità dell'Appennino Settentrionale sia localizzata erroneamente nel basso Veneto.

Lo studio per la mitigazione degli effetti dei terremoti passa inevitabilmente dall'osservazione dei sismogrammi registrati dalle stazioni presenti sul territorio. Se le stazioni fossero installate su un terreno ideale, cioè duro e pianeggiante, gli effetti in superficie sarebbero una funzione regolare e decrescente con la distanza dall'epicentro. Nella realtà dei fatti, invece, quello che si osserva è una complessa interazione tra tre elementi principali:

- La sorgente sismica (la quantità di energia liberata, e come questa energia viene liberata –meccanismo focale di sorgente
- Il cammino di propagazione (la distanza ipocentrale, l'attenuazione degli strati attraversati)
- Gli *effetti di sito*

Se i primi due punti sono sempre stati validamente inglobati nelle relazioni empiriche (leggi di attenuazione) per ricavare i valori rappresentativi del moto sismico, gli effetti di sito hanno assunto importanza via via crescente con la disponibilità di nuove osservazioni.

Fin dai primi anni del '900 si è osservato che gli effetti di un terremoto in un area circoscritta possono essere radicalmente diversi indipendentemente dalle tecniche di costruzione impiegate; infatti le condizioni geologiche del sottosuolo e topografiche della superficie possono essere responsabili di importanti fenomeni di alterazione radicale dello scuotimento sismico.

Lo studio degli effetti di sito trova suo naturale sviluppo negli studi di microzonazione sismica, cioè di quell'insieme di studi multidisciplinari che, con riferimento ad un dato territorio, identifica gli scenari di pericolosità sismica che possono essere indotti a scala locale da un terremoto di caratteristiche prefissate (terremoto di progetto). La microzonazione sismica, nello specifico, definisce le aree più critiche e valuta la risposta dei siti in termini utili per la pianificazione e la progettazione delle opere ingegneristiche.

A livello nazionale la mappa di pericolosità sismica (MPS) redatta dall'INGV nel 2004 (MPS04), riporta le accelerazioni massime attese al bedrock con eccedenza massima del 10% in 50 anni (Figura 2). Essa è inserita nel Decreto Ministeriale del 14 gennaio 2008 (G.U. n. 29, 4 febbraio 2008) e funge a tutti gli effetti come riferimento legislativo.

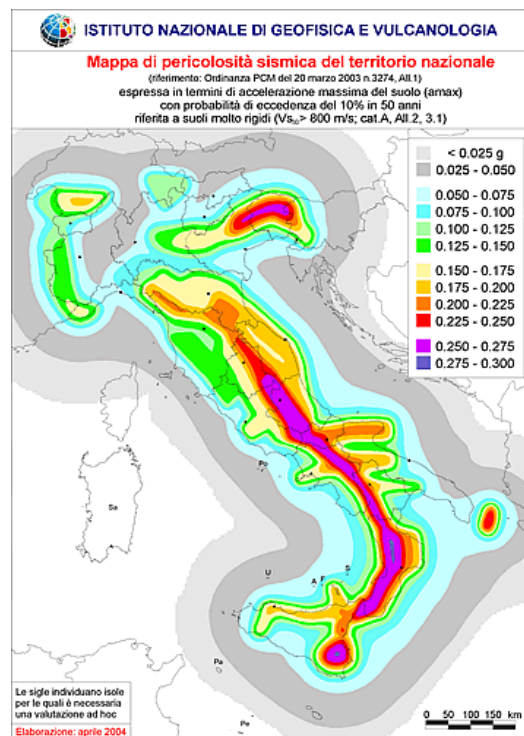


Figura 2: Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale con le accelerazioni attese al suolo redatta dall'INGV.

Poiché questa mappa è riferita al bedrock, essa non ingloba gli effetti di sito e quindi non considera le eventuali amplificazioni che in caso di evento possono verificarsi.

Correggere la mappa di pericolosità in base al tipo di suolo presente, è la nuova via che si sta percorrendo, attraverso studi pilota (Progetto DPC-INGV 2012-2015,). Il punto di partenza è la caratterizzazione dei siti su cui si ha un maggior numero di registrazioni di terremoti, per verificare se il dato osservato è compatibile al dato predetto dalla mappa di pericolosità. Anche l'OGS partecipa a questi progetti, disponendo di una rete di stazioni con più di trent'anni di osservazioni.

1.1- Gli obiettivi della tesi sperimentale

La tesi sperimentale si pone l'obiettivo di migliorare la qualità dei dati prodotti da tre stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord orientale, mediante la classificazione sismica dei suoli su cui tali stazioni sono installate. I siti scelti si trovano in Veneto: ADRI, nei pressi di Adria (RO), TEOL, sui Colli Euganei (PD) e CGRP, sulla cima del Monte Grappa (TV). Queste stazioni sono state scelte poiché una caratterizzazione di alta qualità del sito su cui sorgono non era ancora disponibile, e, ad una prima osservazione, presentavano potenziali condizioni geologiche e topografiche favorevoli alla presenza di rilevanti effetti locali. In prospettiva di un aggiornamento delle mappe di pericolosità sismica del territorio nazionale, è opportuno disporre di dati strumentali di qualità, e pertanto una classificazione aggiornata dei siti è imprescindibile.

Dopo la preliminare ricerca bibliografica ed il tradizionale rilevamento geologico, sono stati acquisiti nuovi dati geofisici (rumore sismico ambientale o microtremore). Dalla banca dati del CRS sono state estratte le forme d'onda di alcuni terremoti registrati presso le tre stazioni, segmenti di rumore sismico ambientale e telesismi¹. L'elaborazione e il confronto di tutto il materiale raccolto ha permesso di definire la classe di suolo su cui sorgono le stazioni e quantificare la risposta di sito di ogni singola stazione.

¹ Per *telesisma* si intende un terremoto di forte intensità proveniente da grande distanza, le stazioni raccolgono un segnale che difficilmente è distinguibile dal rumore ambientale.

2- Gli effetti di sito

In sismologia tutti i fenomeni che concorrono ad alterare in superficie la forma d'onda di un terremoto prendono nome di "*effetti di sito*" e derivano da

- *Effetti di sito dovuti al cambio di velocità*
- *Effetti dovuti alla risonanza dei suoli*
- *Effetti legati alla topografia*

L'alterazione consiste nell'amplificazione di alcune frequenze dello spettro del sismogramma, il prolungamento temporale della sollecitazione oppure effetti secondari come la liquefazione delle sabbie. Tutti fenomeni che al bedrock² in assenza di rilievi e strutture tettoniche non si manifesterebbero.

- *Effetti di sito dovuti al cambio di velocità:*

Il cambio di velocità dell'onda di volume S è strettamente legata alle condizioni stratigrafiche del terreno.

Per il fenomeno della conservazione dell'energia se un'onda meccanica cambia la sua velocità varia anche l'escursione che impone al mezzo, in particolare se il passaggio avviene da un mezzo che consente elevate velocità ad uno che invece ne impone una minore l'impulso sismico cambia forma, aumenta così l'ampiezza della sua oscillazione.

Questo fenomeno si traduce in un'amplificazione del moto sismico ed una maggiore accelerazione percepita in superficie. Si presenta proprio questa situazione quando il bedrock si trova stratigraficamente più in basso rispetto ad uno strato attraversabile a velocità più modeste.

L'informazione della rigidità del suolo è molto importante per determinarne gli spostamenti quando viene attraversato dall'onda di volume.

² Per *bedrock* in sismologia si intende un substrato rigido in grado di essere attraversato dalle onde di taglio di tipo S con una velocità minima di 800 m/s.

I sedimenti sciolti o i suoli con le proprietà geotecniche più scadenti sono quelli in cui l'onda sismica si muove più lentamente, secondo la sismologia sono quindi quelli più pericolosi

Per la misura della rigidità è indispensabile raccogliere informazioni sulle velocità delle onde S poiché i due parametri sono strettamente legati, come è possibile apprezzare dall'*Equazione 1*:

$$\mu = \rho V_s^2$$

Equazione 1: equazione della velocità delle onde S, utilizzata per ricavare la rigidità del mezzo nel quale si propagano

Dove μ è la rigidità, ρ la densità del mezzo attraversato e V_s la velocità delle onde di tipo S.

La velocità delle onde S può essere ottenuta tramite l'impiego di numerose tecniche geofisiche attive o passive, che utilizzano onde di volume tradizionali (come P o S) oppure onde superficiali (R o L).

I dati raccolti vengono impiegati per la costruzione di mappe di velocità del sottosuolo, che se opportunamente vincolate possono avere anche valenza stratigrafica.

Per la normativa il dato più significativo è rappresentato dalla velocità delle onde S a trenta metri di profondità, (d'ora in poi V_{s30}) che una volta calcolata tramite l'Equazione 2 permette la suddivisione dei terreni nelle classi di *Tabella 1*.

Tabella 1: Suddivisione dei suoli in classi a seconda della V_s calcolata. Suddivisione prevista dalla normativa del 20 marzo 2003. Oltre al valore della V_{s30} sono state riportati i valori caratteristici corrispondenti per la prova penetrometrica SPT.

Subsoil class	Description of stratigraphic profile	Parameters		
		$V_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (bl/30cm)	C_u (kPa)
A	Rock or other rock-like geological formation, including at most 5 m of weaker material at the surface	> 800	-	-
B	Deposits of very dense sand, gravel, or very stiff clay, at least several tens of m in thickness, characterised by a gradual increase of mechanical properties with depth	360 - 800	> 50	> 250
C	Deep deposits of dense or medium-dense sand, gravel or stiff clay with thickness from several tens to many hundreds of m	180 - 360	15 - 50	70 - 250
D	Deposits of loose-to-medium cohesionless soil (with or without some soft cohesive layers), or of predominantly soft-to-firm cohesive soil	< 180	< 15	< 70
E	A soil profile consisting of a surface alluvium layer with $V_{s,30}$ values of class C or D and thickness varying between about 5 m and 20 m, underlain by stiffer material with $V_{s,30} > 800$ m/s			
S ₁	Deposits consisting - or containing a layer at least 10 m thick - of soft clays/silts with high plasticity index (PI > 40) and high water content	< 100 (indicatively)	-	10 - 20
S ₂	Deposits of liquefiable soils, of sensitive clays, or any other soil profile not included in classes A -E or S ₁			

La V_s calcolata con l'Equazione 2 ha un valore medio, viene utilizzata principalmente utilizzando tecniche geofisiche invasive, ovvero che prevedono la costruzione di uno o più pozzi per il sondaggio.

$$V_s = \frac{30}{\sum_{i=1}^N \frac{h_i}{V_i}}$$

Equazione 2: stima della V_{s30} media per un sistema a N strati

Dove V_i e h_i rappresentano lo spessore e la velocità nell'orizzonte i esimo.

Ogni classe di terreno di *Tabella 1* riporta ad un valore che modifica l'accelerazione attesa prevista dalla mappa dell'INGV, l'edificato della zona dovrà quindi essere costruito in modo da resistere alle forze attese.

Tuttavia risulta ormai accertato che non esiste alcuna relazione tra V_{s30} e la reale amplificazione sismica (LEE and TRIFUNAC 2010; CASTELLARO 2012).

La relazione non esiste poiché l'amplificazione sismica in superficie non è dettata esclusivamente dalla rigidità delle formazioni attraversate dall'onda di volume ma anche da altri fattori come la frequenza di risonanza, il contrasto d'impedenza acustica e le condizioni topografiche.

In particolare per quanto concerne il contrasto d'impedenza acustica, il guadagno di amplificazione in superficie in un modello bedrock + monostrato di copertura è:

$$\sqrt{\frac{V_{S_0} \cdot \rho_0}{V_{S_1} \cdot \rho_1}}$$

Equazione 3: Guadagno di amplificazione sismica superficiale rispetto al bedrock in un modello piano parallelo monostrato

Dove ρ_0 e V_{S_0} sono la densità del bedrock e la velocità delle onde S al suo interno, e ρ_1 e V_{S_1} sono riferiti allo strato di copertura. (AKI and RICHARDS, 1980)

L'analisi delle sole V_{s30} risulta quindi essere inadeguata per uno studio completo di microzonazione sismica, rimane comunque, oltre ad un parametro richiesto formalmente dalla legge, un valore che può fungere da riferimento e trasmettere un dato qualitativo del sito.

- *Effetti dovuti alla risonanza dei suoli:*

Un altro fenomeno che induce amplificazione del moto sismico è connesso alla frequenza fondamentale (prima armonica) dello strato sedimentario che poggia sul bedrock e al suo spessore.

L'impulso sismico proviene dal basso e se sufficientemente energetico, grazie al forte contrasto di impedenza, può in parte rimbalzare all'interfaccia suolo-aria. Dopo questa prima riflessione parte dell'energia subisce una seconda riflessione al contatto suolo-bedrock e durante questo percorso, se lo strato superficiale ha lo spessore adeguato, può interferire in modo costruttivo con sé stessa, amplificando il suo effetto a determinate frequenze.

L'effetto è quello di intrappolamento superficiale dell'onda sismica e può essere schematizzato come in *Figura 3*.

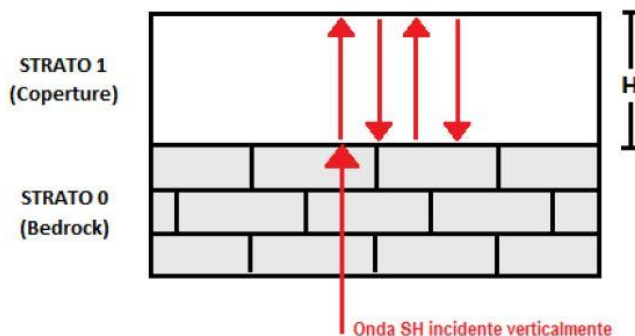


Figura 3: Fenomeno di risonanza dell'onda nello strato di copertura superficiale in un modello semplificato bedrock + monostrato di sedimento sciolto (CASTELLARO, 2012).

Effetti simili possono anche presentarsi in bacini riempiti di sedimento chiusi in una valle oppure da strutture tettoniche sepolte.

In generale l'interferenza costruttiva tra onde si presenta quando:

$$\lambda = n4H$$

Equazione 4: Condizione per avere interferenza costruttiva per un'onda intrappolata all'interno di uno strato sedimentario superficiale

dove λ è la lunghezza d'onda dell'impulso, n è il modo di vibrare fondamentale del terreno (1,2,3..in genere è percepibile solamente il primo modo di vibrare) e H è lo spessore dello strato in cui avviene il fenomeno.

Sapendo che:

$$\lambda = \frac{V_s}{f}$$

dove V_s è la velocità media delle onde S e f è la frequenza di risonanza, si può riscrivere l'Equazione 4 in modo da ottenere la frequenza di risonanza attesa per uno strato di spessore H poggiante sul bedrock sismico e attraversabile dall'onda S:

$$f = n \cdot \frac{V_s}{4 \cdot H}$$

Equazione 5: Equazione fondamentale che lega frequenza di risonanza del terreno con la velocità delle onde S nel mezzo e lo spessore del mezzo stesso.

dove $n=1$ poiché il segnale più forte registrabile è quello connesso al primo modo di vibrare fondamentale.

L'Equazione 5 è una semplificazione valida esclusivamente per un modello 1D costituito da uno strato di materiale sedimentario poggiante su di un bedrock piano parallelo.

Nonostante questa limitazione si tratta di uno strumento potente che nelle condizioni ideali di sottosuolo può svolgere funzioni stratigrafiche, oppure al

contrario, conoscendo lo spessore dello strato e la velocità delle onde S in quel tipo di materiale, può fornire la frequenza di risonanza dello strato superficiale.

Esistono svariate tecniche geofisiche per la stima della frequenza fondamentale dei siti, in genere di tipo passivo, esse si basano sulla misurazione di eventi sismici oppure del rumore ambientale, questo è possibile poiché è stato osservato che un suolo in genere vibra a maggior ampiezza sempre alla sua frequenza di risonanza indipendentemente dalla sorgente energizzante (terremoti, rumore sismico ambientale, esplosioni ecc).

- *Effetti legati alla topografia*

Il ruolo della topografia superficiale negli effetti di sito è duplice:

- Può essere causa di condizioni predisponenti al pericolo (frane e smottamenti)
- Può essere in grado di modificare input sismico, con effetto polarizzante e amplificativo

In genere i fenomeni di massima amplificazione attribuibili a condizioni morfologiche del terreno si presentano sulla cima dei rilievi, anche se di modesta altitudine.

In particolare la morfologia di un massiccio montuoso può essere in grado, grazie a ripetute riflessioni, di focalizzare le onde di un sisma verso la sommità del rilievo.

Inoltre alcuni studi concordano sul fatto che la direzione di massima sollecitazione risulta essere quella perpendicolare all'asse principale della struttura (BOUCHON and BARKER, 1996), con effetto massimo nel caso in cui essa sia di lunghezza paragonabile alla λ (lunghezza d'onda) dell'impulso sismico (PAOLUCCI 2002).

Non solo la topografia ma anche faglie e cavità possono modificare le registrazioni superficiali ed indurre polarizzazione del moto sismico. (LOMBARDO et al.2010).

La *Figura 4* permette di apprezzare in modo intuitivo l'azione di tutti gli effetti di sito, diverse situazioni geologiche e topografiche causano percezioni diverse in superficie dello stesso terremoto .

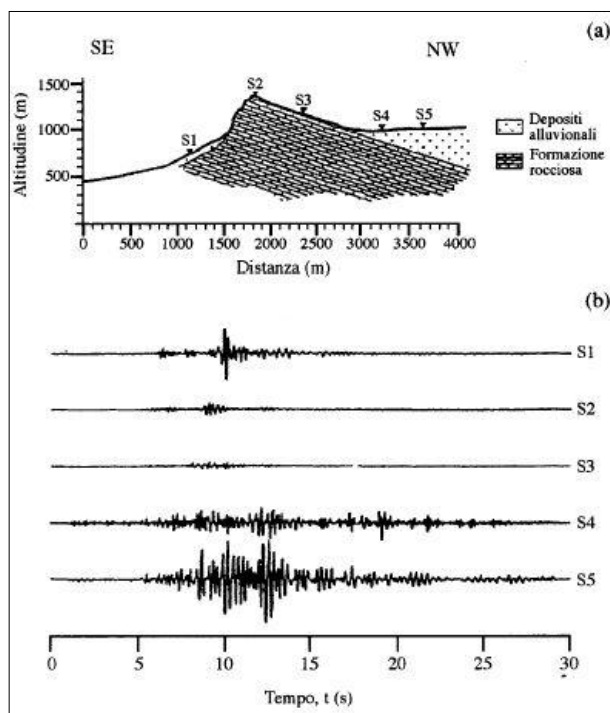


Figura 4: Gli effetti di sito rappresentati in modo schematico. S1 sismogramma al piede del rilievo su modesto strato sedimentario, S2 sismogramma affetto da effetto di sito topografico (effetto di cresta), S3 input sismico misurato al bedrock, S3 e S4 mostrano amplificazioni del segnale reale a causa di effetti di sito i natura stratigrafica. Immagine tratta da Pedersen et al. (1994).

3- Tecniche geofisiche per la quantificazione della risposta sismica locale

Per quantificare la risposta sismica locale si utilizzano tutti i dati disponibili presso quel sito, e più precisamente si fa riferimento a:

- Analisi di terremoti
- Misure passive
- Profili di velocità delle onde di taglio e determinazione della V_{S30}

Tutte le analisi che prevedono la raccolta di un segnale da un terremoto oppure di tipo passivo si basano sull'elaborazione dei sismogrammi forniti dalle stazioni che sono equipaggiate con strumenti di registrazione ad alta sensibilità. Si tratta di strumenti che trasformano la differenza di potenziale generata dal movimento di una massa magnetica in una spia conduttiva. A seconda dello strumento, velocimetro o accelerometro, il segnale elettrico viene convertito rispettivamente in una velocità oppure in un'accelerazione che assume il suolo durante il terremoto.

In genere i velocimetri sono apparecchi molto più sensibili rispetto agli accelerometri, per questa ragione corrono maggiormente il rischio di veder saturata la registrazione nel caso di un forte terremoto. Esistono due tipi di velocimetri: Broad Band (BB) e Short Band (SB), come descritto dal nome la differenza consiste nello spettro che i due strumenti sono in grado di campionare.

3.1 - Analisi di terremoti

Come accennato in precedenza, 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. Borchardt (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, Borchardt 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, Borchardt 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 confrontate con gli spettri di riferimento 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 (Generalized Inversion Technique, GIT, Andrews, 1986; Boatwright et al., 1991).

RSSR e GIT sono considerati i metodi geofisici più affidabili per individuare la risposta di sito, sia per quanto riguarda le frequenze più facilmente sollecitabili sia per quanto riguarda il loro guadagno d'ampiezza.

Entrambe le tecniche prevedono il calcolo del rapporto spettrale delle componenti orizzontali del moto sismico del sito analizzato e di quello di riferimento ($H_{\text{SITO}}/H_{\text{RIFERIMENTO}}$).

La risposta di sito può essere individuata in modo meno preciso ma più sbrigativo con tecniche che non prevedono il sito di riferimento. Una di queste è della Receiver-Function (EHV) (LERMO and GARCIA, 1993). Questa tecnica è a stazione singola e prevede il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e quella verticale (H/V) di un terremoto registrato da una stazione. Il metodo si basa sull'assunzione, non sempre confermata, che la componente verticale non venga influenzata da effetti di sito e possa quindi svolgere il ruolo di riferimento per quanto riguarda l'intensità.

E' stato dimostrato che la tecnica EHV è valida per individuare le frequenze fondamentali, tuttavia per quantificare la risposta di sito si deve fare riferimento ai risultati di GIT e RSSR (PRIOLO and LAURENZANO, 2012).

3.2 – Misure Passive

Quando la disponibilità o qualità di registrazioni di terremoti è insufficiente per determinare la risposta locale, si può ricorrere all'utilizzo del rumore sismico ambientale (o microtremore). Questa tecnica, non sfruttando sorgenti sismiche attive (siano esse naturali, i terremoti, o artificiali, esplosioni prodotte dall'uomo) è detta anche tecnica passiva. Lo sviluppo e le prime teorizzazioni sono state fatte in Giappone (Nogoshi e Igarashi, 1970), ma attualmente è impiegata anche in Europa come metodo speditivo a basso costo e a basso impatto ambientale per determinare la frequenza di risonanza di un suolo, partendo da un modello semplificato di copertura + bedrock a strati piani e paralleli.

La tecnica si basa sulla registrazione del rumore sismico di fondo mediante un sensore a tre componenti, una per ciascuna direzione dello spazio (NS, EW, verticale), detto tromografo. Per rumore sismico si intende un segnale costituito da spostamenti del terreno impercettibili all'uomo, dell'ordine di 10^{-4} - 10^{-2} mm con ampio spettro di frequenze (da meno di 0.01 Hz a più di 10 Hz) e di modesta intensità ($4 \cdot 10^{-21}$ (m/s)²/Hz a 10 Hz, $10 \cdot 10^{-16}$ (m/s)²/Hz a 0.1 Hz) (ALBARELLO and CASTELLARO, 2011). Il rumore sismico è presente in maniera ubiquitaria su tutta la terra ma non è costante. Per lunghi periodi risulta essere statisticamente proveniente da tutte le direzioni, è composto prevalentemente da onde superficiali (tipo R e L), ed è associato alle onde oceaniche e alla circolazione atmosferica (*Tabella 2*).

Il segnale registrato, oltre ai microsismi, molte volte contiene una componente di origine antropica attribuibile al traffico o alle industrie, che è caratterizzato da uno spettro con frequenze più elevate (parte da circa 1 Hz e può spingersi oltre i 10 Hz), è più variabile nel tempo, inoltre si può relazionare al giorno e la notte ed i giorni festivi.

L'elaborazione del rumore ricalca la *receiver function* dei terremoti: il segnale registrato nel dominio del tempo è trasformato in frequenze mediante la trasformata di Fourier. Una volta ottenuti gli spettri, si procede al rapporto delle componenti orizzontali e verticali del moto del suolo (H/V). Solitamente le

finestre di dato acquisite sono divise in più segmenti e il risultato finale è la media di tutte le finestre ottenute.

In questo lavoro di tesi ci si riferirà con il termine "HVSR" alla tecnica che prevede la raccolta del rumore ambientale con l'ausilio di un tromografo singolo diverso dalle stazioni di monitoraggio sismico. Invece, ci si riferirà in modo generale alla raccolta del rumore ambientale quando il sensore utilizzato sarà quello in dotazione ad una delle stazioni.

	Natural	Human
Name	Microseism	Microtremor
Frequency	$0.1 - f_{nh}$ (0.5 Hz to 1 Hz)	f_{nh} (0.5 Hz to 1 Hz) – > 10 Hz
Origin	Ocean	Traffic / Industry / Human activity
Incident wavefield	Surface waves	Surface + body
Amplitude variability	Related to oceanic storms	Day/ Night, Week / week-end
Rayleigh / Love issue	Incident wavefield predominantly Rayleigh	Comparable amplitude – slight indication that Love waves carry a little more energy
Fundamental / Higher mode issue	Mainly Fundamental	Possibility of higher modes at high frequencies (at least for 2-layer case)
Further Comments	Local wavefield may be different from incident wavefield	Some monochromatic waves related to machines and engines. The proximity of sources, as well as the short wavelength, probably limits the quantitative importance of waves generated by diffraction at depth

Tabella 2: La tabella riassume le caratteristiche del rumore sismico ambientale che si differenzia in "microsismi" e "microtremore" a seconda che l'origine sia naturale o antropica. Tratta da SESAME 2004

I picchi individuati dalla tecnica H/V sono indice di un contrasto di impedenza acustica tra la copertura e il bedrock profondo come si può intuire dalla Figura 5.

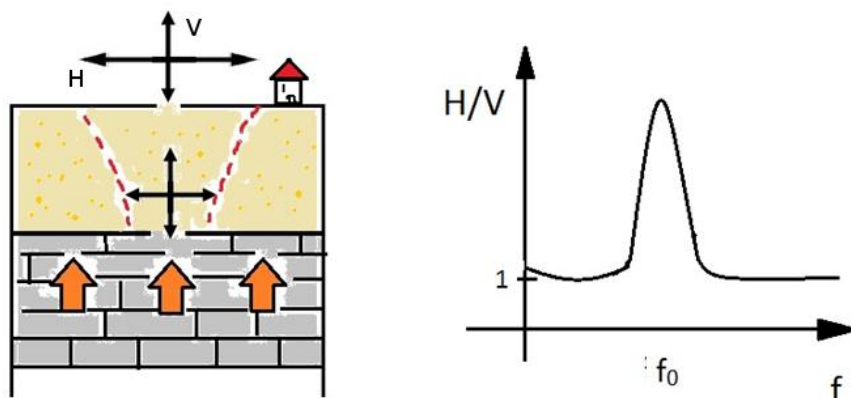


Figura 5: Rappresentazione schematica di come la componente H alla frequenza fondamentale f_0 venga amplificata in superficie a causa del fenomeno della risonanza. Il grafico rappresenta il picco che viene rilevato nell'analisi H/V.

Con il diminuire del contrasto di velocità, i picchi diventano sempre meno marcati, e la loro interpretazione diventa dubbia.

Numerosi sono i lavori sperimentali in cui si confrontano le varie tecniche per determinare la risposta sismica di sito; in particolare, le tecniche RSSR e la GIT, come già visto nel capitolo precedente, sono le più affidabili per quantificare l'amplificazione del sito, mentre sia la *receiver function* che la tecnica H/V, individuano la frequenza di risonanza di un sito, ma non possono essere considerate per quantificare l'amplificazione (LACHET and BARD, 1994), (LACHET et al., 1996).

3.3 – Profili di velocità delle onde di taglio e determinazione della V_{s30}

Esistono numerosi metodi per la quantificazione della velocità delle onde di taglio (V_s), sono stati sviluppati principalmente per la stima della V_{s30} .

Si tratta di un parametro richiesto dall'analisi di microzonazione sismica, i metodi si differenziano principalmente tra invasivi e non invasivi.

I metodi invasivi per la V_s prevedono l'energizzazione del sottosuolo con onde di taglio S e l'impiego di uno o più pozzi costruiti ad hoc per le indagini.

Si può energizzare il terreno sia con onde S polarizzate verticalmente (S_v) sia polarizzate orizzontalmente (S_H).

In genere queste analisi risultano più costose rispetto a quelle non invasive ma presentano il vantaggio di avere informazioni dirette del sottosuolo durante la costruzione del pozzo.

Esistono varie disposizioni possibili di geofoni e sorgente (ad esempio : cross hole, down hole, up hole, log, ecc..) tuttavia se si energizza il terreno dalla superficie, per una maggior pulizia del segnale è importante misurare le onde S orientate perpendicolarmente allo stendimento, le cosiddette onde S_H . Infatti alle interfacce stratigrafiche o comunque al variare delle proprietà elastiche dei materiali l'onda sismica può scomporsi e generare altri tipi di onda.

In particolare S_v può generare altre onde S_v , P e R (se in superficie e per una profondità circa pari a λ), ciò non accade con le S_H , che tuttavia risultano più difficili da generare.

L'energizzazione è bene che avvenga con due polarità distinte: la polarità è apprezzabile nell'impulso "S" ma non in quello "P", in questo modo sottraendo le tracce registrate si ottiene solamente l'impulso S.

Energizzando in S_H , e registrando impulsi polarizzati parallelamente al terreno, si elimina il problema del ground roll (R e L) che risulta prevalentemente polarizzato verticalmente, tuttavia questo tipo di impulso è difficile da generare è quindi facile che sia di bassa intensità.

I problemi connessi alle misure che fanno uso di pozzi possono essere:

- Il casing del pozzo deve essere ben solidale con la roccia o sedimento attraversato, in caso contrario la registrazione risulterebbe affetta dalle risonanza del pozzo stesso (effetto canna d'organo)
- Air blust: l'onda d'aria penetra nel pozzo dove ci sono i geofoni, la sua velocità è di 343 m/s e potrebbe essere scambiata per la velocità delle onde sismiche in un mezzo. La problematica non sussiste se i geofoni sono completamente immersi in acqua.
- In fori pieni d'acqua si sviluppano onde di interfaccia, dette di Stanley, che viaggiano lungo il casing e disturbano le acquisizioni.
- Il pozzo deve essere costruito a regola d'arte e precisamente per l'analisi. Ciò ne fa aumentare il costo.

Queste analisi sono state sviluppate per il calcolo della V_{s30} tramite l'*Equazione 2*.

Metodi non invasivi per la V_s sono in genere più economici ma essendo privi di informazioni dirette le acquisizioni risultano più imprecise e richiedono un trattamento dei dati più sofisticato basato sull'inversione.

Esistono tipologie di metodi attivi o passivi.

Metodi non invasivi attivi per la V_s .

A seconda del metodo il terreno deve essere energizzato con onde di taglio, oppure in modo tradizionale.

Energizzando in onde S_H si possono fare analisi in riflessione oppure in rifrazione dalla superficie avendo cura di avere array di geofoni in grado di registrare onde polarizzate parallelamente alla superficie.

La misura con sorgente e acquisizione superficiali di S_H risulta in genere di pregevole qualità per l'assenza di ground-roll, tuttavia presenta scarsa capacità di penetrazione in profondità. Questo è dovuto alla difficoltà di energizzare efficacemente esclusivamente con onde di taglio.

Energizzando dalla superficie con onde S_H è possibile compiere analisi in riflessione oppure in rifrazione, l'elaborazione dei dati è uguale a quella della sismica classica (NMO, pendenza della retta dell'onda diretta ecc..)

Una valida alternativa all'utilizzo delle onde S_H è l'utilizzo di tecniche che utilizzano le onde superficiali (di Rayleigh o anche dette "R").

Prima di descrivere i metodi che utilizzano le onde superficiali è opportuno definire le proprietà delle onde R ed il perché vengono impiegate sempre più negli ultimi anni.

Le onde R:

Per determinare in modo non invasivo le V_s degli strati del sottosuolo si possono utilizzare tecniche geofisiche che utilizzano le onde R, questo tipo di onda viene prodotto quando le sollecitazioni di volume tradizionali S o P intercettano la superficie e per il riequilibrio delle forze (S non si trasmette nei fluidi) generano onde R e L.

Le onde R sono di tipo cilindrico e viaggiano esclusivamente in prossimità della superficie.

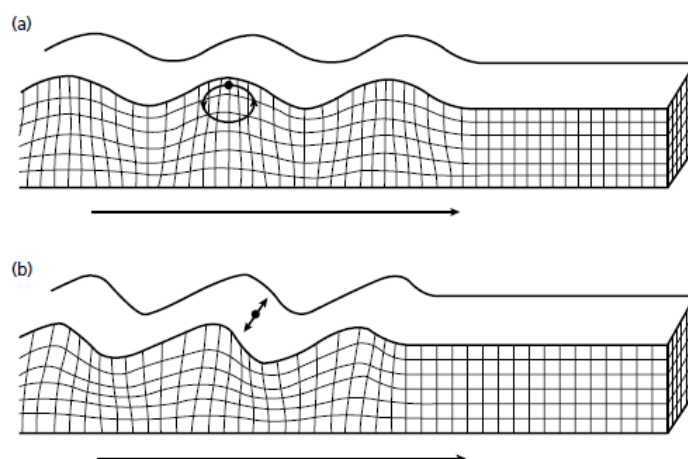


Figura 6: Rappresentazione del moto di una particella di terreno sollecitata da un'onda di tipo R (a) e di tipo L (b). Immagine tratta da KEAREY et al. 2002

Nella porzione più superficiale del terreno assumono un moto ellittico retrogrado rispetto alla direzione di propagazione dell'onda (si veda *Figura 6 a*), la profondità a cui arrivano è funzione dell'ampiezza, in genere si ritiene che la loro capacità di penetrazione sia grossomodo uguale alla rispettiva lunghezza d'onda. Il grande vantaggio di questo tipo di onde è che risultano altamente energetiche, facilmente generabili e soprattutto posseggono circa il 90% della velocità delle onde S (la percentuale precisa dipende dal rapporto di Poisson).

Sono inoltre onde di tipo dispersivo, ovvero le varie frequenze del loro spettro viaggiano a velocità diverse.

Questa caratteristica, unita alla diversa capacità di penetrazione nel sottosuolo del segnale alle varie lunghezze d'onda del segnale, è molto utile e sfruttata dalle tecniche geofisiche che utilizzano le onde superficiali.

Per la sismica tradizionale le onde R rappresentano un disturbo poiché sono molto energetiche e coprono gli arrivi delle riflessioni degli strati più profondi.

Hanno in genere frequenze medio - basse e per questa ragione i geofoni tradizionali per sismica a riflessione o rifrazione non sono indicati per acquisire questo tipo di onde poiché sono stati progettati appunto per abbattere il loro segnale.

I geofoni ideali per la misurazione delle onde R sono quelli con frequenza di smorzamento attorno ad 1Hz.

Per la loro acquisizione ed analisi è opportuno acquisire con stendimenti multicanali, appunto per evitare di elidere il fenomeno della dispersione.

Metodi non invasivi attivi per la misura di V_s .

I metodi che utilizzano le onde superficiali R energizzando attivamente sono principalmente due: Spectral Analysis of Surface Waves (d'ora in poi SASW) e la Multichannel Analysis of Surface Waves (d'ora in poi MASW), la prima prevede l'installazione di due geofoni tradizionali ed energizzare artificialmente a varie frequenze. La seconda tecnica invece utilizza uno stendimento di geofoni a canali separati per catturare tutto lo spettro del segnale prodotto (*Figura 7*).

L'obiettivo di questi metodi è quello di estrapolare una curva di dispersione della velocità delle onde R nel terreno (Figura 8), in modo da ottenere un modello 1D del sottosuolo per l'andamento della V_s tramite inversione (Taipodia and Dey, 2012).

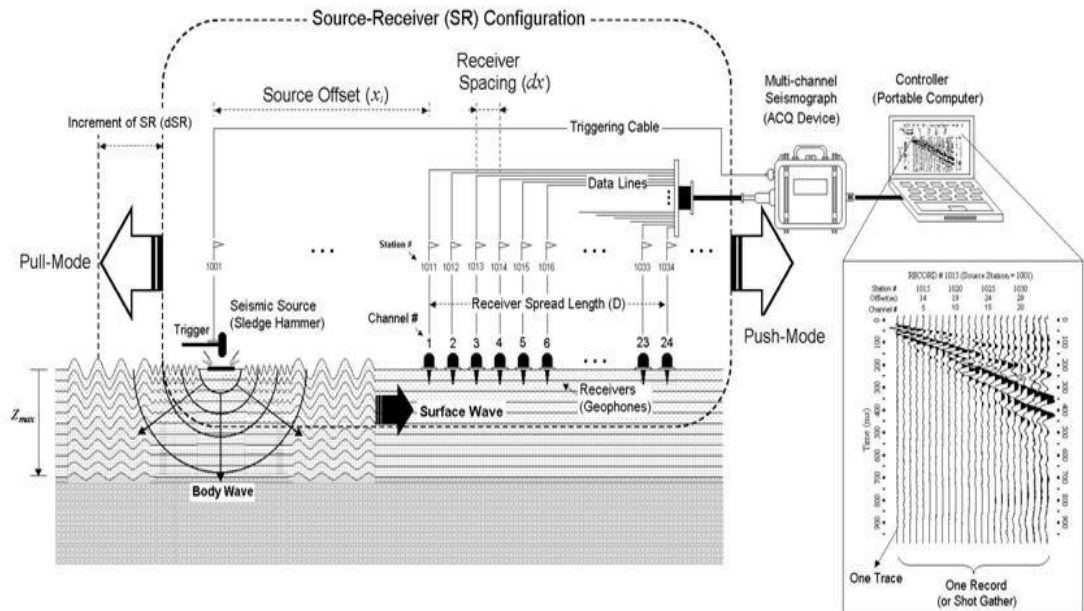


Figura 7: Schema per l'acquisizione del segnale per la tecnica MASW, si noti che i geofoni posseggono ognuno un canale proprio, in questo modo è possibile utilizzare il fenomeno della dispersione delle onde R. Immagine tratta da Taipodia J. and Dey A 2012.

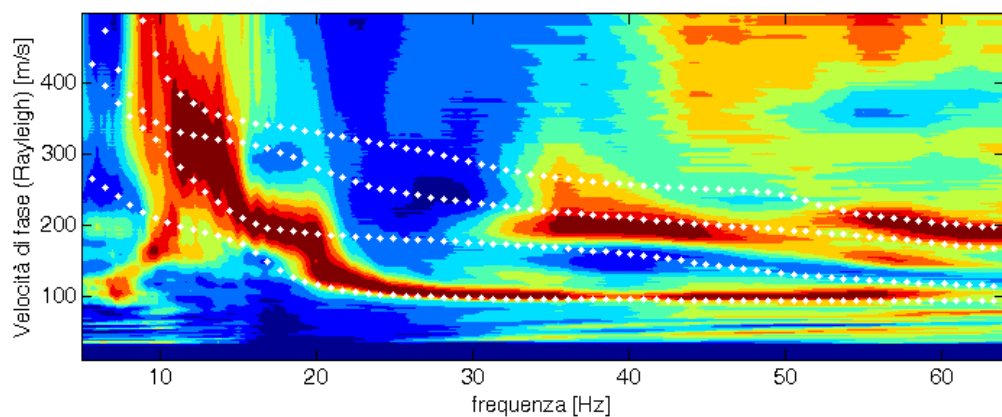


Figura 8: esempio di mappa e curva di dispersione prodotte dall'analisi MASW dopo la doppia Trasformata di Fourier di un sismogramma . Le quattro curve di dispersione (linee bianche puntinate) rappresentano quattro modi diversi di vibrare del terreno. L'inversione consisterà nell'elaborazione di un modello del sottosuolo la cui curva di dispersione sintetica punti ad un andamento quanto più simile possibile alle originali. Immagine tratta da Castellaro S. H/V: un contributo oltre V_{s30} .

La profondità massima a cui si può spingere la tecnica MASW è circa la metà della lunghezza d'onda massima misurata (RIX and LEIPSKI, 1991).

Metodi non invasivi passivi per la misura di V_s .

Tra questi metodi si trovano svariate tecniche che si basano su sistemi di acquisizione in array che misurano il rumore sismico ambientale.

Le registrazioni vengono fatte per tempi molto lunghi (decine di minuti), assumendo che il rumore provenga da tutte le direzioni ed omogeneamente distribuito. Tuttavia, siccome queste due condizioni è difficile che si presentino contemporaneamente, ed il rischio di misurare un rumore unidirezionale è elevato, si opta per disporre gli array secondo linee spezzate oppure secondo forme geometriche. Ogni array a seconda della spaziatura tra geofoni e geometria è in grado di raccogliere segnali di una lunghezza d'onda massima e una minima. Con la geometria dell'array non lineare si evita di misurare velocità apparenti e si possono individuare sorgenti di rumore unidirezionali.

Utilizzando stendimenti di geofoni in linea si possono utilizzare tecniche che misurino i tempi di arrivo di rumore rifratto, la principale tecnica geofisica di questo tipo è nota come ReMi (REfraction-MIcrotremor). L'obbiettivo resta sempre quello di produrre una curva di dispersione della velocità (molto simile a quella rappresentata in *Figura 8*) con cui calcolare, tramite inversione, un profilo 1D di velocità delle V_s .

Tecniche di misura attive e passive delle onde sismiche sono complementari tra di loro, in genere la misura del rumore ambientale è più ricco di segnali a bassa frequenza rispetto alle possibilità di misura delle tecniche attive. Registrare un segnale a bassa frequenza, grazie al fenomeno della dispersione delle onde superficiali, significa misurare un segnale che porta con sé informazioni provenienti da maggior profondità ma anche affetto da meno risoluzione.

4- Inquadramento geologico e geografico delle aree sulle quali si trovano le stazioni

4.1- TEOL

- *Inquadramento geografico*

Il complesso dei Colli Euganei sorge a sud-ovest della città di Padova ed assieme ai Colli Berici, che sorgono rispettivamente poco più a nord-ovest, rompono la monotonia della pianura centrale veneta.

La stazione è stata posizionata sul pendio sud orientale del Monte Grande nel Comune di Teolo, a quota 420 m all'interno di una costruzione in muratura e cemento armato (*Figura 10*), le sue coordinate geografiche sono:

Latitudine 45°21'42.12"N

Longitudine 11°40'26.40"E

Il monitoraggio viene eseguito con un velocimetro BB entrato in operatività il 06/03/2002, da allora la stazione fa parte della NI.

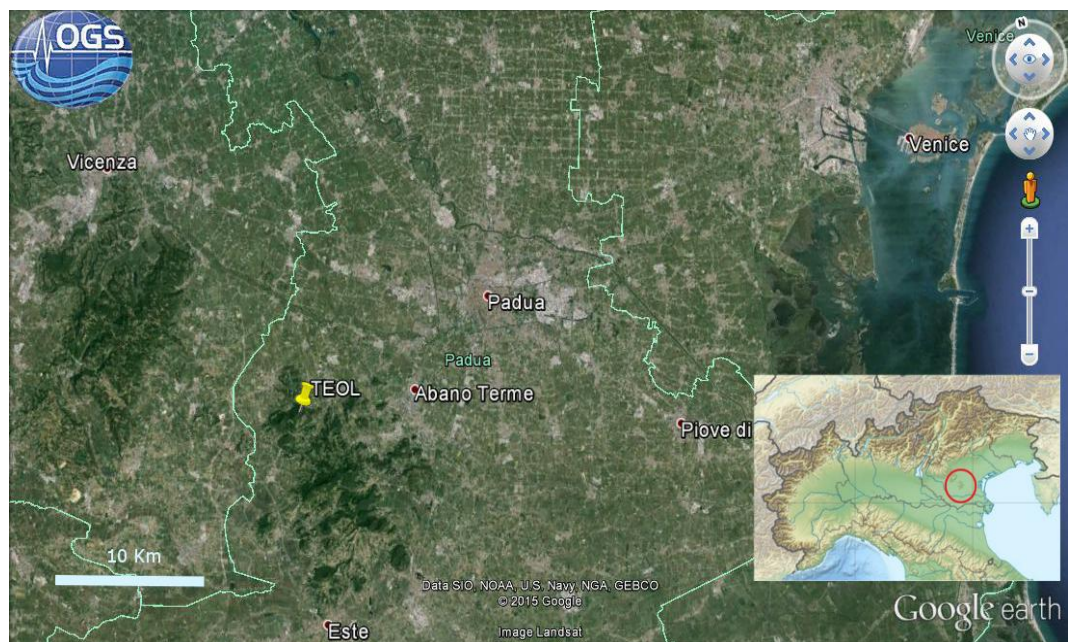


Figura 9: Immagine satellitare della pianura padovana con l'indicazione della posizione della stazione TEOL sui Colli Euganei.



Figura 10: Struttura in cemento armato e muratura ospitante la stazione TEOL

- *Inquadramento geomorfologico*

Dal punto di vista geomorfologico i Colli Euganei si presentano come un gruppo collinare che raramente supera i 500 m di quota, la grande varietà litologica dei Colli Euganei determina l'instaurarsi in un'articolata situazione topografica; caratterizzata da alture isolate, valli e creste ricoperte da vegetazione.

I principali rilievi, oggi a forma conica o a cupola, sono di natura vulcanica o subvulcanica e si tratta del frutto dell'erosione differenziale seguita al sollevamento delle Alpi Meridionali che ha interessato in parte anche quest'area a partire dal Miocene (PELLEGRINI, 2006).

Infatti queste litologie sono prevalentemente meno tenere e più recenti rispetto alle formazioni sedimentarie che sono state deformate dal basso durante il terziario.

Gli importanti coltri di sedimento alluvionale che lambiscono le pendici del complesso euganeo si sono accumulati a partire da Pliocene con lo

smantellamento della catena alpina e la loro abbondanza è strettamente correlata con l'andamento dei cicli glaciali.

I principali fiumi distributori in quest'area sono stati l'Adige e il Brenta fautori, assieme all'erosione dei rilievi, di una forte articolazione dei sedimenti che costituiscono il contatto rilievo-pianura.

La sedimentazione fluviale non è stata costante, vi sono periodi dove domina il materiale autoctono, lo smantellamento dei Colli stessi, e periodi dove la deposizione di materiale alloctono costituito principalmente da sabbie e argille è dominante.

Il piede dei massicci vulcanici rimane nascosto dal materasso alluvionale, ma è certo che si spinga a notevole profondità, tanto da intercettare gli acquiferi profondi e costringere l'acqua alla risalita nel distretto termale di Abano e dintorni.

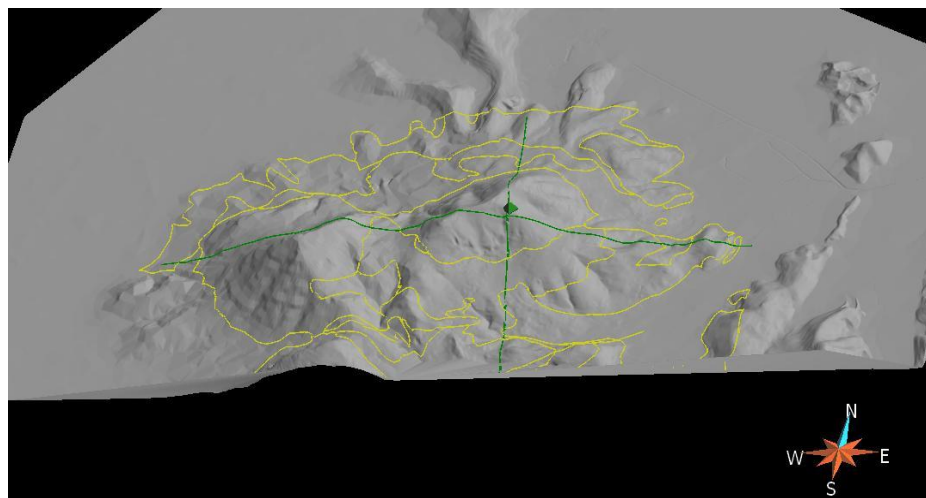


Figura 11: Modello 3D del Monte Grande e del Monte della Madonna. Il punto verde indica dove è posizionata la stazione TEOL. Le linee gialle indicano i limiti stratigrafici mentre quelle verdi la posizione delle sezioni geologiche

La stazione si trova su di un pendio che scende velocemente verso sud - est, una ventina di metri al di sotto della cresta del Monte Grande, la propaggine più settentrionale del complesso collinare. La cima del monte appare come una lama lunga un centinaio di metri disposta in direzione nord est- sud ovest, questa informazione deve essere tenuta in considerazione per eventuali effetti di sito di natura topografica (*Figura 11*).

- *Inquadramento litostratigrafico e strutturale.*

Dal punto di vista litologico i Colli Euganei sono composti da formazioni di diversa natura ed età, si possono distinguere sei fasi durante le quali ambienti e situazioni diverse hanno lasciato tracce facilmente osservabili.

Viene ora ripresa per punti l'evoluzione geologica dell'area (Note illustrative foglio "Padova sud")

- Durante il Giurassico inferiore l'area su cui sorgono i Colli Euganei è caratterizzata da mare basso con condizioni deposizionali tipiche di piattaforma carbonatica. La piattaforma in questione è quella nota in letteratura come "di Trento" oppure "Veneta", le formazioni che documentano questo periodo sono i "Calcari Grigi" e "l'Oolite di San Vigilio". Queste due formazioni non affiorano nell'area e sono state documentate solamente da alcuni sondaggi meccanici.
- A partire dal Giurassico medio - superiore la Piattaforma di Trento sprofonda a causa dell'apertura dell'Oceano Ligure-Piementese che aumenta progressivamente verso est i tassi di subsidenza. Si instaurano in questo periodo delle condizioni di mare profondo con scarsi apporti sedimentari fino ad una condizione di "hard ground" documentata dalla Formazione del "Rosso Ammonitico Veronese". Si tratta della formazione affiorante più antica documentata nell'area.
- Durante il Giurassico superiore (Titoniano) fino al Cretaceo superiore (Cenomaniano-Turoniano) assistiamo ad un cambio delle condizioni deposizionali del bacino, la sedimentazione, benché ancora di tipo pelagico diventa meno lacunosa, si depone da prima la "Maiolica", seguita dalla "Scaglia Variegata Alpina" testimone dell'instaurarsi di periodi anossici al fondo.

- Per tornare alle normali condizioni di ossigenazione bisogna aspettare il Turoniano (Cretaceo superiore) durante il quale fino all'Eocene inferiore (Ypresiano) si depone la "Scaglia Rossa", la quale tuttavia documenta ancora condizioni pelagiche e talvolta livelli condensati di hard ground.
- L'ultima formazione marina - sedimentaria documentata nel distretto dei Colli Euganei è la formazione di Torreglia, la famosa marna euganea, la quale talvolta contiene livelli tufacei dispersi e documenta un ambiente di mare aperto ma più basso rispetto alle formazioni più antiche. Il periodo di deposizione è compreso tra il Luteziano ed il Rupeliano (Eocene-Oligocene). Questa formazione si trova ad essere intercalata con prodotti di tipo vulcanico.
- Il vulcanesimo basico terziario del nord est che si è sviluppato dal Paleocene superiore al Miocene inferiore ha interessato anche l'area euganea, tuttavia bisogna specificare che i periodi di reale attività sono brevi, intervallati da prolungati periodi di stasi durante i quali predomina la deposizione marina. La prima manifestazione euganea di tipo vulcanico la si ha nell'Eocene superiore, con effusioni di tipo basico sottomarino con tipiche colate di lave a cuscino.
Dopo questa prima manifestazione vi è un periodo di stasi fino alla fine dell'Eocene durante il quale si mettono in posto altre masse magmatiche. Questo evento magmatico avviene in concomitanza con altre manifestazioni che coinvolgono i Lessini, il Trentino meridionale, il Marosticano e i Colli Berici.
Sui Colli Euganei durante questo periodo trovano posto delle masse di tipo basico, prevalentemente latitiche e basaltiche che poi evolveranno in prodotti riolitici e trachitici. Le masse magmatiche si posizionano a modeste profondità e per questa ragione esse assumono una natura subvulcanica (modesta macro-cristallizzazione e abbondanti tracce di rilascio di gas in fase di raffreddamento a scarsa pressione di confinamento).

La fase eruttiva del tardo Eocene- inizio Oligocene (34-35 Ma) può essere suddivisa in due cicli: il primo, eocenico superiore, è di tipo basico; ed il secondo, oligocenico inferiore, è di tipo più acido e si manifesta sotto forma di effusioni e corpi di camera magmatica in trachite e riolite.

Per la descrizione di dettaglio si rimanda alle note illustrative del foglio "Padova sud" della Carta Geologica d'Italia.

Le camere magmatiche come detto si intrusero a modeste profondità e deformarono le formazioni sedimentarie più antiche. Questo fatto è riscontrabile talvolta nelle giaciture; il sollevamento indotto causò una rapida erosione delle formazioni antiche spinte verso l'alto e dei camini vulcanici mettendo ben presto a giorno le camere magmatiche oppure i dicchi di alimentazione. Sono queste infatti che oggi costituiscono i maggiori rilevati e presentano le pendenze maggiori.

Per quanto riguarda questa tesi l'unica litologia affiorante nei dintorni della stazione TEOL sul Monte Grande è il Membro di Monte Merlo, che è costituito da trachiti e quarzotrachiti in corpi subvulcanici oppure filoniani, di colore grigio scuro, a tessitura porfirica a vari gradi. Con fenocristalli di feldspati e pirosseni, anfiboli e biotite. L'età che gli è stata attribuita è l'Oligocene inferiore.

La velocità delle onde S attesa è superiore ad 800 m/s ed è giustamente da considerarsi un bedrock che in condizioni piano parallele non amplificherebbe il moto orizzontale del sisma.

Il Monte Grande e Monte della Madonna rappresentano un ottimo esempio di laccolite che durante la sua messa in posto ha deformato le formazioni più antiche di origine marina.

Dal punto di vista strutturale i Colli Euganei rappresentano una parte affiorante della micro placca di Adria (MARTON *et alii*, 2010), e come le Alpi Meridionali presentano una modesta deformazione, i segni deformativi più marcati sono quelli lasciati dal magmatismo terziario.

Questo periodo ha lasciato tracce di fagliazione con andamento NNO-SSE e NE-SO la cui letteratura attribuisce inclinazione attorno ai 90 gradi (*Figura 13*) e scarsi rigetti (CONEDERA *et al.*, 1969) (PICCOLI *et al.*, 1975). Alcuni di queste fratture attraversa anche la cima del Monte Grande nelle vicinanze della stazione.

Questi fasci non devono essere confusi con il sistema ad andamento schiettamente NO-SE appartenente al sistema Schio-Vicenza, faglie di tipo transtensivo sinistro che bordano ad occidente l'avanfossa delle Alpi Meridionali riempita da sedimenti alluvionali (*Figura 12*)

Questo sistema di faglie ha determinato l'abbassamento della porzione di pianura ad oriente rispetto ai colli e in quest'area è apprezzabile solamente tramite sondaggi meccanici o prospezioni geofisiche a medio - alte profondità poiché si ritrova sepolto sotto i sedimenti alluvionali della pianura fuorché per un breve tratto ad Abano in un mound di travertino di origine idrotermale (Note illustrative foglio "Padova sud").

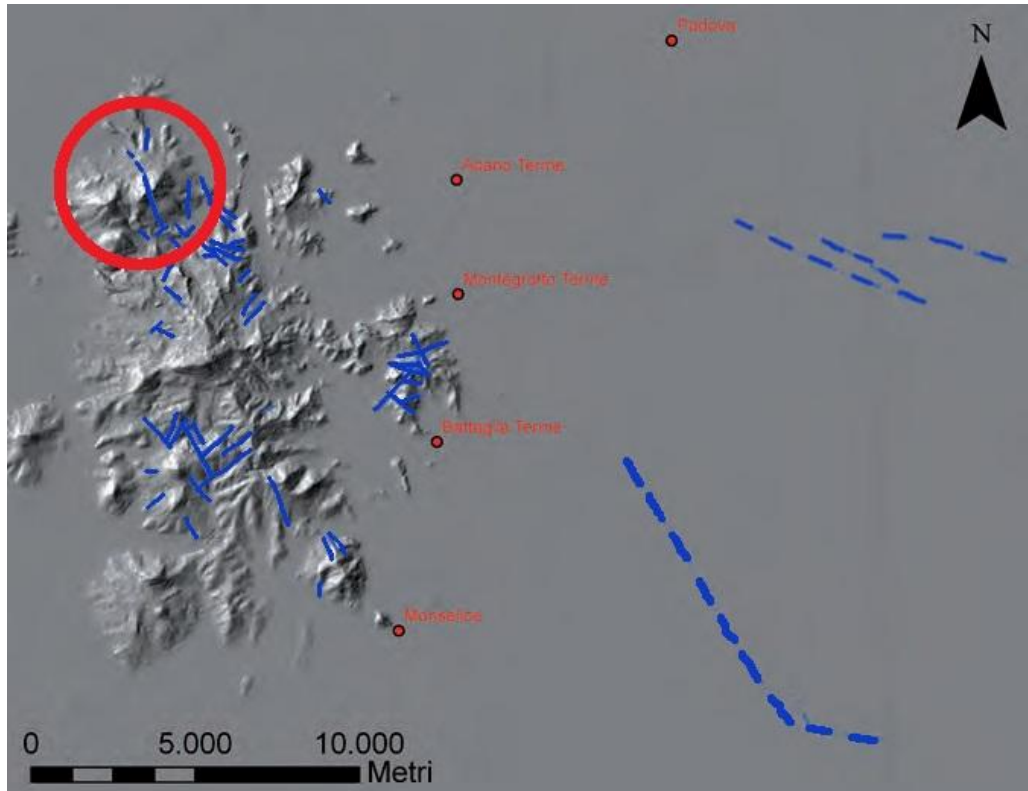


Figura 12: Immagine tratta dalle Note Illustrative del Foglio Padova Sud. Le linee tratteggiate appartengono a sistemi individuati tramite analisi sismiche, quelle continue dal rilevamento aereo e tradizionale. Sono apprezzabili le due famiglie di rottura, quella appartenenti al sistema Schio-Vicenza e quelle attribuibili al magmatismo terziario. Nel cerchio rosso si trova il Monte Grande con la stazione TEOL.

Carta Geologica e Sezioni Geologiche dei dintorni della stazione TEOL sui Colli Euganei.

Monte Grande e Monte della Madonna

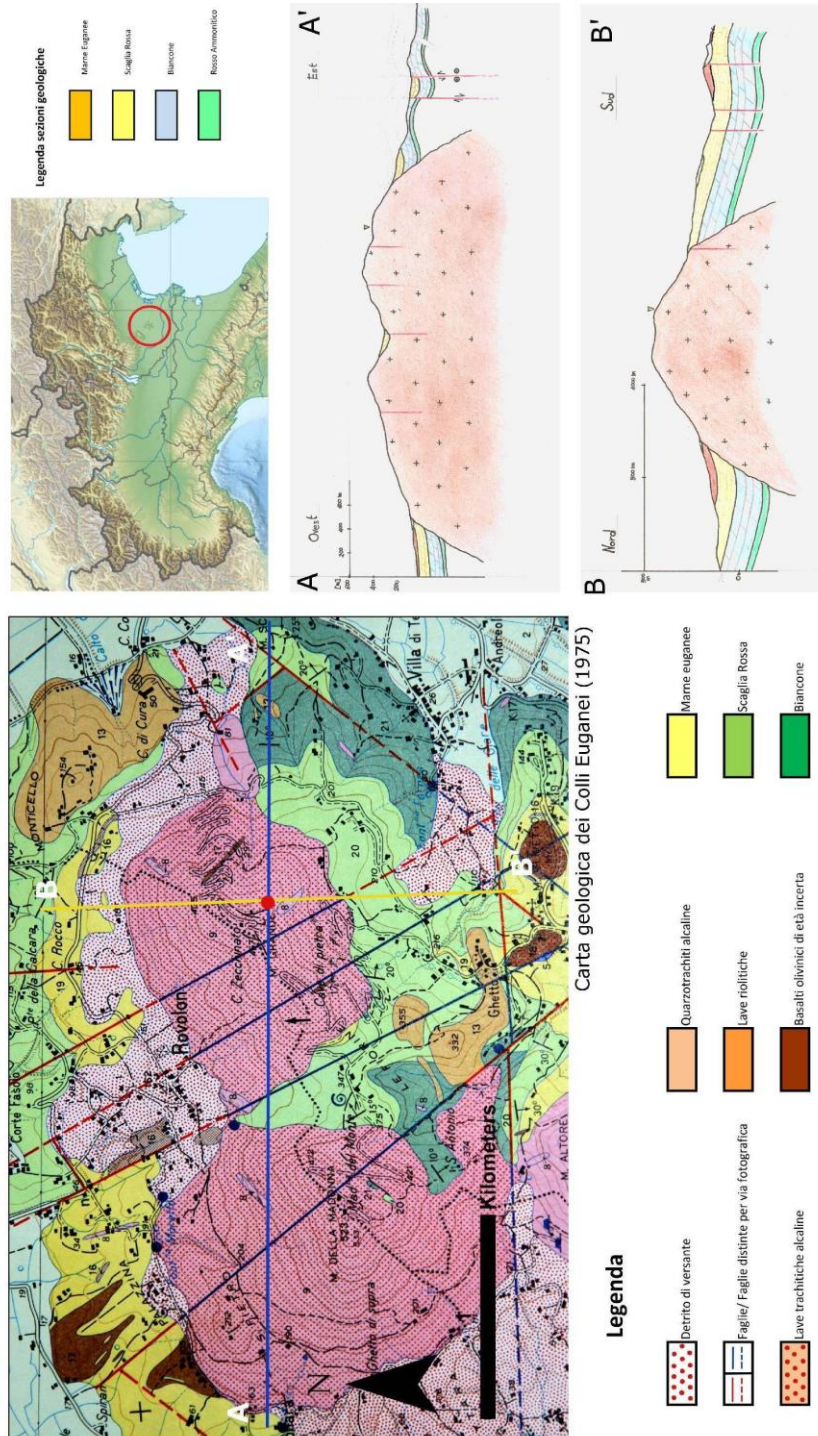


Figura 13: Ritaglio ed ingrandimento della Carta Geologica dei Colli Euganei (1975). Il punto rosso indica la posizione della stazione TEOL, mentre la linee gialla e blu gli andamenti delle sezioni geologiche. L'immagine è disponibile in formato A3 come allegato alla tesi

4.2- CGPR

- *Inquadramento geografico*

Il massiccio del Monte Grappa si trova a nord est rispetto all'abitato di Bassano del Grappa, esso fa parte dell'unità strutturale delle Alpi Meridionali che sono delimitate a sud dalla Flessura Pedemontana, ad ovest dalla Linea delle Giudicarie, ad est dal passaggio graduale all'unità delle Dinaridi e a nord dalla Linea della Pusteria.

Il Monte Grappa quindi benché delimitato lateralmente da due importanti incisioni fluviali rappresenta un continuum con i massicci adiacenti, il limite settentrionale è sancito dalla linea di Belluno e quello meridionale dalla Flessura Pedemontana.

Il massiccio appare come un tavoliere carbonatico solcato da alcune creste e valli che ne interrompono la continuità. La cima principale (*Figura 14*), dove è stata posizionata la stazione, raggiunge i 1750m ed è di forma stretta ed allungata in direzione nord-sud, presenta una lunghezza di circa 1200 m ed una larghezza massima di 30m.



Figura 14: Panorama della cresta di Cima Grappa, con riferimento della posizione della stazione. Sullo sfondo le Pale di San Martino e le Vette Feltrine.

La stazione CGRP si trova presso i confini comunali di Paderno del Grappa, Cison del Grappa e Seren del Grappa, all'interno di una fortificazione risalente alla Prima Guerra Mondiale costruita in cemento armato e parzialmente interrata ad alcune centinaia di metri più a nord rispetto al sacrario della Grande Guerra.

Le sue coordinate geografiche sono:

Latitudine 45°52'46.95"N

Longitudine 11°47'58.44"E



Figura 15: Inquadramento geografico per la stazione CGRP

La stazione fa parte della NI ed è entrata in funzione il 21/04/2001, attualmente è attrezzata con un velocimetro BB.

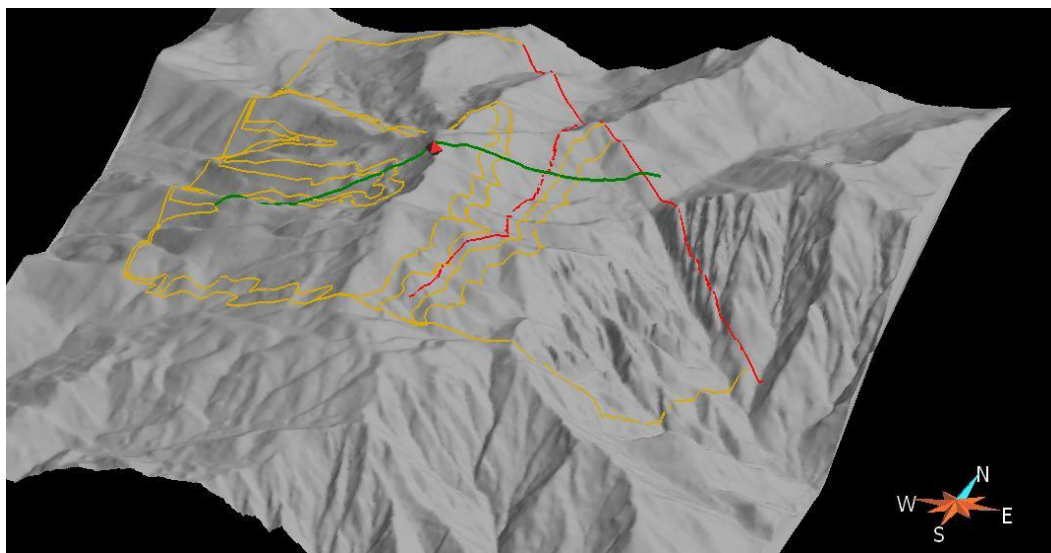


Figura 16: Modello 3D di Cima grappa con la posizione della stazione CGRP (diamante rosso), i limiti delle formazioni geologiche (linee gialle) e il tracciato della sezione geologica (linea verde) che si può osservare in Figura 22 a pagina 47. Le faglie sono in rosso.

- *Inquadramento geomorfologico*

Le forme del massiccio del Monte Grappa sono modellate all'interno delle formazioni mesozoiche cenozoiche, dipendono fortemente dall'azione tettonica di sollevamento e accorciamento crostale che ha interessato le Alpi Meridionali a partire dal Miocene superiore fino ad oggi.

Si possono individuare due generazioni di forme principali: l'altopiano e le grandi scarpate che delimitano il massiccio.

L'altopiano che caratterizza la sommità del massiccio è comune con la località di Asiago e del Cansiglio, questa fascia infatti costituisce un relitto di antica superficie di spianamento che è stata sollevata posteriormente rispetto al nucleo della catena ad opera di una serie di thrusts con andamento circa est-ovest.

L'antica superficie pianeggiante sollevata di quota è stata interessata dai fenomeni d'erosione principalmente riconducibili all'acqua ed al ghiaccio e conserva solo parzialmente l'aspetto originario.

Affianco alle forme d'erosione dovute agli agenti atmosferici sono presenti delle scarpate di origine tettonica, la più importante di queste è la Flessura Pedemontana che in alcuni punti raggiunge un dislivello di oltre 1000 m.

Le scarpate di origine tettonica non vanno confuse con quelle "di erosione", più recenti e correlabili con l'azione dell'acqua che determina l'arretramento delle testate di numerosi solchi vallivi che coinvolgono l'interno del massiccio.

Altro fenomeno presente ma non molto sviluppato sul Monte Grappa è quello del carsismo, concentrato soprattutto nella fascia meridionale del massiccio e poco presente nella zona studiata in questo lavoro di tesi.

Il ruolo del ghiaccio è stato molto importante durante il succedersi delle glaciazioni (da 750.000 a 10.000 anni fa) alcune tracce dell'ultima, iniziata 135.000 anni fa, sono osservabili nella zona di Cima Grappa.

Come si può osservare in *Figura 17* le tracce consistono in tre piccoli circhi glaciali posizionati a ridosso della cresta in direzione ovest (blu) , nord-nordovest (verde), nord-nordest (giallo).

Le litologie affioranti al giorno d'oggi sulla sommità di Cima Grappa sono scarsamente resistenti all'azione del gelo e per questa ragione le forme geomorfologiche di origine glaciale sono rare e scarsamente ben documentate.

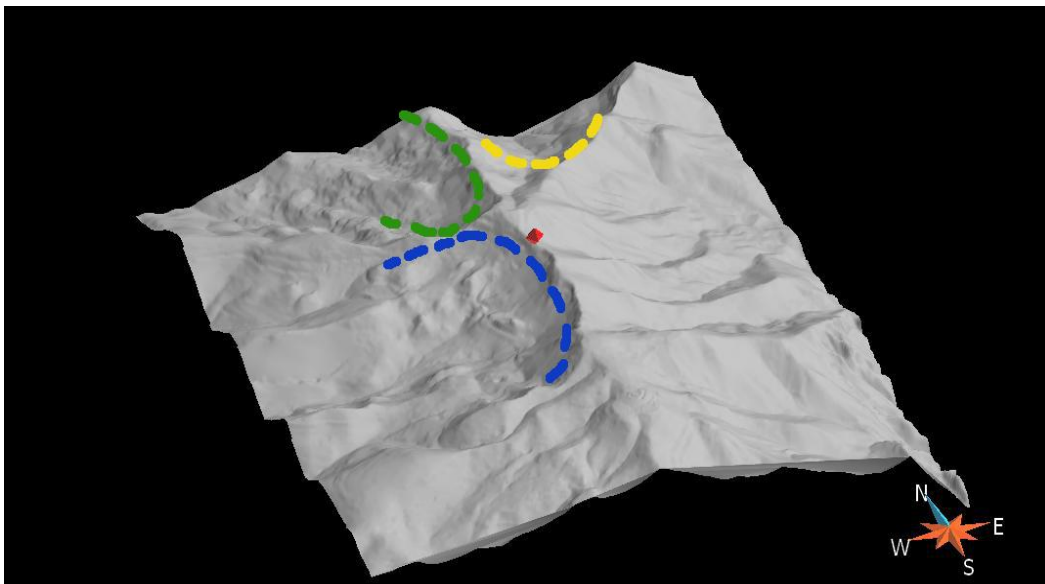


Figura 17: Modello 3D di Cima Grappa con evidenziate le tracce dei tre piccoli circhi ghiacciai lasciati dall'ultima glaciazione. Il diamante rosso indica la posizione della stazione CGRP e funge da riferimento

- *Inquadramento litostratigrafico e strutturale.*

Per quanto riguarda l'evoluzione stratigrafica dell'area essa è identica a quella dolomitica fuorché per l'assenza delle formazioni vulcaniche permiane (Complesso Porfirico Atesino). Inoltre si differenzia dalla successione del recoarese per la presenza della Formazione a Gracilis al di sopra della Dolomia del Serla inferiore. Altra particolarità pre-giurassica è la successiva deposizione della "Dolomia della Valsugana" seguita dal deposito dell'Anisico un tempo definito dello "Zwischenbildungen" ora suddiviso in più membri come il "Calcari scuri di Magron", "Marne di Val di Centa", "Calcari della Val Gola".

Successivamente al di sopra di questa serie di depositi marini progredisce una piattaforma carbonatica che per età è stata associata alla Dolomia dello Sciliar affiorante nella zona dolomitica.

La documentazione affiorante nella zona del Monte Grappa inizia con la Dolomia Principale in Valsugana, analizziamo ora brevemente le fasi che hanno portato il massiccio all'attuale conformazione, la descrizione nel dettaglio delle Formazioni viene lasciata all'abbondante letteratura disponibile:

- Durante il Lias si assiste alla formazione della Piattaforma di Trento, un alto strutturale bordato ad ovest ed ad est da due bacini, quello di Belluno e quello Lombardo, frutto dell'apertura dell'Oceano Ligure - piemontese che imponeva al triveneto una cinematica di tipo distensivo. La Piattaforma è costituita dalla Formazione dei Calcari Grigi, ben documentata anche sul massiccio del Monte Grappa, che ne incorpora il limite con il Bacino di Belluno.

Il limite transitorio tra le due unità paleogeografiche viene posizionato lungo la linea Cima Grappa - Valle di Seren del Grappa (CARRARO et al., 1989): ad est di questa linea osserviamo formazioni giurassiche riconducibili a mare basso non superiore ai 200 m molto simili a quelle affioranti sull'Altipiano di Asiago; ad ovest invece compaiono formazioni

che si relazionano molto meglio con quelle che appartengono al Bacino di Belluno.

Le differenze tra le due porzioni si vanno ad inasprire con il lento ma inesorabile annegamento della piattaforma a partire dalla fine del Lias.

- Il meccanismo distensivo continua durante tutto il Lias e con il Dogger il tasso di subsidenza diventa troppo elevato, la Piattaforma di Trento annega progressivamente da occidente verso oriente.

Per quanto riguarda la porzione occidentale la conseguenza è la deposizione di formazioni di mare profondo, come il Rosso Ammonitico Inferiore, la cui particolarità è la ricchezza fossilifera e la testimonianza di lacune sedimentarie riconducibili alla condizione di hard ground.

Per quanto riguarda la porzione più occidentale del massiccio si assiste al fenomeno di riempimento del Bacino di Belluno da parte del calare oolitico del Vajont provenienti dalla Piattaforma Friulana non ancora annegata, e dalla Formazione di Fonzaso.

Verso la fine del Malm la condizione batimetrica tra le due porzioni diventa uniforme e si depone nel bacino profondo il Rosso Ammonitico Superiore (*Figura 18*).



Figura 18: Particolare di un affioramento di Rosso Ammonitico Superiore. Su Cima Grappa la frazione selcifera è talvolta molto abbondante e costituisce noduli estesi.

Per l'intera area segue poi la deposizione del Biancone (*Figura 19*), testimone ancora di condizioni pelagiche ma con sedimentazione continua e ossigenata (Turoniano-Barremiano).



Figura 19: Affioramento di Biancone presso Cima Grappa.

- Durante l'Aptiano fino al Cenomaniano si deposita la Scaglia Variegata Alpina, testimone di due eventi di scarsa ossigenazione al fondo (alla base ed al tetto della formazione).
- Bisognerà attendere il Turoniano per il ripristino delle condizioni di normale ossigenazione al fondo marino tuttavia ancora ad elevata batimetria, condizione testimoniata dalla Scaglia Rossa.
- Durante il Terziario infine si assiste in tutta la regione veneta e del Trentino meridionale di una fase dominata ad intermittenza da manifestazioni di tipo vulcanico.
- Il sollevamento del massiccio del Monte Grappa avviene assieme a tutta la catena delle Alpi Meridionali durante il Neogene ed è dovuto alla collisione della micro placca africana di Adria con quella europea. Questo scontro determina un forte accorciamento crostale con suo conseguente inspessimento.

Dal punto di vista strutturale il massiccio del Monte Grappa risulta solcato da numerose faglie di età diverse, e da importanti pieghe, sinclinali e anticlinali (*Figura 21*).

Macroscopicamente il massiccio del Monte Grappa risulta modellato all'internodi una grande blanda anticlinale allungata in direzione nordest - sudovest, essa risulta dislocata in trascorrenza da faglie ad andamento nordovest- sudest probabilmente originatesi durante il Giurassico con cinematica normale e riattivate durante l'orogenesi alpina.

Procedendo verso sud l'inclinazione degli strati aumenta progressivamente a causa della presenza della Flessura Pedemontana, una importante piega monoclinale accompagnata da faglie inverse (appartenenti al sistema Bassano-Valdobbiadene) che sanciscono la fine delle Alpi Meridionali e dislocano le litologie costituenti la catena al di sotto della Pianura Padana.

Le altre importanti faglie che caratterizzano l'area sono da nord verso sud: la Linea della Valsugana, la Linea di Belluno, la Linea Bassano-Valdobbiadene ed un sovrascorrimento cieco, tutt'oggi attivo, al di sotto del Montello (BENEDETTI et al 2000).

Tutte queste faglie sono di tipo inverso e riequilibrano l'eccesso di massa costituito dalla catena montuosa. Esse hanno andamento a "piggy back" (DHALSTROM, 1970) e sono talvolta in grado di estrudere come pop-up interi massicci grazie alla presenza di alcuni (retro)scorrimenti nordvergenti (*Figura 20*), come è successo, per esempio, al gruppo delle Pale di San Martino oppure all' Altopiano dei Sette Comuni e probabilmente anche allo stesso massiccio del Monte Grappa.

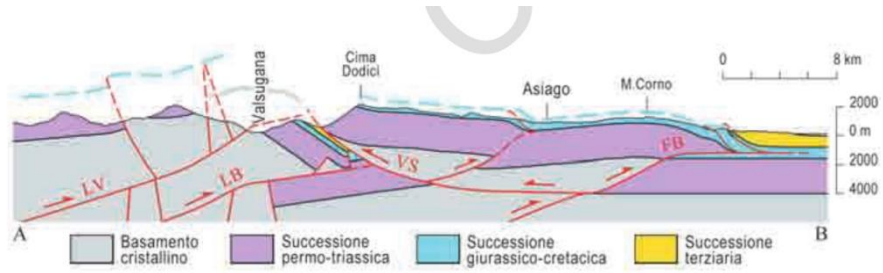


Figura 20: Esempio di pop-up per il gruppo dell'altopiano di Asiago, lo stesso fenomeno deve aver interessato il massiccio del Monte Grappa, ulteriori accertamenti sono da svolgere. Immagine tratta da Ispra, Progetto CARG Carta Geologica d'Italia 1:50000, Note illustrative foglio Asiago numero 82

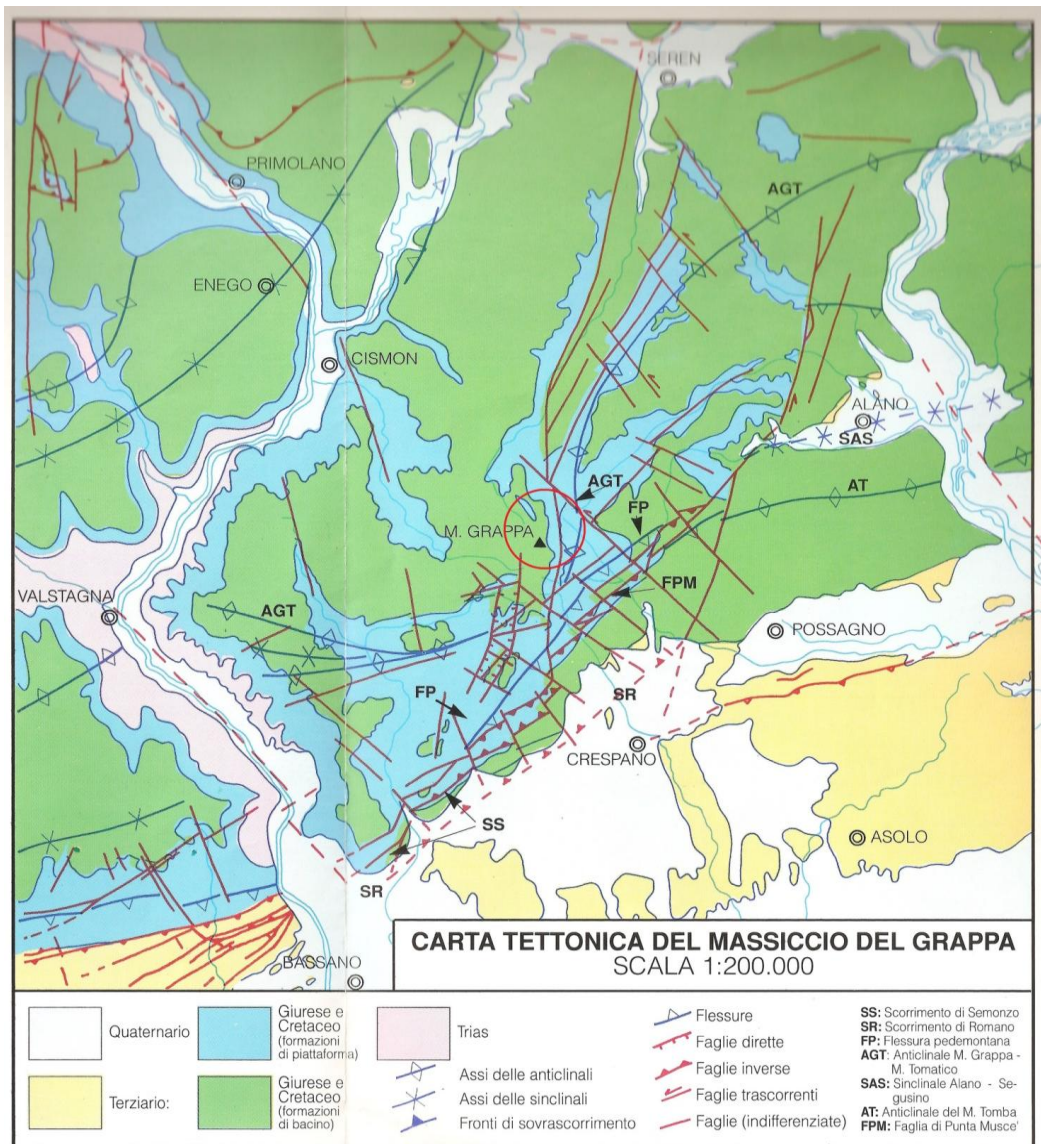


Figura 21: Schema strutturale del massiccio del Monte Grappa. Tratta da CARRARO F. (1989). Nel cerchio la posizione della stazione CGRP

La faglia più importante al fine di questo lavoro di tesi è quella che corre lungo il versante orientale di Cima Grappa, nota come "Faglia dell'Ardòsa", ha andamento nord-sud, è di tipo normale e ripete la sequenza sedimentaria aumentando lo spessore apparente dei Calcari Grigi; la sua azione è apprezzabile in *Figura 22* ed è stimabile in un rigetto di circa 250 m.

Carta Geologica e Sezione Geologica di Cima Grappa

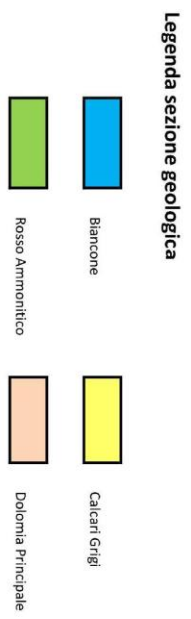
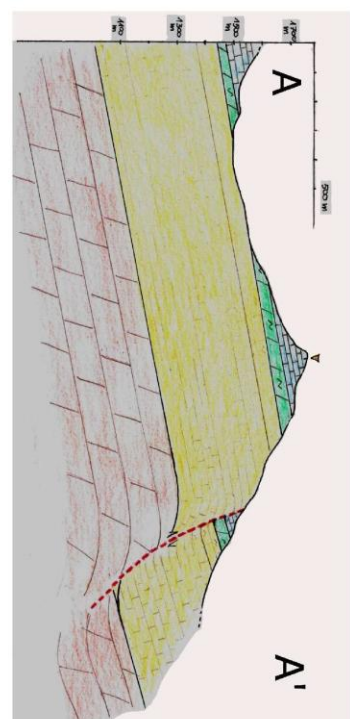
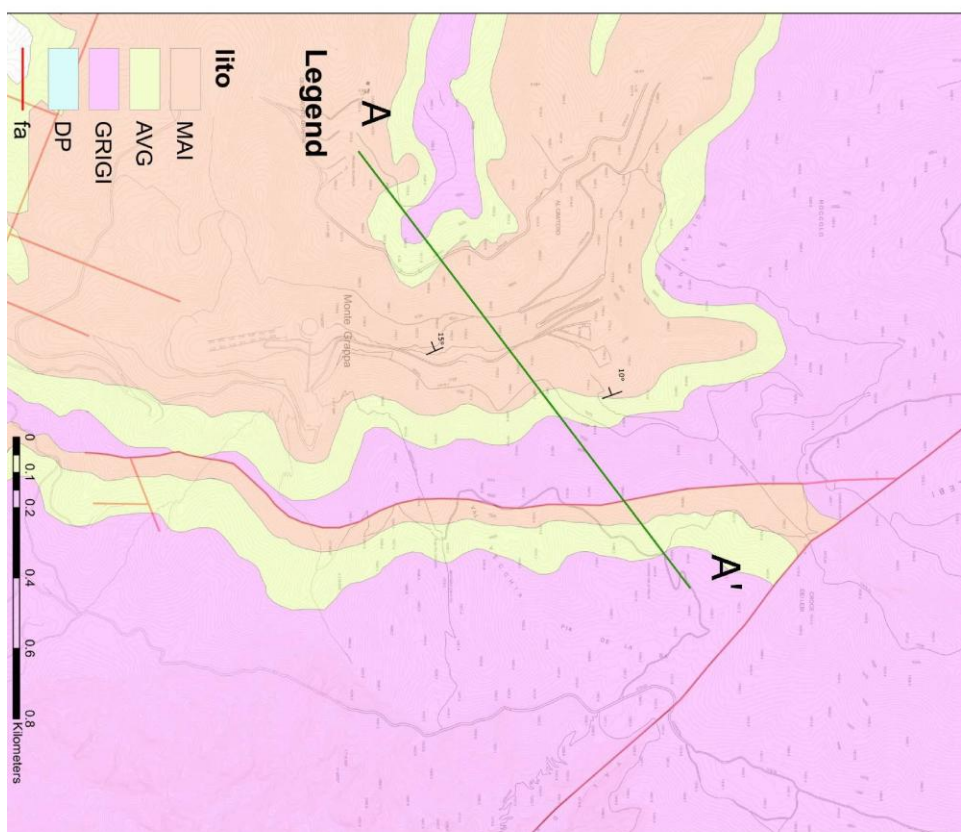


Figura 22: Carta geologica e sezione geologica dei dintorni di Cima Grappa.

4.3- ADRI

- *Inquadramento geografico*

La stazione ADRI è posizionata nella bassa pianura padana, in provincia di Rovigo, circa 3 km a sud ovest dell'abitato di Adria.

Le sue coordinate geografiche sono:

Latitudine 45° 2'16.08"N

Longitudine 12° 0'59.76"E

Si trova in una zona stretta tra le anse terminali del fiume Po, a sud e il Canal Bianco che passa per Adria meridionale, a nord.

La zona è ormai prossima alla costa adriatica ed è caratterizzata da un modestissimo gradiente idraulico, quindi molte zone sono tenute asciutte in modo artificiale tramite l'impiego di grandi impianti idrovori, uno di questi è l'"Idrovora Ca' Foscari".



Figura 23 Piazzale dell'idrovora Ca'Foscari (posta nell'edificio a destra), ADRI si trova sepolta nel prato di sinistra

ADRI è posta su di una colonnina di cemento interrata nel piazzale adiacente alla struttura dell'idrovora.

La stazione è attiva e fa parte della NI dal 26/01/2008, è attrezzata con un velocimetro SP.

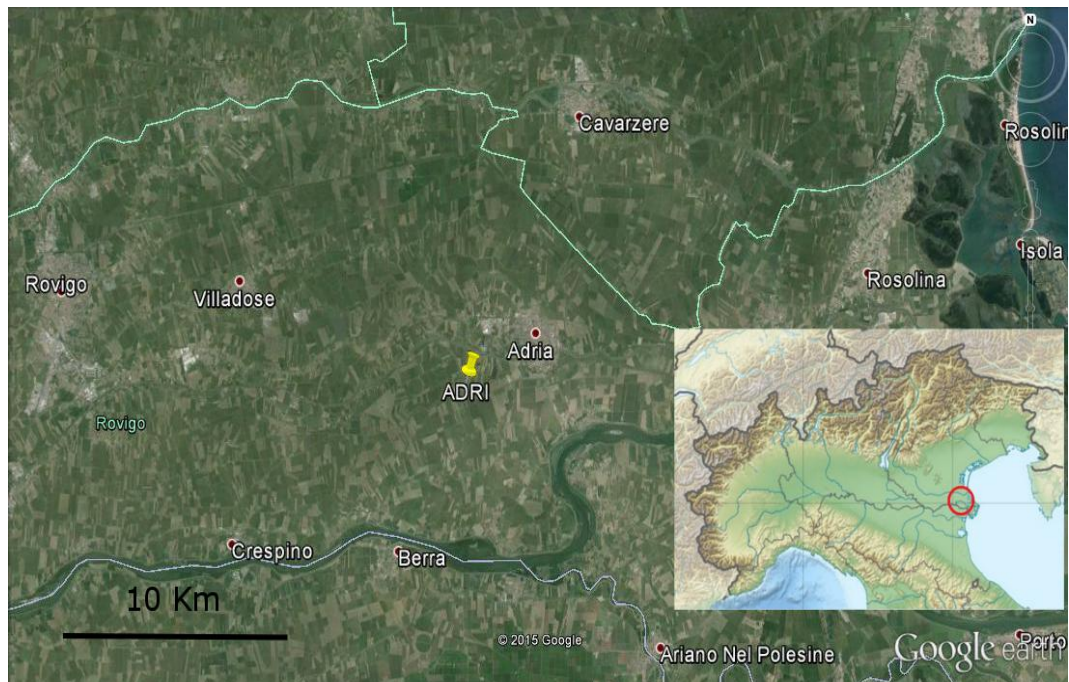


Figura 24: Immagine satellitare della pianura veneta meridionale con la stazione ADRI

- *Inquadramento geomorfologico*

La zona nell'intorno di Adria è rappresentativa della bassa pianura padana, si trovano forme caratteristiche come alvei sospesi, canali di rotta e zone di esondazione. L'azione dell'uomo è comunque molto sentita fin dall'epoca post-romana, i fiumi sono stati confinati in alvei più razionali o talvolta deviati, le aree più frequentemente soggette ad esondazioni o allo stazionamento dell'acqua sono state bonificate con impianti sempre più efficienti.

Il risultato è che ad oggi le zone umide stagnanti nella bassa pianura sono molto ristrette a beneficio dell'agricoltura.

L'apporto di sedimento nelle zone di pianura è ad opera dei fiumi, nell'area studiata si tratta principalmente del fiume Po e secondariamente dal fiume Adige.

Sembra infatti che in epoca preistorica e sicuramente romana l'Adige concorresse assieme al Po a formare i terreni di Adria. Ci sono infatti narrazioni di storici romani che descrivono la presenza in questa zona di paludi nelle quali si mescolavano le acque dei due fiumi.

L'andamento di molti principali fiumi del nord Italia è cambiato in modo radicale dopo il 598 d.C., anno di eccezionali precipitazioni. Tra questi l'Adige, che con la "Rotta della Cucca" ha deviato il suo corso non immettendosi più in Po prima di raggiungere il mare ma prediligendo lo sbocco autonomo nella Laguna Veneta.

L'unico modo affidabile per determinare la paternità dei sedimenti è lo studio di petrografia delle sabbie, in particolare le differenze tra Adige e Po sono nell'abbondanza di glaucofane, iperstene e anfiboli chiari nel sedimento del Po; e di orneblenda verde, augite e granuli di origine vulcanica della Piattaforma Porfirica Atesina in quello dell'Adige.

I terreni più superficiali che costituiscono la zona dell'intorno di Adria sono costituiti esclusivamente da esondazioni recenti del Po.

Questi depositi sono in prevalenza limi sabbiosi, mentre sono frequenti le sabbie fini, le argille o i limi argillosi, difficilmente lo stesso tipo di sedimento ha un'estesa continuità areale.

Secondo ZANETTI (1955) a sud di Adria, nell'area di interesse di questo lavoro di tesi, fino a poche centinaia di metri dall'argine del Po, il suolo tipico è di tipo limoso o limo-argilloso.

Per tutte le aree soggette in passato all'esondazione del Po sono presenti cordoni sabbiosi che rappresentano le zone dove la corrente del fiume era più impetuosa e zone di acquitrini dove si formavano livelli torbosi.

- *Inquadramento geologico-strutturale*

L'area studiata è caratterizzata da imponenti spessori di sedimenti di tipo alluvionale, secondo i pozzi profondi volti alla ricerca di idrocarburi effettuati dall'Agip nei dintorni di Adria sotto la stazione si stima uno spessore attorno a 1000 m prima di raggiungere gli orizzonti sedimentari litificati (marne).

Dal punto di vista tettonico la regione è unica nel suo genere e parecchio complessa: nel raggio di poche centinaia di chilometri si assiste alla subduzione della placca europea al di sotto di quella africana (Placca di Adria) e di quest'ultima sotto il blocco Sardo-Corso, rappresentante minore di quello europeo, (Figura 25).

La Pianura Padana costituisce quindi l'avanpaese neogenico-quadernario della catena appenninica settentrionale (nord-est vergente) e della catena alpina meridionale (sud vergente). Le falde delle due catene sovrascorrono i sedimenti più antichi della pianura inglobandoli (Figura 25)



Figura 25: Sezione geologica NE-SW delle alpi meridionali, della pianura veneto-friulana e degli Appennini settentrionali. Tratta da Castellarin et al. 2006

La zona di studio si trova in prossimità di alcuni *thrusts* appenninici, il cui fronte oggi è sotto il letto del fiume Po .

I terremoti recenti emiliani ed i sondaggi profondi documentano la situazione appena descritta. L'aspetto risultante di questi accavallamenti sepolti è quello dell'alternanza di valli e creste che sono stati osservati con le tecniche di prospezione sismica .

I sedimenti di riempimento del bacino sono di tipo alluvionale, hanno sempre avuto grande spazio di accomodamento grazie alla flessura della placca di Adria sotto il peso delle falde appenniniche che causano dei forti tassi di subsidenza soprattutto nelle zone più meridionali della pianura emiliana.

- *I dati di pozzo*

Dagli anni '50 Agip ha condotto indagini e pozzi alla ricerca di idrocarburi, i resoconti di alcuni di questi sono disponibili per la consultazione sul sito del Ministero dello Sviluppo Economico:

<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/pozzi>.

Alcuni pozzi Agip situati nella vicinanza della stazione ADRI sono stati consultati per cercare di comprendere meglio l'assetto del sottosuolo nei dintorni della stazione, si tratta dei pozzi:

Grignano Polesine, Villadose 1 e Villadose 4.

Sempre in quest'ottica sono state consultate le stratigrafie dei pozzi commissionati da privati depositate presso il comune con il fine della derivazione d'acqua.

Per la stazione Adria uno degli obiettivi è stato quello di produrre un profilo di Vs del sottosuolo, conoscere la stratigrafia dei dintorni della stazione avrebbe permesso l'assunzione di vincoli utili per l'inversione.

Come si vedrà nei capitoli successivi questo non è stato possibile a causa dell'elevata variabilità della situazione stratigrafica anche tra pozzi vicini e del

modo con cui i depositi sono stati classificati durante le operazioni di scavo (Figura 26).

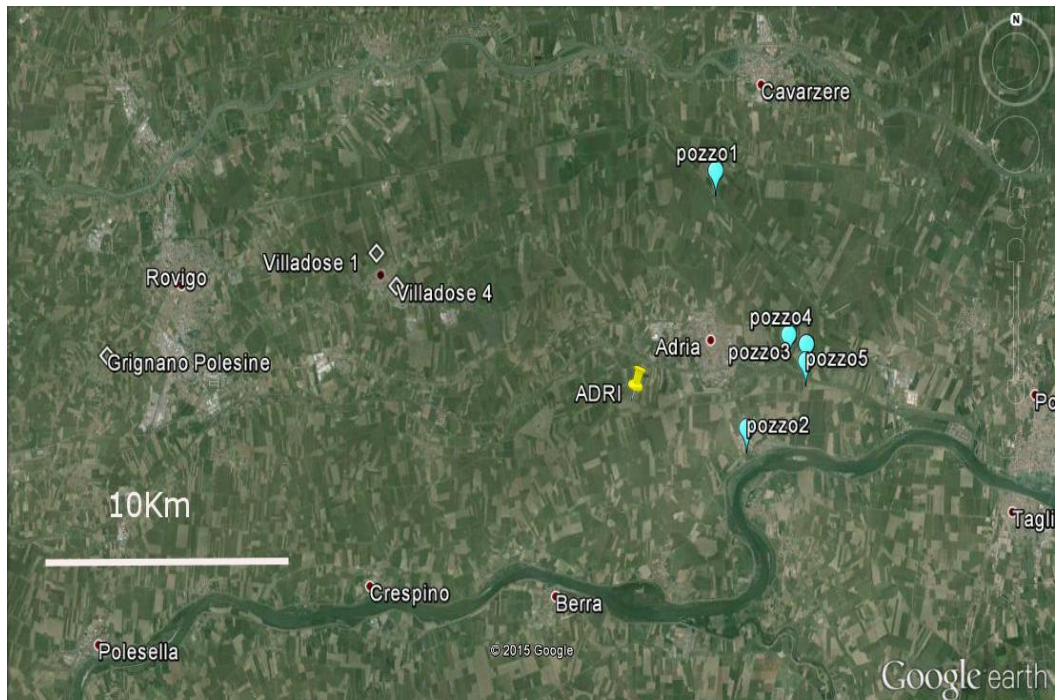


Figura 26: Posizione dei pozzi più vicini alla stazione ADRI. Tra loro presentano elevata variabilità

5- Analisi dei dati

L'analisi dei dati è la medesima per tutte le stazioni considerate.

In primo luogo si è valutata la rumorosità del sito tramite l'analisi di Peterson (Capitolo 5.1- Il test di Peterson). Successivamente si sono analizzate delle registrazioni di rumore sismico ambientale tramite estrazione di sismogrammi dalla banca dati del CRS. Per i siti ADRI e TEOL sono state fatte delle misure aggiuntive di rumore (HVSR) nei dintorni della stazione sismometrica durante un'uscita in data 21/04/2015. Il sito CGRP, a causa del perdurare della neve in quota, non è stato raggiunto per le misure HVSR, l'analisi del rumore ambientale è stata fatta comunque impiegando il velocimetro BB in dotazione alla stazione.

Per le analisi che coinvolgono dati di terremoti sono stati selezionati quattordici eventi.

La scelta è stata fatta in base alla data del sisma, compatibile con il funzionamento della singola stazione, la magnitudo, preferendo le maggiori registrate, e la distanza, favorendo gli eventi più energetici e più vicini.

Alcuni terremoti disponibili sono stati scartati poiché hanno fatto saturare le registrazioni essendo troppo intensi e vicini alle stazioni come nell'esempio di *Figura 27*.

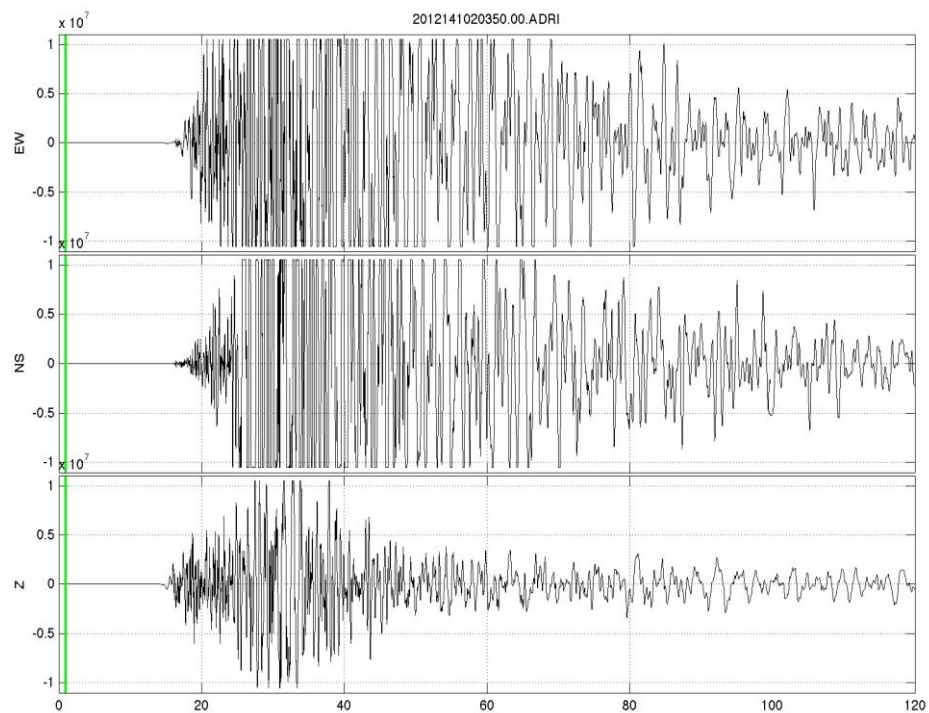


Figura 27: Esempio di un sismogramma saturato. Le componenti EW e NS non hanno potuto registrare la reale ampiezza del sisma. Registrazione del terremoto del 20-05-2012 magnitudo 5.9 appartenente alla sequenza emiliana registrato nella stazione ADRI tratta dal catalogo CRS.

Si è cercato di prendere in considerazione terremoti provenienti da tutti i punti cardinali rispetto alle stazioni, in modo da eliminare eventuali effetti di percorso sorgente-stazione. Non tutti i terremoti scelti sono stati registrati da tutte e tre le stazioni poiché o troppo deboli oppure troppo intensi.

In *Figura 28*, *Figura 29* e Tabella 3 sono riportati gli eventi utilizzati.

DATA	ORA	Latitudine	Longitudine	Magnitudo	Profondità	ADRI	CGRP	TEOL	Località	Nome sulla mappa
17-07-01	15:06:15	46.68	11.098	5.2	4.7		SI		Merano	epicentro11
14-02-02	3:18:02	46.426	13.1	4.9	11.2		SI		Sernio	epicentro12
12-07-04	13:04:06	46.305	13.64	5.1	8.2		SI	SI	Slovenia 1	epicentro8
24-11-04	22:59:40	45.685	10.602	5.1	8.9		SI	SI	Garda	epicentro7
24-04-05	18:34:00	45.564	14.289	4.5	8.1		SI	SI	Slovenia 2	epicentro 6
02-05-09	3:10:49	45.133	11.829	2.5	9.7	SI			Cento	epicentro 14
17-07-11	18:30:28	45.006	11.316	5	15	SI	SI	SI	Bassa Lombardia	epicentro1
25-01-12	8:06:37	44.871	10.51	4.9	27.4	SI	SI	SI	Parma	epicentro2
27-01-12	14:53:12	44.523	10.009	4.9		SI	SI	SI	Appennino centro sud	epicentro3
20-05-12	2:03:50	44.896	11.264	5.8	12.7		SI		Emilia 1	epicentro 4
29-05-12	7:00:02	44.842	11.066	5.6	14.7		SI		Emilia 2	epicentro 10
06-06-12	4:08:33	44.492	12.253	4.5	25.6	SI			Comacchio	epicentro15
22-04-14	8:58:27	45.652	14.24	4.7	16.8		SI		Slovenia 3	epicentro5
05-05-14	22:13:05	44.886	11.769	2.6	14.7	SI			Tamara	epicentro 13

Tabella 3: Tabella dei terremoti utilizzati per la caratterizzazione degli effetti di sito per le stazioni, ADRI, CGPR e TEOL.

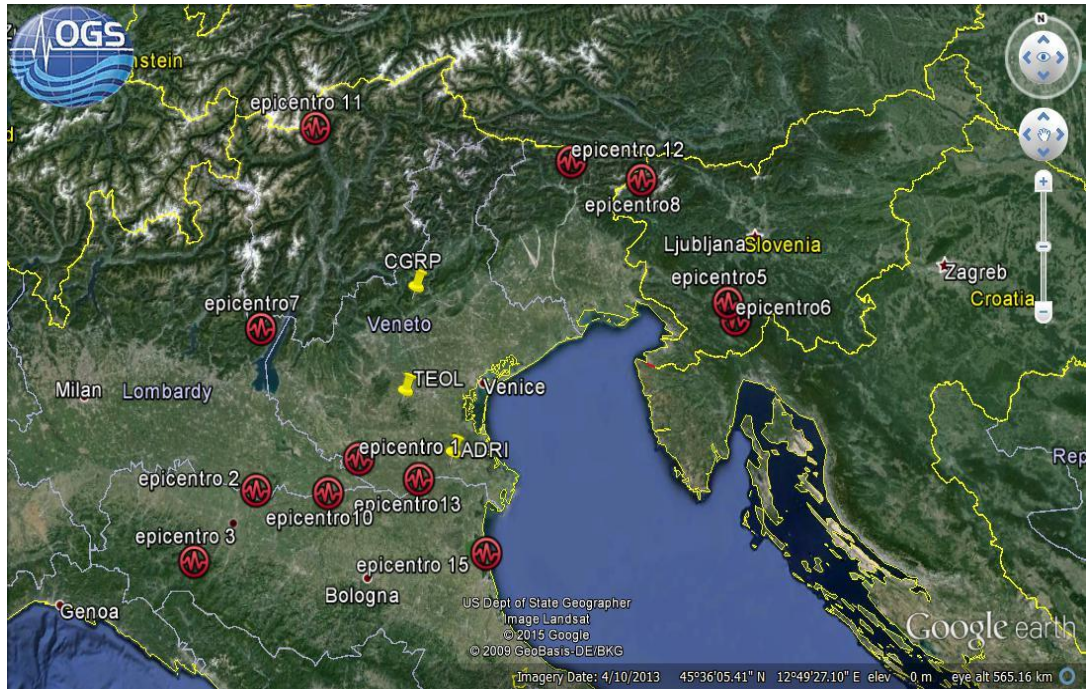


Figura 28: Epicentri di parte dei terremoti utilizzati per l'elaborazione H/V con tecnica EHV e posizione delle stazioni ADRI, TEOL e CGRP.



Figura 29: Ingrandimento della pianura veneto- friulana con posizione di parte degli epicentri utilizzati nelle analisi EHV

5.1- Il test di Peterson

Il test di Peterson consiste nel verificare se il rumore sismico di fondo registrato dalla stazione rientra in determinati limiti, detti appunto di Peterson (Peterson, 1993). L'importanza di questa verifica determina la capacità di detenzione di una stazione: minore è il rumore di fondo, più bassa sarà la magnitudo dei terremoti registrabili a quella stazione.

I limiti di Peterson sono stati determinati in modo empirico osservando in modo non statistico numerose registrazioni di 75 stazioni appartenenti a 8 reti di monitoraggio. Si è voluto prendere in considerazione il rumore più basso misurato per la componente verticale raccolto dalle stazioni per un massimo di 9.48 giorni asportando le registrazioni di terremoti e altre devianze.

Il test è stato svolto per tutte e tre le stazioni analizzate. Sono state estratte quattro finestre temporali di rumore ambientale prive di eventi sismici, sia locali che regionali, in diverse stagioni e momenti della giornata: due registrazioni diurne, una invernale ed una estiva, due notturne, anche queste prese una d'estate ed una in inverno. In questo modo si possono apprezzare le variazioni stagionali, soprattutto alle basse frequenze, legate alle tempeste oceaniche, che fanno aumentare il livello di rumore durante la stagione fredda.

In *Figura 30*, le tre componenti del moto del suolo per le tre stazioni in esame sono rappresentate insieme. La stazione ADRI è dotata di un sensore che registra nell'intervallo di frequenza 1-80 Hz (SB), mentre le stazioni CGRP e TEOL hanno un sensore molto più sensibile, che va da 0.005 a 30 Hz(BB). Queste differenze sono apprezzabili per frequenze inferiori a 1Hz, dove esiste un chiaro scostamento stagionale. A queste frequenze le registrazioni invernali sono più rumorose di quelle estive in entrambi i due siti, e questo è dovuto al fatto che d'inverno le tempeste oceaniche sono molto più frequenti che durante l'estate.

Alle altre frequenze invece, le registrazioni estive diurne sono le più rumorose, questo perché sono legate all'attività umana che aumenta di giorno con la bella stagione.

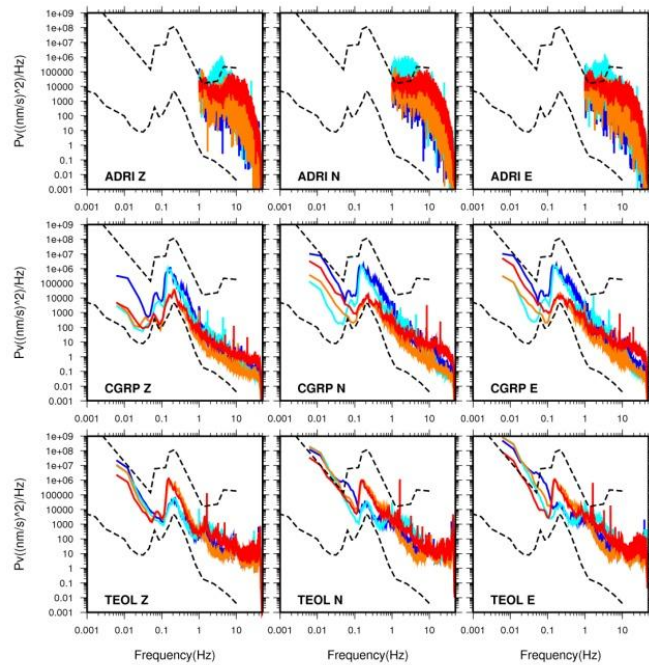


Figura 30: Test di Peterson per le stazioni di Adria (ADRI), Cima Grappa (CGRP) e Teolo (TEOL). Sono raffigurati gli spettri delle registrazioni per le tre direzioni spaziali per tutte le stazioni: moto verticale (Z), moto orizzontale con polarità nord-sud (N) e moto orizzontale con polarità est-ovest (E). Le linee hanno colori diversi a seconda della registrazione: inverno notte (blu), inverno giorno (azzurro), estate notte (arancione), estate giorno (rosso).

In generale, i tre siti mostrano livelli di rumore molto contenuti. ADRI, risulta la più disturbata, ma essendo in pianura, il livello di rumore è tutto sommato buono. Si noti che le stazioni di Cima Grappa e Teolo avendo a disposizione sismometri BB riescono a campionare frequenze più basse rispetto ad Adria che è dotata di velocimetro SP.

5.2- Rumore Sismico Ambientale

Dopo aver verificato che le stazioni registrano secondo i canoni della sismologia, avendo una soglia di rumore accettabile entro i limiti di Peterson, l'analisi alla ricerca degli effetti di sito è proseguita tramite l'analisi del rumore ambientale registrato dalle stazioni e quello raccolto nella campagna di misurazione del 21/04/2015 presso le stazioni di Adria e di Teolo.

- *Rumore ambientale ai tre siti di misura*

Le finestre di dato utilizzate per le analisi di Peterson, sono state elaborate anche con la tecnica dei rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e verticale del moto del terreno.

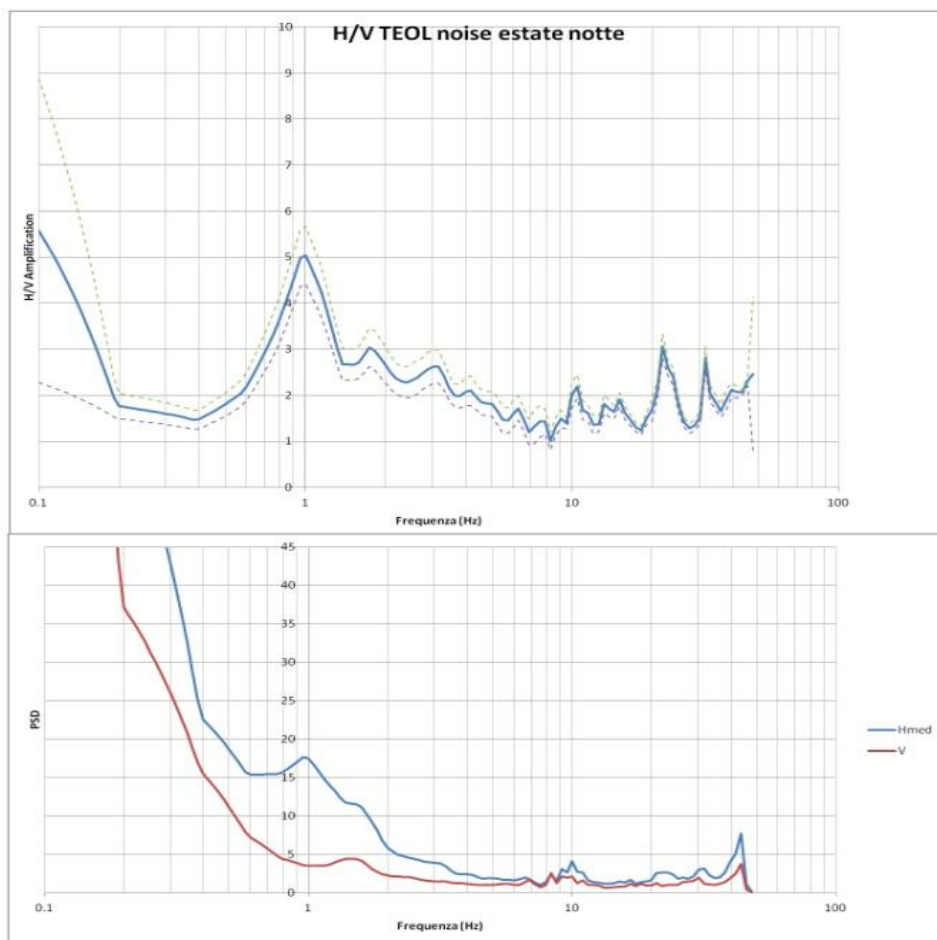


Figura 31: Esempio del rapporto H/V risultante dai sismogrammi del rumore sismico ambientale (grafico in alto). Singole componenti: H e V dell'evento (grafico in basso).

I rapporti spettrali sono stati ottenuti tramite il programma MatLab®.

Dopo aver verificato che il dato estratto non contenesse eventi sismici, né locali né regionali, si è operato sul segnale tramite la Trasformata di Fourier, trasformando il segnale acquisito in frequenze.

Alla Trasformata di Fourier è seguito il rapporto tra la media delle componenti orizzontali e la componente verticale del moto (*Figura 31*).

L'analisi dei risultati ha seguito le linee guida del Progetto SESAME (SESAME 2004), che aveva l'obiettivo di unificare la sequenza di elaborazione del dato e fornire una chiave di interpretazione dei risultati. I picchi del rapporto H/V tra le componenti orizzontali e verticale possono essere di varia natura, e non corrispondere sempre a una discontinuità stratigrafica. Molto spesso, i picchi di forma molto acuta, con massimi per tutte e tre le componenti, sono artefatti e la maggior parte delle volte sono attribuibili ad attività antropiche o vibrazioni delle strutture (torri, pali, edifici in cemento armato), molto vicini al sensore.

Per questa ragione gli artefatti non devono essere presi in considerazione nella ricerca degli effetti di sito, poiché non sono dovuti ad effetti stratigrafici o morfologici.

Le analisi sul dataset selezionato per le stazioni di ADRI, TEOL e CGRP hanno evidenziato andamenti analoghi per tutte le finestre di dato osservato. I picchi più significativi per la loro ampiezza sono stati raccolti in

Tabella 4,

Tabella 5 e Tabella 6.

Le tabelle mostrano le frequenze ai picchi più significativi partendo da quello con ampiezza maggiore al minore con le frequenze caratteristiche. Si noti come non sempre i picchi di ampiezza massima si presentino alle stesse frequenze nelle varie stagioni. I colori diversi servono per indicare i picchi con frequenze simili, è possibile apprezzare che durante l'anno le frequenze di picco restano quasi sempre le stesse.

<u>Stazione e periodo di misura</u>	<u>1° picco</u>	<u>2° picco</u>	<u>3° picco</u>
CGRP rumore inverno giorno	1 Hz	2.2 Hz	7 Hz
CGRP rumore inverno estate	1 Hz	2.8 Hz	-
CGRP rumore estate notte	0.7 Hz	1.5 Hz	2.6 Hz
CGRP rumore estate giorno	0.7 Hz	1.4 Hz	2.8 Hz

Tabella 4: Frequenze alle quali si presentano i picchi H/V principali per la stazione CGRP nei vari momenti dell'anno.

<u>Stazione e periodo di misura</u>	<u>1° picco</u>	<u>2° picco</u>	<u>3° picco</u>
TEOL rumore inverno giorno	0.9 Hz	1.8 Hz	3.2 Hz
TEOL rumore inverno notte	0.9 Hz	2 Hz	3 Hz
TEOL rumore estate giorno	1 Hz	2.5 Hz	3 Hz
TEOL rumore estate notte	1 Hz	1.8 Hz	3.1 Hz

Tabella 5: Frequenze alle quali si presentano i picchi H/V principali per la stazione TEOL nei vari momenti dell'anno.

<u>Stazione e periodo di misura</u>	<u>1° picco</u>	<u>2° picco</u>	<u>3° picco</u>	<u>4° picco</u>
ADRI rumore inverno giorno	1.3 Hz	3 Hz	6 Hz	-
ADRI rumore inverno notte	0.6 Hz	1.4 Hz	2.2 Hz	3 Hz
ADRI rumore estate notte	1.3 Hz	2.2 Hz	5.5 Hz	-
ADRI rumore estate giorno	0.4 Hz	1.3 Hz	2.2 Hz	3 Hz

Tabella 6: Frequenze alle quali si presentano i picchi H/V principali per la stazione ADRI nei vari momenti dell'anno.

Per CGRP e TEOL le frequenze di picco, oltre a rimanere circa invariate durante l'anno, conservano anche l'ordine di ampiezza. La stazione ADRI invece presenta dei picchi meno definiti e stabili piuttosto ciò a causa della zona più soggetta all'attività antropica. Tuttavia, benché le intensità varino, le frequenze sollecitate sono sempre circa le stesse.

- *Analisi del rumore ambientale acquisito nei dintorni delle stazioni ADRI e TEOL (HVSR)*

Per ADRI e TEOL sono state acquisite ulteriori misure di rumore sismico ambientale nei dintorni delle singole stazioni per valutare se le condizioni osservate al sito sono stabili o meno, e ricercare eventuali fenomeni connessi con situazioni geologiche 2D o 3D non riscontrabili da misure puntuali in un unico sito.

Il rilevamento si è svolto in data 21/04/2015 con l'attrezzatura fornita dal CRS. La strumentazione era composta da un sensore velocimetrico a tre componenti (Lennartz 3DLite), da un digitalizzatore a 24 bit (RefTel 130), un sistema GPS per la sincronizzazione del tempo, il tutto alimentato da una batteria esterna.

Ogni misura ha avuto una durata minima di 20 minuti, in modo da poter disporre di un campione significativo del rumore ambientale presente nel terreno e campionare con efficacia anche le frequenze più basse.

Per la stazione TEOL in *Figura 32* sono riportate le posizioni delle misure, mentre in *Figura 33* si possono osservare i grafici H/V con il riferimento del rumore registrato dalla stazione TEOL.

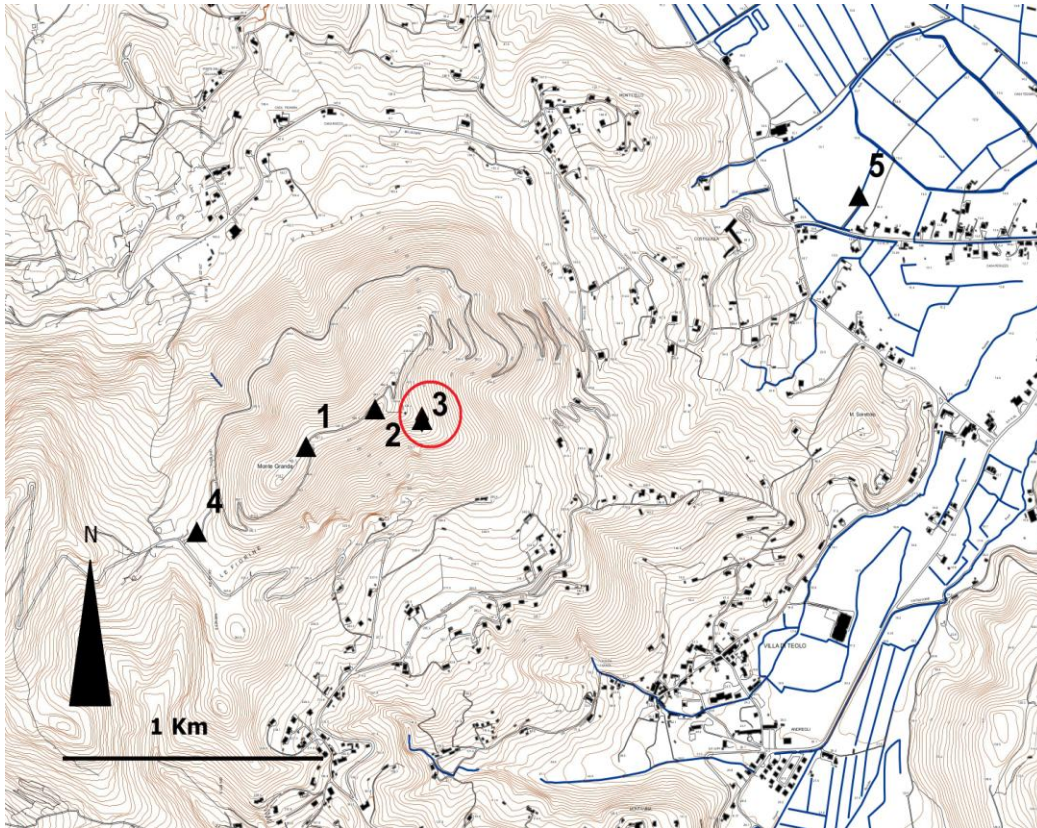


Figura 32: Carta topografica con la posizione delle misure di rumore nei dintorni della stazione TEOL. I numeri indicano i punti di misura. In rosso è cerchiata la posizione della stazione.

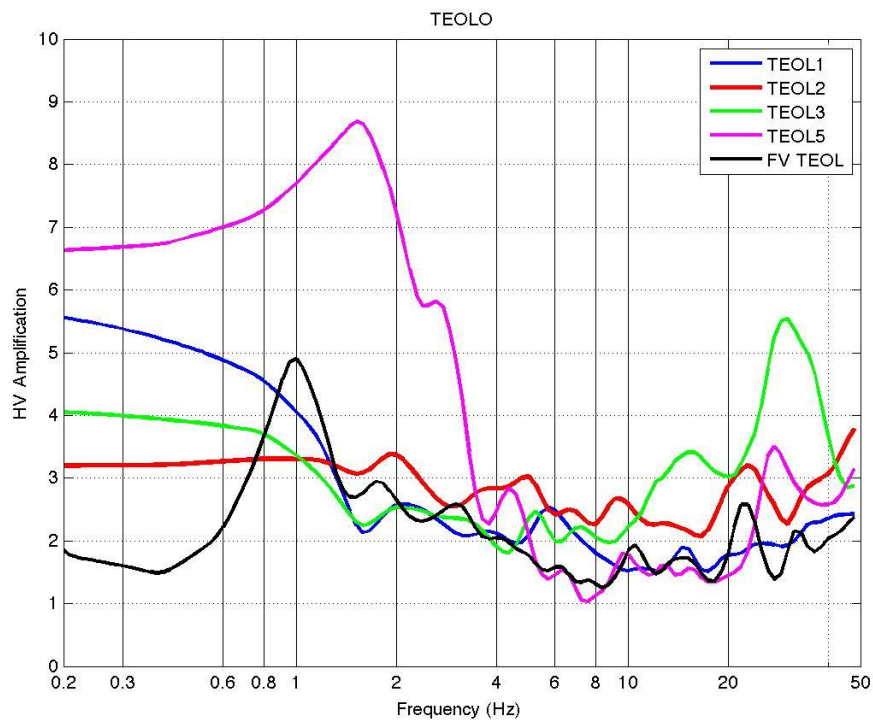


Figura 33: Rapporti H/V ottenuti dalle misure di tipo HVSR acquisite nei dintorni della stazione di TEOL. In nero il dato di rumore ambientale del sensore della stazione.

Sebbene non ci sia la coincidenza tra le osservazioni fatte, le misure presentano molti punti di buona correlazione tra loro. Il sito TEOL presenta un netto picco a 1Hz, non osservabile negli altri punti di misura, perché il vento presente durante l'acquisizione ha sicuramente mascherato le registrazioni per le frequenze minori di 2 Hz (cfr manuale SESAME, 2004). A frequenze superiori (2-20 Hz), invece, le quattro misure ricalcano a tratti quanto osservabile al sito, confermando nel complesso la stabilità del comportamento sismico dell'area ospitante la stazione TEOL. L'amplificazione osservabile a circa 22-25 Hz è fortemente legata alla direzione di provenienza del rumore, quindi interpretabile come un disturbo antropico (Esempio in *Figura 34*).

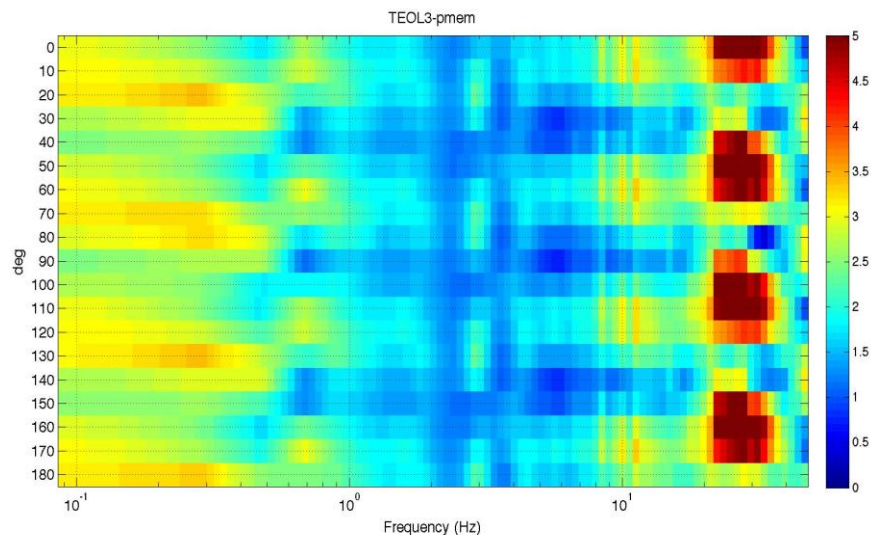


Figura 34: Esempio di H/V direzionale, dove è possibile vedere l'amplificazione oltre i 20 Hz, che dipende fortemente dalla direzione.

La registrazione TEOL 5, essendo presa ai piedi del massiccio ma in campo aperto e su modesta copertura sedimentaria è probabile che riporti un qualche effetto di natura stratigrafica.

Per la stazione ADRI i punti di misura sono riportati in

ed i rapporti H/V nel grafico di **Errore**. **L'origine riferimento non è stata trovata.**

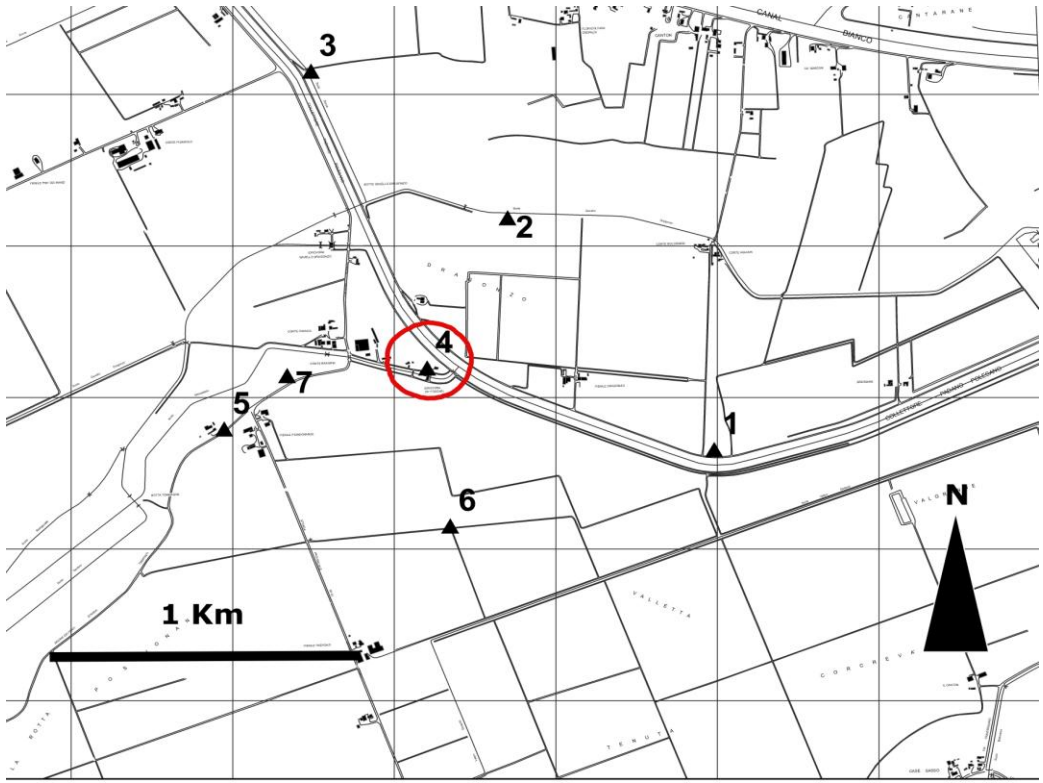


Figura 35: Punti di misura HVSR nei dintorni della stazione ADRI. Nel cerchio rosso la posizione della stazione

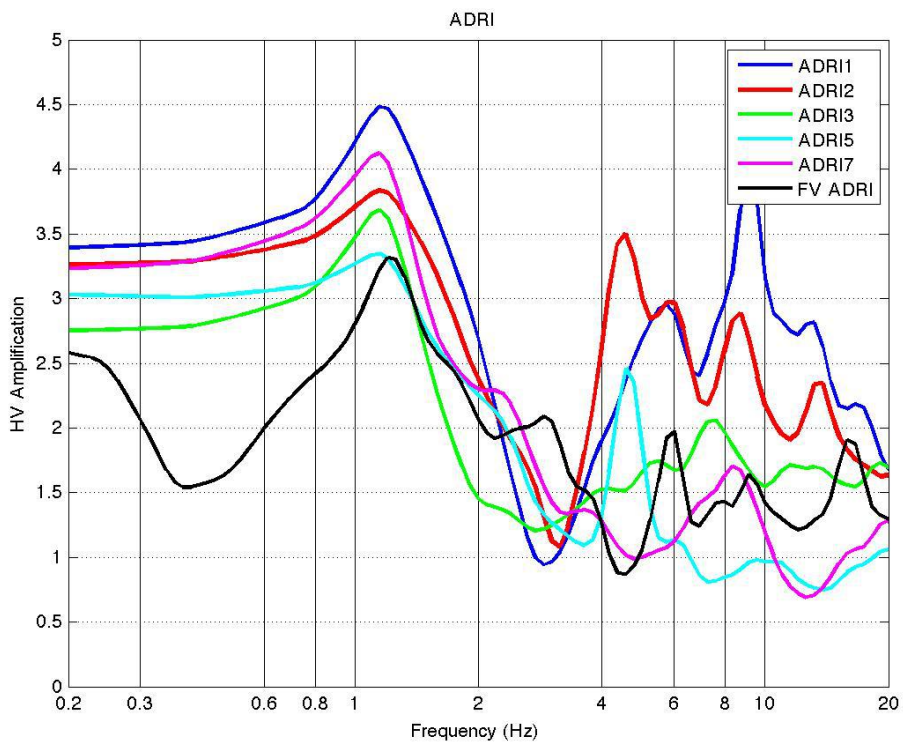


Figura 36: Risultati per le varie misure HVSR, nel diagramma è stato plottato anche il rumore ambientale registrato dalla stazione ADRI, i punti di misura sono mostrati in Figura 35.

La *Figura 36* mostra due situazioni diverse: a basse frequenze tutte le misure sembrano concordi nel mostrare un picco a 1.3-1.5 Hz, mentre per le alte frequenze i risultati sono meno univoci.

Considerando che le condizioni ambientali sono variate nel corso della campagna di misura (vento a raffiche), che hanno amplificato le frequenze più basse, è possibile considerare il sottosuolo nei dintorni della stazione grossomodo omogeneo, soprattutto per quanto riguarda la situazione più profonda, che ha influenzato il picco a 1.3-1.5 Hz. Tale amplificazione compare in modo netto in tutte le misure di rumore ambientale, ed è quindi interpretabile come una discontinuità stratigrafica.

Più in superficie invece (frequenze più alte) sembra dominare una condizione di forte alternanza di sedimenti privi di elevata continuità laterale (*Figura 37*).



Figura 37: Esempio dell'ambiente dei dintorni di Adria. Il sottosuolo è con buona approssimazione piano parallelo ma non si può assicurare la continuità laterale degli strati poiché gli unici meccanismi di deposizione di queste zone possono essere di tipo fluviale.

L'osservazione più importante che può essere fatta sulle stazioni utilizzando il rumore ambientale è che quelle poggianti sul bedrock come CGRP e TEOL, e ritenute a priori più affidabili rispetto a quelle poggianti su sedimento sciolto, come ADRI, non presentano un rapporto H/V piatto come ci si attenderebbe, ma amplificano determinate frequenze che evidenziano come il campo d'onda incidente sulla stazione non sia omogeneo nelle tre direzioni dello spazio, ma presenta variazioni tra le componenti orizzontali e la componente verticale.

5.3- Receiver Function (EHV)

Dopo le analisi dei microtremori si è passati all'analisi EHV, questa tecnica come già visto nel capitolo "3.1 – Analisi di terremoti", utilizza il segnale sismico dei terremoti e nelle condizioni ideali permette di ritrovare con buona precisione le frequenze di risonanza del terreno.

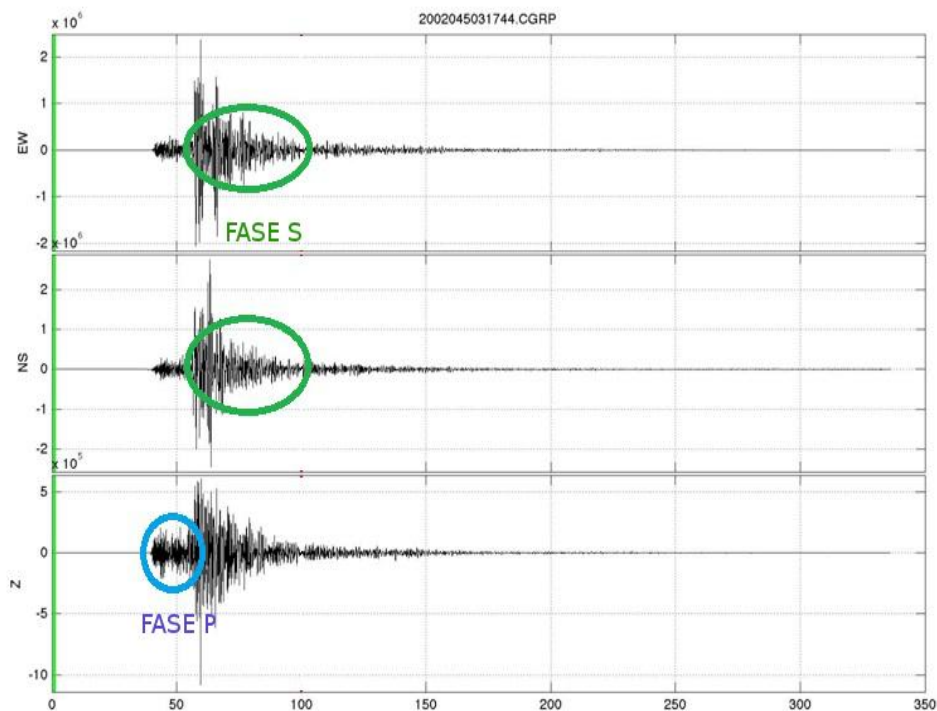


Figura 38: Sismogramma del terremoto con epicentro a Sernio del 2002 registrato dalla stazione CGRP. Nell'ultima riga, la registrazione corrispondente al moto verticale, si può notare l'arrivo dell'onda P che apre la registrazione. Nelle prime due righe, corrispondenti al moto orizzontale, è ben apprezzabile l'inizio della fase S, corrispondente alle maggiori escursioni del sismogramma.

Gli eventi presi in considerazione provengono dalla banca dati del CRS e sono tutte di buona qualità: il segnale è ben distinguibile dal rumore ambientale e gli eventi non sono sufficientemente energetici da saturare la registrazione, si veda la *Figura 38* come esempio dimostrativo.

I sismogrammi scelti sono stati elaborati tramite il codice di calcolo MatLab®, per la trasformazione nel dominio della frequenza con la Trasformata di Fourier e per il rapporto tra le due componenti (H/V).

Per quanto riguarda i rapporti spettrali si è voluto utilizzare fasi diverse del segnale, in particolare si è analizzato separatamente l'intero segnale del terremoto, la sola fase P e la sola fase S.

La *Figura 39* si riferisce alla registrazione del terremoto del Monte Sernio (Friuli) del febbraio 2002, di magnitudo 4.9, è utilizzata come esempio per mostrare come ogni terremoto è stato processato in questo tipo di analisi.

I rapporti ottenuti per lo stesso sisma, e per fasi diverse, sono stati successivamente confrontati per individuare eventuali discordanze o analogie.

Come si può notare dalla *Figura 39* vi è una vistosa differenza per quanto riguarda l'elaborazione della sola fase P rispetto a quelle dell'intera registrazione e quello della fase S.

Queste differenze sono attribuibili sia alla lunghezza del dato considerato, sia al tipo di onda utilizzata. La finestra temporale della fase P è molto più piccola della fase S, che invece domina l'intero sismogramma. Inoltre i risultati per le onde S, che essendo onde di taglio, sono dominanti nel rumore sismico ambientale, sono molto simili a quelli ottenuti con i dati di microtremore.

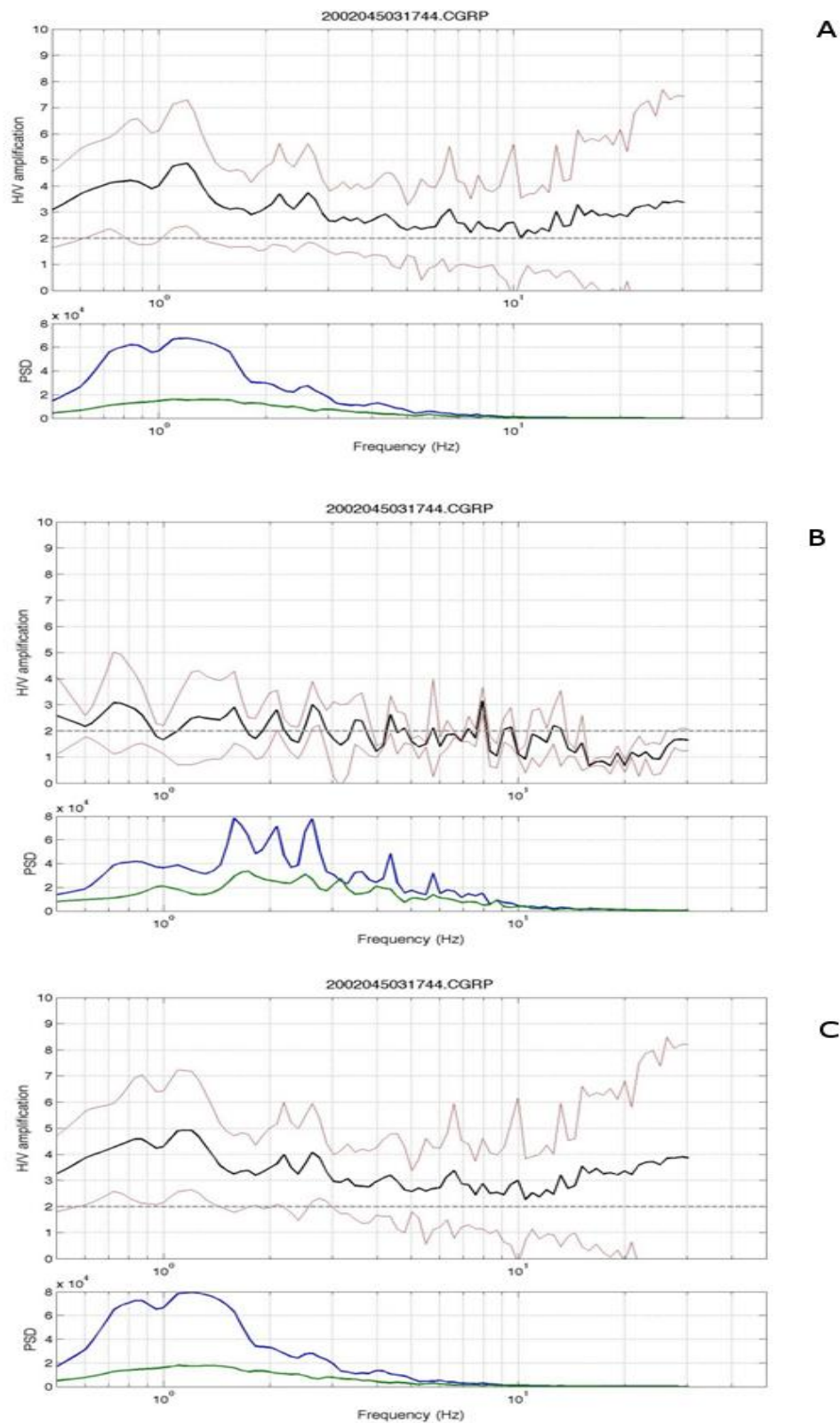


Figura 39: Rapporti spettrali EHV per la stazione CGRP. Il terremoto analizzato è il terremoto del Monte Sernio in Friuli del 2002, di magnitudo 4.9. I tre grafici sono riferiti a: rapporto spettrale dell'intero segnale (A), rapporto spettrale della sola fase P (B) e rapporto spettrale della sola fase S (C). In verde è raffigurato lo spettro per la componente verticale, in blu per quella orizzontale.

- *Stazione CGRP*

La stazione del Monte Grappa è stata installata nel 2001, e quindi sono disponibili molte registrazioni di eventi importanti (*Tabella 7*).

DATA	ORA	Lat	Long	Magn	Profondità	Località	Nome sulla mappa
17-07-01	15:06	46.68	11.098	5.2	4.7	Merano	epicentro11
14-02-02	3:18	46.426	13.1	4.9	11.2	Monte Sernio	epicentro12
12-07-04	13:04	46.305	13.64	5.1	8.2	Slovenia 1	epicentro8
24-11-04	22:59	45.685	10.602	5.1	8.9	Garda	epicentro7
24-04-05	18:34	45.564	14.289	4.5	8.1	Slovenia 2	epicentro 6
17-07-11	18:30	45.006	11.316	5	15	Bassa Lombardia	epicentro1
25-01-12	8:06	44.871	10.51	4.9	27.4	Parma	epicentro2
27-01-12	14:53	44.523	10.009	4.9	-	Appennino centro-settentrionale	epicentro3
20-05-12	2:03	44.896	11.264	5.8	12.7	Emilia 1	epicentro 4
22-04-14	8:58	45.652	14.24	4.7	16.8	Slovenia 3	epicentro5

Tabella 7: Eventi selezionati per la stazione CGRP

In *Figura 40* si possono vedere i rapporti H/V di tutti i terremoti analizzati per la stazione CGRP. Quello che emerge, è che non esiste una specifica frequenza di amplificazione attribuibile al sito, perché terremoti con magnitudo, distanza e provenienza diverse, si comportano in modo diverso.

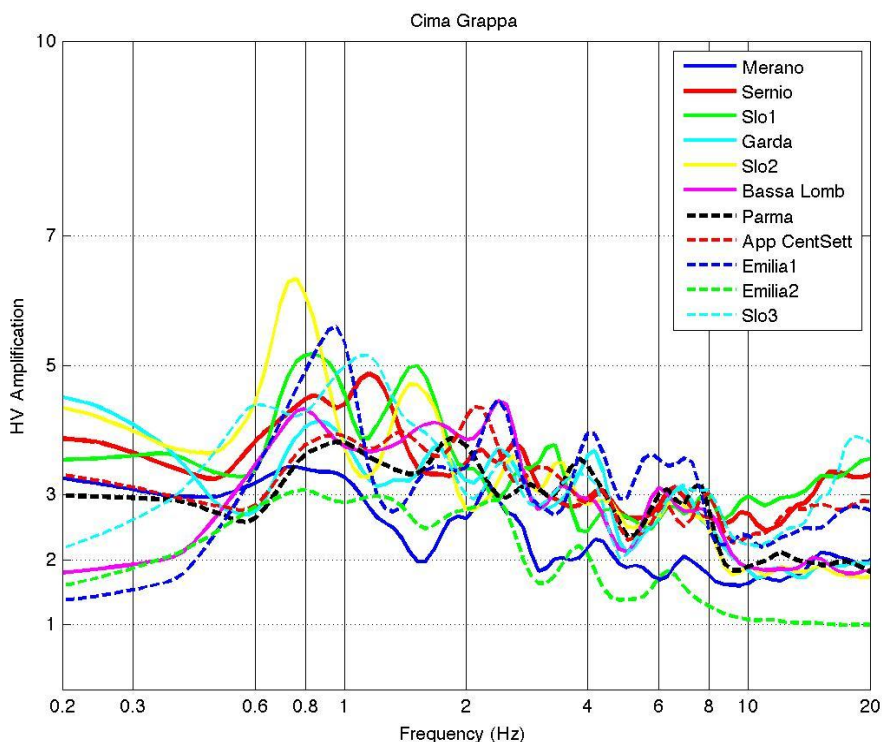


Figura 40: Rapporti H/V per i terremoti della stazione CGRP

Rappresentando i terremoti in un diagramma a rosa, dove si individuano la distanza e la direzione di provenienza dei singoli eventi (Figura 41), essi possono essere raggruppati in due famiglie in base alla loro provenienza, una con direzione prevalente est, e una con prevalenza sud-ovest. Due eventi, il terremoto di Merano (17/07/2001) e del Garda (24/11/2004), si discostano da queste due direzioni, giungendo alla stazione CGRP da nord-ovest e ovest, rispettivamente.

Considerando i rapporti H/V all'interno di queste classi, è possibile stabilire se le amplificazioni che si osservano sono dovute alla direzione di provenienza del terremoto o meno (Figura 42).

La maggiore amplificazione osservata al sito CGRP è quella a 0.8 Hz, che per gli eventi provenienti da est è massima nella direzione 45-135°N, mentre per gli eventi di sud-ovest l'amplificazione maggiore si ha a frequenze più alte (1.2-1.6 Hz) nella direzione 0-90°N. Il terremoto del Garda, provenendo da ovest ha un comportamento più simile agli eventi di sud-ovest, mentre per il terremoto di

Merano questo tipo di analisi non sono state eseguite perché la componente E-W dello strumento non era funzionante.

Le analisi azimutali dei terremoti sono state confrontate coi dati del rumore sismico ambientale e i risultati sono discussi nel capitolo della “5.5- Polarizzazione del rumore”.

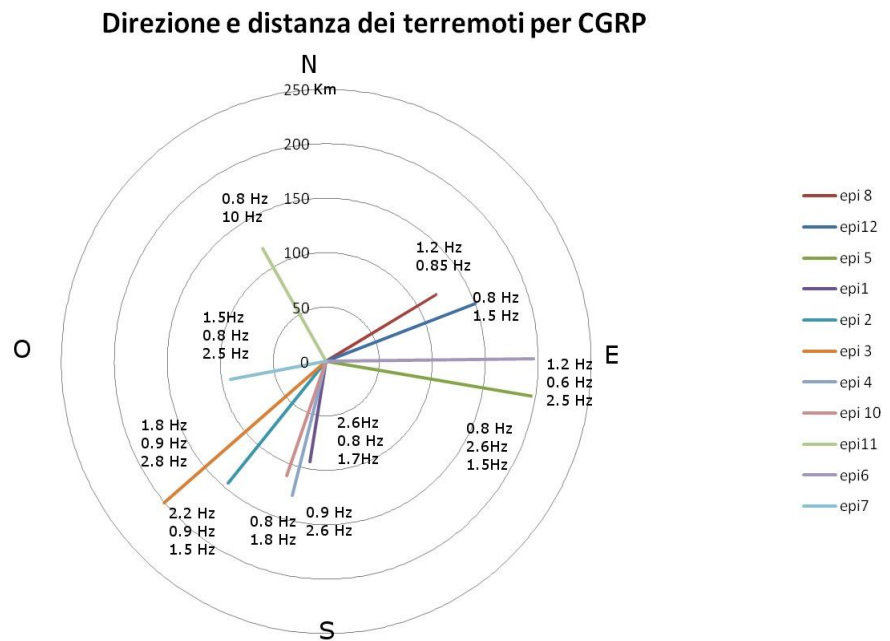


Figura 41: Diagramma a rosa dei terremoti presi in considerazione per la stazione CGRP, le frequenze riportate per ogni terremoto rappresentano i picchi maggiori osservati dai rapporti H/V con tecnica EHV.

Direzione e distanza dei terremoti per CGRP

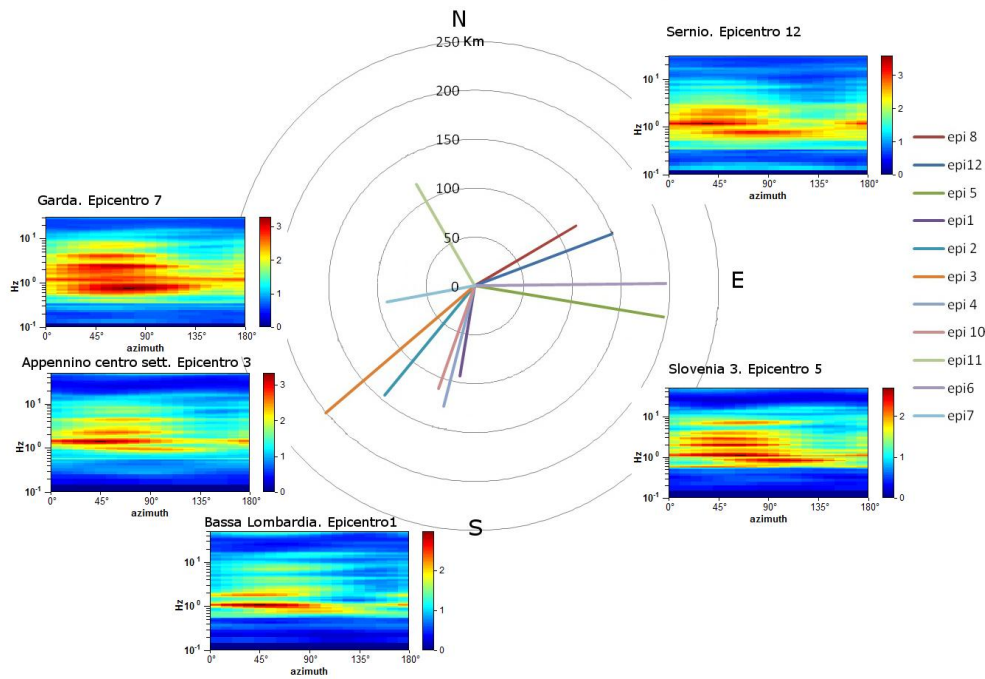


Figura 42: Diagramma a rosa e diagrammi azimutali per i terremoti provenienti da direzioni significative per CGRP. Tutti i terremoti enfatizzano il moto nelle stesse direzioni, quelli da ovest e sudovest prediligono la direzione 45°N.

- *Stazione TEOL*

I terremoti scelti per la stazione TEOL sono riportati in *Tabella 8*

DATA	ORA	Lat	Long	Magn	Profondità	Località	Nome sulla mappa
12-07-04	13:04	46.305	13.64	5.1	8.2	Slovenia 1	epicentro8
24-11-04	22:59	45.685	10.602	5.1	8.9	Garda	epicentro7
24-04-05	18:34	45.564	14.289	4.5	8.1	Slovenia 2	epicentro 6
17-07-11	18:30	45.006	11.316	5	15	Bassa Lombardia	epicentro1
25-01-12	08:06	44.871	10.51	4.9	27.4	Parma	epicentro2
27-01-12	14:53.	44.523	10.009	4.9	-	Appennino centro sett	epicentro3

Tabella 8: terremoti selezionati per la stazione TEOL

Anche la stazione TEOL, benché sia installata su un suolo rigido, non presenta un andamento piatto del rapporto H/V, ma come per i dati di rumore ambientale, anche le analisi dei terremoti mostrano una marcata amplificazione nell'intervallo di frequenza 0.8-1 Hz (*Figura 43*).

L'analisi delle direzioni di provenienza degli eventi (*Figura 44*) evidenziano che i terremoti considerati, nonostante provengano da direzioni opposte (NE e SW), di fatto giungono alla stazione TEOL nel medesimo modo. Anche il terremoto del Garda (24/11/2004), proveniente da NW, amplificando la frequenza di 0.8Hz, mostra come questa frequenza sia quella che caratterizza questo sito.

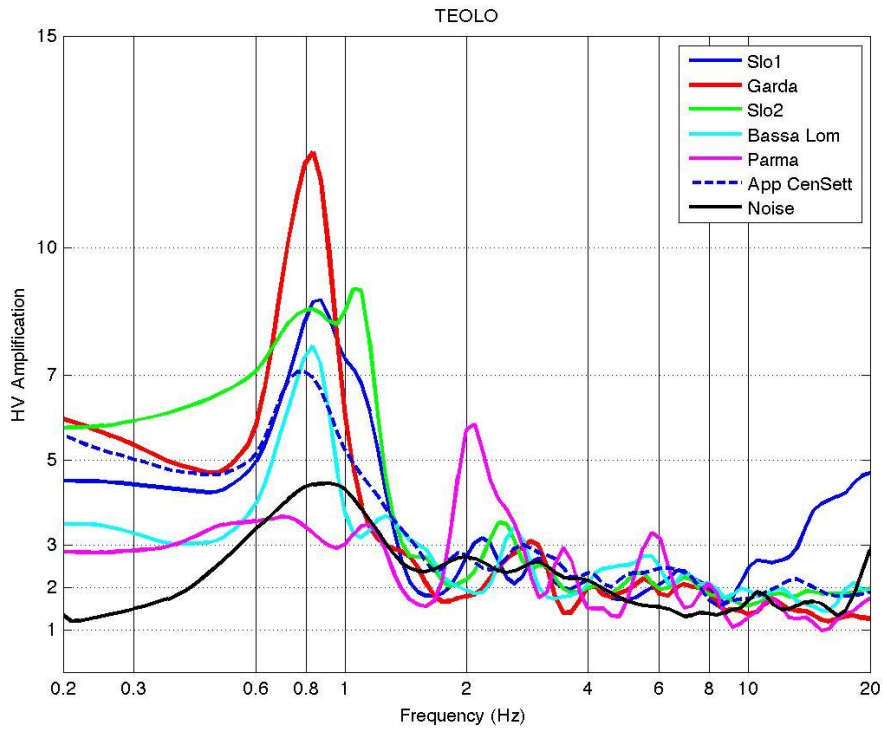


Figura 43: spettro delle registrazioni di terremoti per la stazione TEOL, in nero il rumore ambientale utilizzato come riferimento

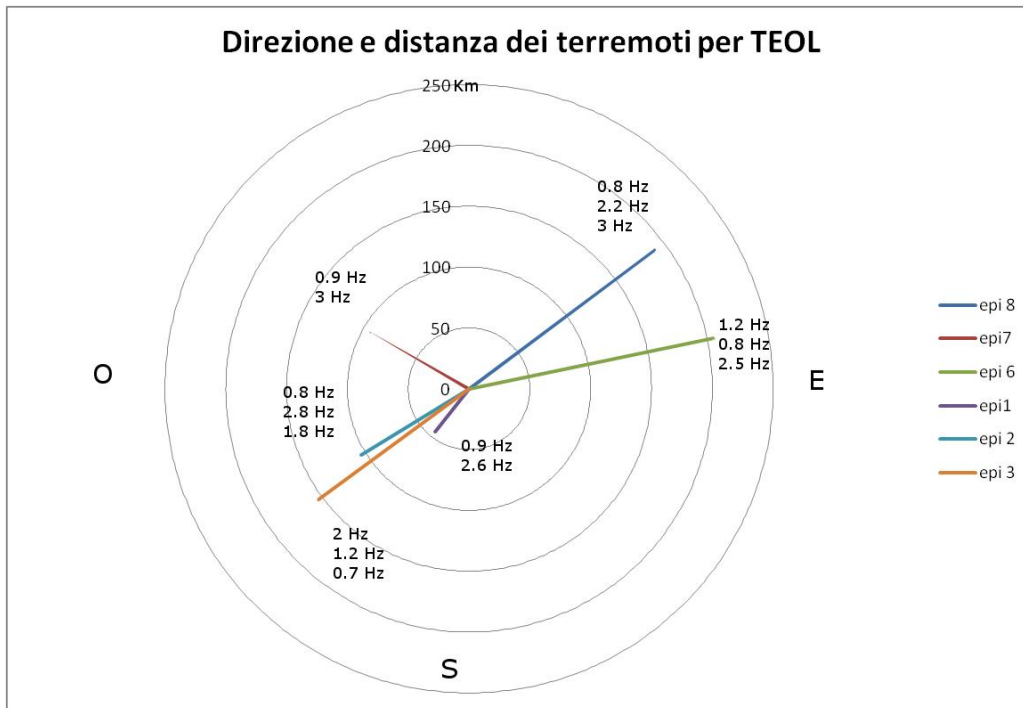


Figura 44: Epicentro distanza e frequenze dei picchi principali per i terremoti scelti nell'analisi EHV della stazione TEOL

- *Stazione ADRI*

La stazione Adria poggia su di un terreno costituito per alcune migliaia di metri da materiali sciolti di origine alluvionale, principalmente sabbie, silt e argille, mentre il bedrock rigido è a grandi profondità.

DATA	ORA	Lat	Long	Magn	Profondità	Località	Nome sulla mappa
02-05-09	3:10:49	45.133	11.829	2.5	9.7	Cento	epicentro 14
17-07-11	18:30:28	45.006	11.316	5	15	Bassa Lombardia	epicentro1
25-01-12	8:06:37	44.871	10.51	4.9	27.4	Parma	epicentro2
27-01-12	14:53:12	44.523	10.009	4.9		Appennino centro sett	epicentro3
06-06-12	4:08:33	44.492	12.253	4.5	25.6	Comacchio	epicentro15
05-05-14	22:13:05	44.886	11.769	2.6	14.7	Tamara	epicentro 13

Tabella 9: Terremoti scelti per la stazione ADRI

I terremoti scelti per la stazione ADRI sono consultabili in *Tabella 9*.

La vicinanza della stazione agli epicentri dei violenti terremoti della sequenza dell'Emilia del 2012, ha fatto sì che ci fossero numerose tracce completamente saturate che non sono state utilizzate nelle analisi.

La scelta è quindi caduta su un numero modesto di terremoti lontani di media intensità e terremoti vicini molto deboli.

In *Figura 45*, dove si osserva che i terremoti lontani e forti amplificano nettamente l'intervallo di frequenza 0.8-1 Hz, mentre i terremoti vicini e deboli, mostrano picchi netti solo a frequenze più alte. Ciò avviene perché i terremoti di bassa magnitudo hanno poca energia e sono ricchi in alte frequenze, che si attenuano negli strati superficiali e che quindi non sono in grado di "illuminare" gli stati profondi, responsabili dell'amplificazione a 0.8Hz.

Nel diagramma di *Figura 46* si apprezzano le direzioni di provenienza dei terremoti considerati.

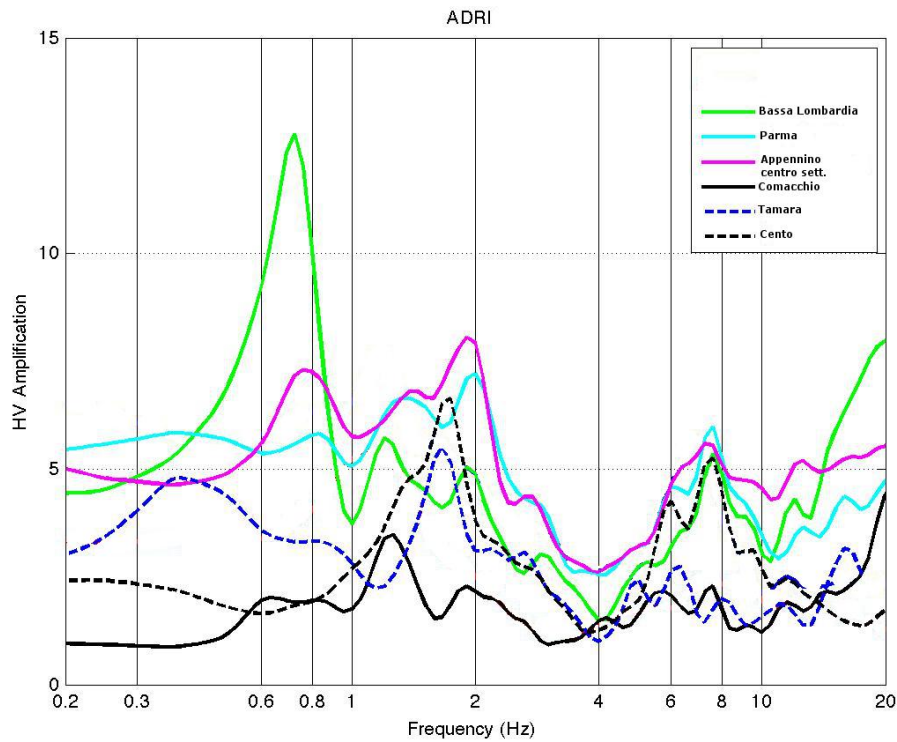


Figura 45: Rapporto H/V per i terremoti registrati dalla stazione ADRI

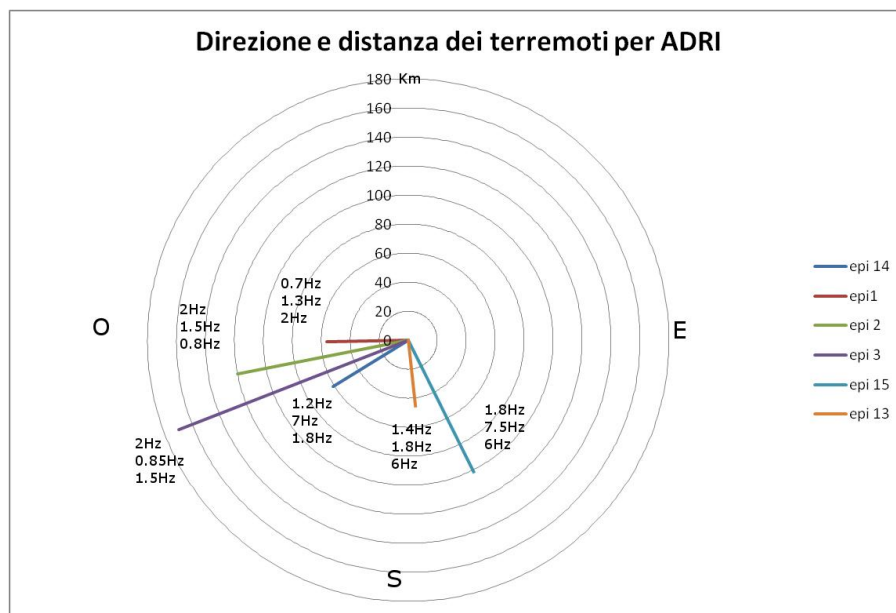


Figura 46: Diagramma a rosa della distanza degli epicentri dei terremoti considerati per la stazione ADRI con la tecnica EHV. Per ogni terremoto sono state riportate le frequenze dei principali picchi.

5.4- Profilo di velocità per la stazione di Adria

Per la stazione ADRI si è proceduto all'elaborazione di un verosimile profilo di velocità delle onde S utilizzando il software Grilla^{®3}.

Questo software permette di importare lo spettro H/V e di elaborare, tramite inversione, un profilo di velocità delle onde di taglio (V_S). Viene così prodotto un modello sintetico fatto a strati piano paralleli il cui spettro H/V ricalchi con maggior fedeltà possibile la curva reale.

Si è scelto di fare questa elaborazione sulla stazione di Adria poiché è quella tra le studiate a possedere con maggior probabilità la condizione di un sottosuolo costituito, in prima approssimazione, da orizzonti piano paralleli, situazione irrinunciabile per l'inversione 1D.

È opportuno sottolineare che l'inversione in assenza di vincoli fisici e geologici ben precisi, che in questo caso sono assenti, è in grado di produrre infinite situazioni stratigrafiche differenti tutte equivalenti tra loro. Per vincolare l'inversione sarebbero indispensabili dei dati di pozzo o prove penetrometriche nei dintorni della stazione. Purtroppo i dati stratigrafici disponibili sono riferiti a sondaggi, alcuni anche molto profondi, posizionati a qualche chilometro dalla stazione e notevolmente diversi stratigraficamente l'uno dagli altri.

In fase di elaborazione si provò a vincolare i parametri secondo le informazioni reperite dai sondaggi, tuttavia è apparso subito evidente che le condizioni del sottosuolo non erano concordi con quelle del sito ADRI. Infatti la curva H/V sintetica appariva radicalmente diversa da quella reale.

³ Grilla[®]: si tratta di un software elaborato dalla Micromed per processare dati di sismologici, soprattutto di tipo H/V.

I parametri che sono stati fatti variare per invertire sono :

- Numero degli strati
- Valore di V_s per ogni strato
- Spessore di ogni singolo strato

In *Figura 47* è riportato l'esito dell'inversione fatta con Grilla, la linea blu è la curva H/V sintetica e ricalca con discreta fedeltà il rapporto H/V reale medio.

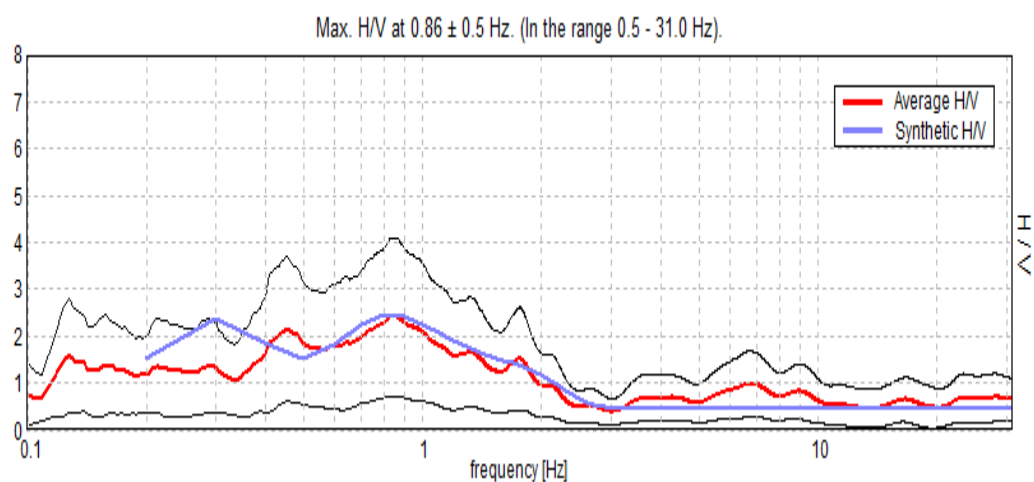


Figura 47: Rapporto H/V reale (curva rossa) misurato dalla stazione ADRI e rapporto sintetico (curva blu) prodotto con il software Grilla.

Le soluzioni generabili sono infinite quindi nell'elaborazione della curva di velocità si è aggiunto l'errore, ovvero l'involuppo di altre curve che interpolavano sufficientemente bene l'andamento del rapporto H/V sperimentale (*Figura 48*).

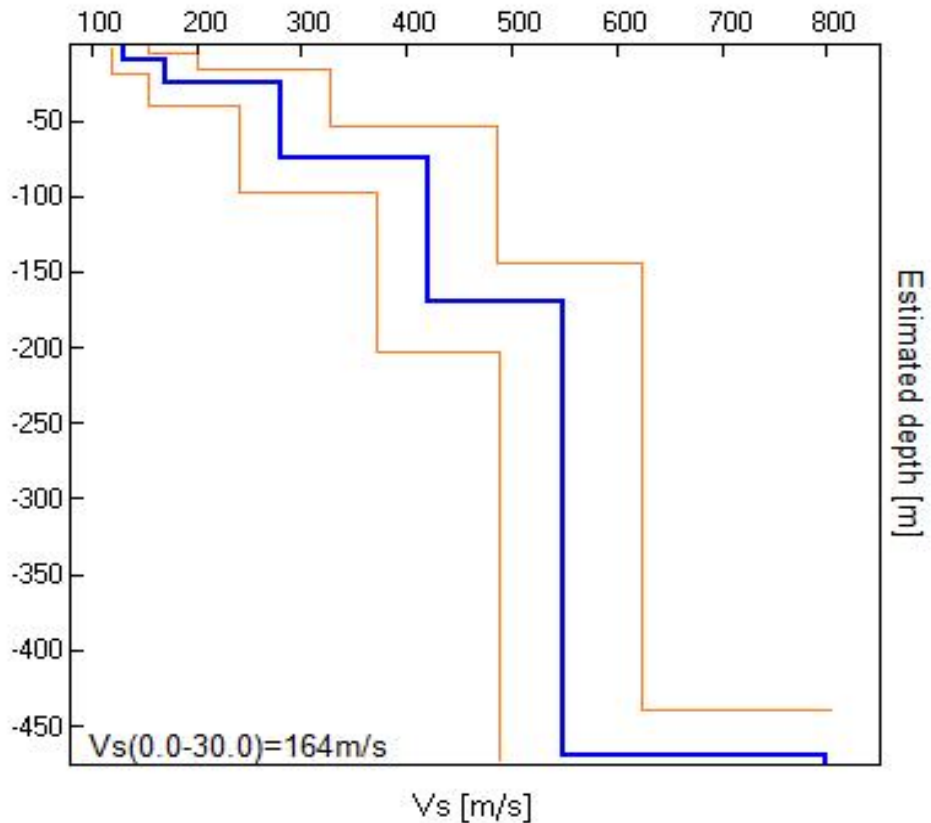


Figura 48: Profilo di V_s del sottosuolo della stazione ADRI elaborato dalla curva sintetica H/V ottenuta dal software Grilla. La V_{s30} ottenuta è di 164 m/s e posiziona il terreno in classe "D".

La *Figura 48* mostra il risultato dell'inversione con la curva di V_s indicativa per il sito ADRI, da cui si deduce un valore di V_{s30} molto basso (164 m/s) che posiziona il sito analizzato in classe D: Deposito di materiale a medio - bassa coesione.

La decisione di sposare una curva di V_s che proponesse una classe molto bassa è stata fatta considerando la vicinanza dei *thrusts* appenninici della stazione e del tipico sottosuolo della bassa pianura, costituito prevalentemente da sabbie e argille. Il sito è quindi esposto a potenziali forti terremoti, mentre la litologia favorisce gli effetti di sito connessi alla V_s e al pericoloso fenomeno della liquefazione delle sabbie.

5.5- Polarizzazione del rumore

Il segnale ed il rumore sismico ambientale possono essere polarizzati da strutture tettoniche o particolari situazioni morfologiche, inoltre in alta frequenza si può registrare l'effetto delle attività antropiche.

Le stazioni TEOL e CGRP giacciono sulla sommità di rilievi montuosi che presentano una morfologia allungata e stretta. Presentano quindi, dal punto di vista macroscopico, l'elemento chiave per veder enfatizzata la componente del moto perpendicolare all'asse di massimo allungamento della struttura, a patto che lunghezza della cresta sia paragonabile a quella della lunghezza d'onda dell'impulso sismico.

La stazione TEOL è posta sulla cresta del Monte Grande, allungata per 800 metri in direzione 60°N (nordest-sudovest). Per verificare se esistono delle direzioni preferenziali di amplificazione del segnale, i dati di microtremore e di terremoti è stato analizzato variando l'orientazione delle componenti orizzontali, partendo dall'angolo 0 (componente N-S orientata con il nord geografico) e ruotando di 10° la componente verso est fino a 180°. In questo modo si è ottenuto un rapporto H/V distribuito su 180°, da nord a sud (*Figura 49*).

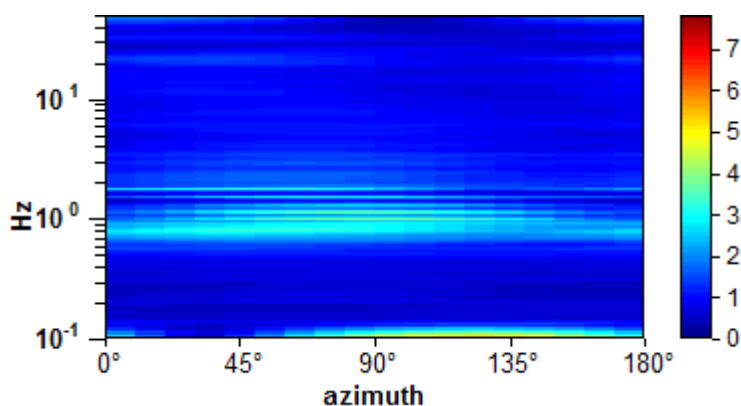


Figura 49: Diagramma azimutale per la stazione TEOL. Il dato di partenza è di rumore ambientale raccolto dalla stazione stessa. Il picco visibile è quello delle frequenze 0.8 Hz che non sembra prediligere una direzione particolare.

L'amplificazione osservabile nell'intervallo 0.8-1 Hz, in azzurro in *Figura 49*, è continua per tutti gli angoli considerati e, come osservato anche dalle registrazioni dei terremoti, compare per ogni direzione di provenienza degli eventi. Tale amplificazione è quindi legata all'assetto morfologico del rilievo, un laccolite assimilabile ad un cilindro di materiale omogeneo, che ha la frequenza di risonanza di 0.8-1Hz.

Cima Grappa fa parte di un massiccio montuoso imponente che ha la forma, alla macroscale, di un altopiano solcato da profonde incisioni e con creste più o meno pronunciate che formano cordoni di svariata lunghezza.

La cima, dove è posizionata la stazione, ha una lunghezza di circa 1200 metri e ha direzione quasi perfettamente nord-sud. In *Figura 50* è mostrato il diagramma azimutale per CGRP.

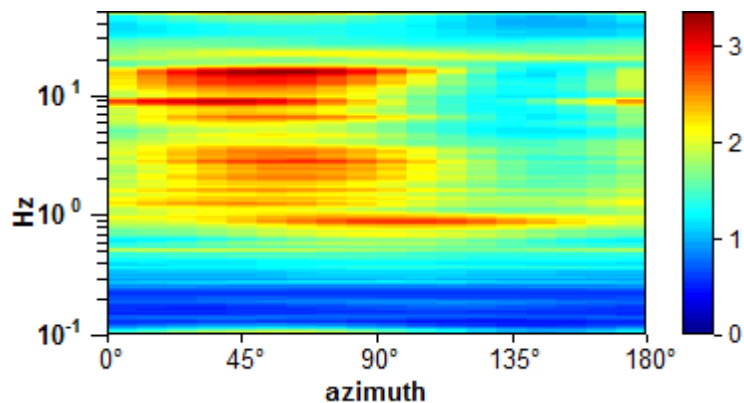


Figura 50: Diagramma azimutale per la stazione CGRP dato di partenza è di rumore ambientale raccolto dalla stazione stessa. Si vedono i picchi di 0.9-1Hz enfatizzato a 90°N, 1.5, 2.6, 15Hz con massimo a 50-60°N.

Dal diagramma sembra emergere che vi siano più effetti di polarizzazione che interessano frequenze diverse.

Si riconoscono tre picchi principali polarizzati nella direzione massima di circa 50°N: 1.5, 2.6 e 15 Hz; un picco invece, quello a più bassa frequenza (0.8Hz) con massimo in direzione 90°N.

Deve quindi esistere un elemento in grado di polarizzare le frequenze più alte verso i 55-60°, che secondo quanto riportato da LOMBARDO G. et al.2010

potrebbe trattarsi dell'effetto delle *damage zones* della Faglia dell'Ardòsa. Infatti sembra che le *damage zones*, se sufficientemente fratturate, possano svolgere, nella porzione più superficiale del terreno, il ruolo di guida d'onda per il segnale sismico.

Le frequenze più basse sembrano invece rappresentare l'effetto polarizzante complessivo in direzione 90°N (est-ovest), la direzione perpendicolare all'asse di massimo allungamento della struttura. In *Figura 51* è riportata un'immagine riassuntiva.

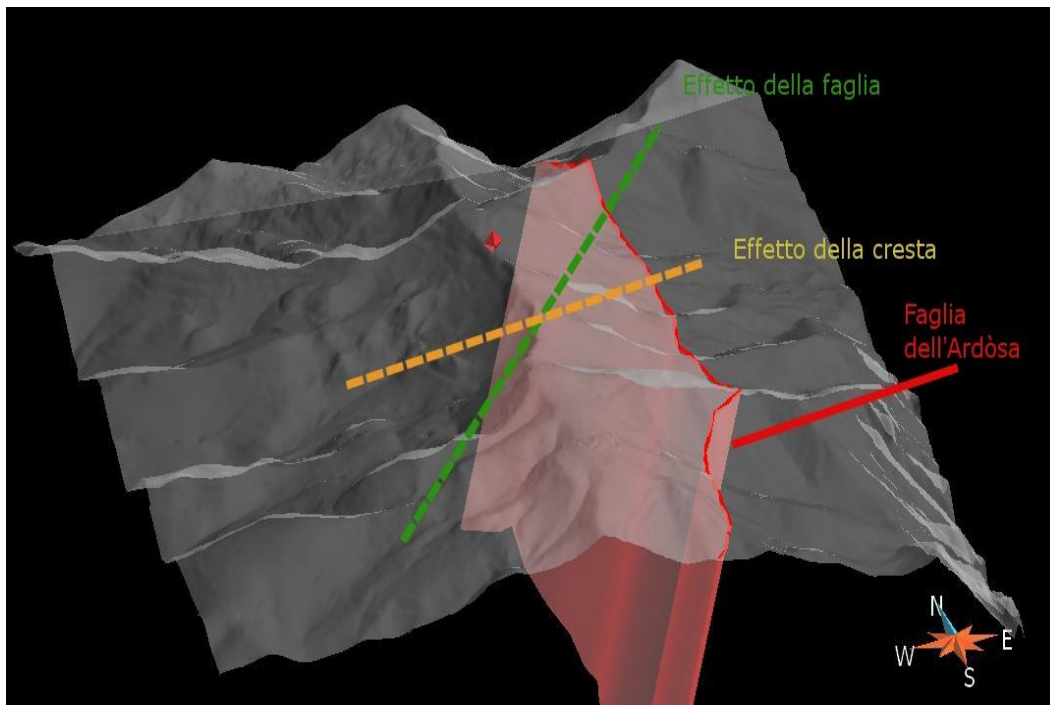


Figura 51: Direzione di polarizzazione dovuti agli effetti di sito topografici e strutturali per CGRP. La posizione della stazione è rappresentata dal diamante rosso

I risultati per la stazione ADRI sono mostrati in *Figura 52*. Il dato appare essere molto più rumoroso rispetto agli altri siti e nonostante la presenza di un'idrovora (a circa 10 metri di distanza) il segnale H/V non sembra essere polarizzato in nessuna direzione, presentando i picchi con la stessa intensità in ogni direzione. Il picco a 0.8 Hz, di probabile natura stratigrafica, è ubiquitario.

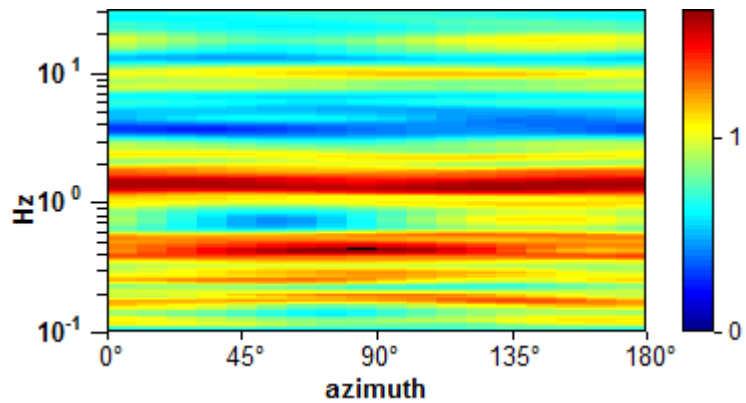


Figura 52: Diagramma azimutale per il rumore registrato dalla stazione ADRI, nonostante la vicinanza dell'idrovora non sembra esserci polarizzazione preferenziale del segnale

6 – Conclusioni

Obiettivi

L'obiettivo della tesi sperimentale è quello di determinare se le stazioni appartenenti alla Rete di Monitoraggio Sismico del Nordest (NI): TEOL (PD), ADRI (RO) e CGRP (TV), forniscano dati di scuotimento sismico utilizzabili per l'elaborazione delle leggi di attenuazione sismica, ovvero determinare se i terreni sul quale poggiano siano interessati da effetti di sito. Disporre di leggi di attenuazione sismica concordi alla realtà è importante perché rende possibile determinare con precisione in ogni punto dello spazio parametri come l'accelerazione attesa oppure lo spostamento massimo del suolo.

Le leggi di attenuazione sismica impiegate assieme alla distribuzione temporale dei terremoti servono alla previsione del moto sismico e quindi per una corretta classificazione del territorio in classi di pericolosità con rispettivi parametri tecnici per le costruzioni.

Per ottenere leggi di attenuazione corrette è opportuno disporre innanzitutto di stazioni di monitoraggio libere da effetti di sito, siano essi prodotti da situazioni stratigrafiche, morfologiche o da influenze dei modi di vibrare propri delle strutture nei pressi della stazione.

Gli effetti di sito causano un'amplificazione del moto orizzontale del terreno e quindi il loro studio si basa sull'osservazione del rapporto H/V. Si ricercano in particolare le frequenze alle quali si presenta il fenomeno. Una volta individuate le frequenze di picco si cerca di individuare la causa dell'amplificazione.

Le fasi di studio

- Raccolta di informazioni di natura geologica nei dintorni dei siti scelti provenienti prevalentemente dalle Note Illustrative dei fogli del Progetto CARG 1:50000, da pubblicazioni scientifiche e dai P.A.T.I. intercomunali.
Per la stazione CGRP è stata elaborata una nuova carta geologica alla scala dell'intorno della stazione, i cui risultati tuttavia non si discostano molto dalla carta di GRANDESSO (1989). Oltre alla carta geologica per i siti CGRP e TEOL, sono state tracciate alcune sezioni geologiche, per ADRI invece non è stato possibile per la mancanza di pozzi e stratigrafie nelle vicinanze concordi tra loro.
- Selezione presso il CRS di Udine dei sismogrammi di terremoti e rumore ambientale storico registrato dalle stazioni in esame. I sismogrammi del rumore ambientale sono stati processati con il codice MatLab® per ottenere gli spettri e successivamente poterne fare il test di Peterson.
- Una volta determinato tramite il test che le stazioni registrano un livello di rumore che si posiziona entro i limiti di accettabilità si è potuto procedere con le analisi dei rapporti spettrali H/V.
Da una prima osservazione dei rapporti spettrali è apparso subito evidente che le stazioni sono affette da effetti di sito di varia natura.
Per tutte le stazioni sono presenti picchi e minimi e si è notato che le funzioni si discostano dal valore H/V uguale ad 1 tipico di un bedrock pianeggiante e rigido.
- Misure di tipo HVSR per la stazione ADRI e TEOL al fine di incrementare i dati disponibili per il confronto con le altre tecniche ed individuare eventuali effetti connessi a situazioni geologiche 2D o 3D.
- Dai rapporti H/V ottenuti con tutte le tecniche si è passati alla fase interpretativa. Per ogni stazione si è cercato di determinare se i picchi si presentassero alle stesse frequenze al variare dei terremoti e delle

tecniche di misura. A tal proposito sono stati prodotti dei diagrammi a rosa sui quali sono stati raffigurati la distanza della stazione dall'epicentro dei sismi, la direzione di provenienza e le frequenze alle quali si presentano i picchi maggiori. Affianco a questi sono stati riportati i picchi ottenuti dalle analisi di rumore ambientale.

I risultati mostrano una buona corrispondenza tra EHV e H/V da rumore ambientale, mentre i risultati dall'analisi HVSR solo in parte confermano quelli delle altre due tecniche.

- Per la stazione ADRI, vista la probabile condizione piano parallela della stratigrafia e le litologie presenti è stato proposto un modello di velocità 1D del sottosuolo al fine di classificare il terreno sul quale si trova la stazione secondo la V_{S30} .
- Si è inoltre osservata la polarizzazione del rumore sismico ambientale registrato dalle stazioni cercando eventuali effetti dovuti alla morfologia, all'assetto strutturale dell'area oppure dall'attività antropica.

Risultati

Dalle analisi è emerso che le stazioni giacciono su siti con rumorosità accettabile entro i limiti imposti dal test di Peterson, e per questo sono da considerarsi di buona qualità.

Nessun sito è privo di qualche effetto che enfatizza a certe frequenze la componente orizzontale del moto, neppure le stazioni CGRP e TEOL che poggiano su bedrock rigido.

I picchi H/V ottenuti mediante l'analisi di rumore ambientale e terremoti sono presenti grossomodo sempre alle stesse frequenze, pertanto tutte le tecniche sono ugualmente valide.

La raccolta di rumore supplementare e la successiva elaborazione HVSR per i siti TEOL e ADRI ha prodotto dei risultati che sono solo parzialmente concordi con le altre due tecniche. Ciò è probabilmente dovuto al fatto che non tutte le misure sono state fatte nelle immediate vicinanze delle stazioni.

In *Tabella 10*, *Tabella 11* e *Tabella 12* vengono presentati i picchi principali ottenuti con le varie tecniche di misura per le varie stazioni.

- *CGRP*

Frequenze picchi H/V			
Numero picco H/V	EHV	Rumore sismico	HVSR
1°	0.8-1 Hz	0.7-1 Hz	/
2°	1.5-1.8 Hz	1.5-1.8 Hz	/
3°	2.5-2.8 Hz	2.2-2.8 Hz	/

Tabella 10: Raccolta delle frequenze alle quali si presentano i picchi H/V per la stazione CGRP ottenuti con le diverse tecniche.

Cima Grappa appare soggetta ad effetti di sito principalmente di natura topografica e strutturale, infatti per le frequenze più basse, attorno agli 0.8 Hz, il moto orizzontale è enfatizzato in direzione est-ovest (90°N) ed è correlato alla morfologia del rilievo; le frequenze più elevate alle quali si presentano i picchi sembrano essere connesse agli effetti della vicina Faglia dell'Ardòsa, in grado di polarizzare il moto superficiale del terreno in direzione nordest-sudovest (60°N).

- *TEOL*

Frequenze picco H/V			
Numero picco H/V	EHV	Rumore sismico	HVSR
1°	0.8-1 Hz	0.9-1 Hz	0.9-1 Hz
2°	1.8-2.2 Hz	1.8-2.5 Hz	1.8-2.2 Hz
3°	2.5-3 Hz	3 Hz	/

Tabella 11: Raccolta delle frequenze alle quali si presentano i picchi H/V per la stazione TEOL ottenuti con le diverse tecniche.

TEOL è il sito, tra i tre analizzati, caratterizzato da minor variabilità stagionale della rumorosità, inoltre i picchi si presentano quasi sempre alle stesse frequenze, indipendentemente dai metodi utilizzati.

Non è stato possibile attribuire la paternità dei picchi a particolari condizioni stratigrafiche, dal momento che la stazione è posizionata al di sopra di un laccolite omogeneo nella sua condizione litologica, né a condizioni strutturali, poiché le faglie presenti documentano scarsissimo rigetto e appaiono più come fratture che come veri e propri allineamenti tettonici.

Infine neppure la morfologia sembra intervenire nell'enfatizzazione del moto orizzontale infatti nel diagramma di *Figura 49* il segnale non sembra polarizzato in una direzione preferenziale, bensì uniformemente distribuito.

Per tutti questi motivi se ne conclude che la frequenza di amplificazione che si osserva a 0.8-1 Hz, è la frequenza di risonanza della struttura che si comporta come un corpo rigido.

- ADRI

Frequenze picco H/V			
Numero picco H/V	EHV	Rumore sismico	HVSR
1°	0.7-0.8 Hz	0.4-0.6 Hz	0.8-1.2 Hz
2°	1.3-1.5 Hz	1.3-1.4 Hz	4.3-4.7 Hz
3°	2-2.2 Hz	2.2 Hz	/
4°	6-7 Hz	3 Hz	/

Tabella 12 Raccolta delle frequenze alle quali si presentano i picchi H/V per la stazione ADRI ottenuti con le diverse tecniche

La stazione di Adria è quella che ha manifestato maggiori variazioni stagionali nelle analisi del rumore ambientale e ha presentato maggiori difficoltà nella selezione dei terremoti utili per l'elaborazione. Tuttavia è emerso che esiste un picco a basse frequenze, probabilmente connesso a strati profondi con un forte contrasto di velocità.

Anche alle più alte frequenze il rapporto H/V è spesso lontano dal valore "1" che ci si aspetterebbe a causa delle numerose condizioni di disturbo che affliggono la stazione ed inoltre ad una forte variabilità stratigrafica laterale desunta dalle stratigrafie di pozzo.

Il rumore nei dintorni della stazione ADRI non risulta avere polarizzazioni preferenziali, mostra infatti picchi omogeneamente distribuiti su tutti i 180° (Figura 52).

Il picco H/V alla frequenza di 1.2Hz ed è stato ben documentato dalle misure HVSR mostra spesso un minimo della componente V ed un massimo di H, condizione che tradizionalmente viene attribuita all'effetto di orizzonti

stratigrafici. Questa situazione però non viene confermata pienamente dalle altre misure, e può essere dovuto o a un contrasto di velocità tra orizzonti non sufficientemente ben marcato, oppure dal velocimetro SP in dotazione alla stazione ADRI. Il velocimetro della stazione probabilmente non ha banda di acquisizione sufficientemente ampia per captare bene il segnale nelle sue frequenze più basse, cosa che invece riesce a fare il velocimetro Lennartz utilizzato per le misure HVSR.

L'elaborazione del profilo di velocità 1D per la stazione ADRI (software Grilla®), ha permesso di assegnare una classe di terreno al sottosuolo della stazione come previsto dalla legge secondo la V_{S30} .

Si è ottenuta una V_{S30} di 164m/s, una velocità molto bassa che posiziona il sito in classe "D". Ciò rappresenta una moderata esposizione al rischio sismico.

7- Ringraziamenti

Desidero ringraziare tutti coloro che mi hanno aiutato nella realizzazione della mia Tesi.

Ringrazio innanzitutto la Professoressa Annalisa Zaja, relatrice, e la ricercatrice del CRS, Dottoressa Carla Barnaba, correlatrice: per gli insegnamenti e le correzioni.

Proseguo i ringraziamenti nei confronti di tutti gli operatori e ricercatori del CRS per la loro disponibilità e in particolare la famiglia Comelli che generosamente mi ha ospitato ad Udine durante il periodo di raccolta dei dati.

Un ringraziamento particolare va ai miei compagni di corso ed agli amici che mi hanno incoraggiato e supportato durante questo periodo.

Vorrei infine ringraziare le persone a me più care: la mia famiglia e la mia fidanzata Arianna.

8- Bibliografia

- Aki K., Richards P.G. *Quantitative Seismology* 1980.
- Albarello D, Castellaro S., *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. In Supplemento alla rivista INGEGNERIA SISMICA 2011
- Andrews D.J. Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different sizes, in: S. Das, J. Boat-wright, and C. H. Scholz (Editors), *Earthquake Source Mechanics*. 1986
- Bellati R., Di Lallo E., Sedeo R., Piccoli G.; *Carta Geologica dei Colli Euganei*. In Memorie di Scienze Geologiche - Vol XXXIV (1995).
- Benedetti L., Tapponier P., King G.C.P., Meyer B., Manighetti I.; *Growth folding and active thrusting in the Montello Region, Veneto, northern Italy*. 2000
- Borchert R.D *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*. 1970
- Bouchon M., Barker J.S., *Seismic Response of a Hill: The Example of Tarzana, California*. 1996
- Carraro F., Grandesso P., Sauro U.; *Incontri con il Grappa, i segreti della geologia*. 1989
- Castellarin A., Nicolich R., Fantoni R., Cantelli L., Sella M., Selli L.; *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. 2006
- Castellaro S., *H/V: un contributo oltre Vs30*. In Mucciarelli M. (a cura di) *Tecniche sismiche passive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici. Studi teorici ed applicazioni professionali*. Aracne editore 2010
- Castellaro S., *Tecnica Sismica Passiva a Stazione Singola*. Dispense Micromed. 2012
- Chopra A.K., Goel R.K. *Buildings Period Formulas for Estimating Seismic Displacements Technical Note*. 2000
- Conedera C., Dieni I., Piccoli G. & Saccardi P. (1969) - *Studio fotogeologico dei Colli Euganei*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 27 (1969-1970): 1-20, 9 figg., Soc. Coop. Tip., Padova

- European Commission, SESAME European research project; *Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibration. Measurements, Processing and Interpretation.* 2004
- Grandesso P. *Carta geologica del massiccio del Grappa.* 1989.
- Hong L-L Hwang W-L., *Empirical formula for fundamental vibration periods of reinforced concrete buildings in Taiwan,* 2000
- Ispra, Progetto CARG Carta Geologica d'Italia 1:50000, *Note illustrative foglio Asiago numero 82*
- Ispra, Progetto CARG Carta Geologica d'Italia 1:50000, *Note illustrative foglio Padova sud*
- Kearey P., Brooks M. Hill I.; *An Introduction to Geophysical Exploration.* (2002).
- Lachet C., Bard P., Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique 1994.
- Lachet C., Hatzfeld D., Bard P., Theodulidis N., Papaioannou C., Savvaidis A., *Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece) Comparison of Different Approaches.* 1996
- Lee., Trifunac M.D., *Should average shear-wave velocity in the top 30m of soil be used to describe seismic amplification?* In *Dynamics and Earthquake Engineering.* 2010
- Lermo J., F.J. Chávez-García, *Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with Only One Station.* 1993
- Lombardo G., Rigano S. e Panzera F., *Effetti di sito in faglie, cavità e rilievi topografici.* In Mucciarelli M. (a cura di) *Tecniche sveditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici. Studi teorici ed applicazioni professionali.* Aracne editore 2010
- Marton E., Zampieri D., Grandesso D., Cosovic V. & Moro A. *New Cretaceous paleomagnetic results from the foreland of Southern Alps and refined apparent polar wander path for stable Adria.* 2010.
- Massa M., Barani S., Lovati S., *Overview of topographic effects based on experimental observations: meaning, causes and possible interpretations*
- Nakamura Y. *A method for dynamic characteristics estimations of subsurface using microtremors on ground surface.* 1989

- Nogoshi M. e Igarashi T. *On the propagation characteristics of microtremors*. 1970
- Pedersen H., Le Brun B., Hatzfeld D., Campillo M. and Bard P.Y.. Ground-motion amplitude across ridges, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1786-1800. 1994.
- Pellegrini G.B. Tav. 69. *Edifici vulcanici estinti: Colli Euganei*. In: *Atlante dei tipi geografici*, pp. 338-339. IGMI. 2006
- Peterson J., *Observation and modeling of seismic background noise*. 1993
- Piccoli G., Sedeo R., Bellati R. & Di Lallo E. *Note illustrative della carta geologica dei Colli Euganei alla scala 1:25000*. 38 pp., 12 figg., 3 tavv., 1 carta geol. 1:25000, Soc. Coop. Tip., Padova. 1975
- Priolo E. e Laurenzano G., *Confronto tra rapporti spettrali da registrazioni di terremoti e rumore sismico*. In Mucciarelli M. (a cura di) *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici. Studi teorici ed applicazioni professionali*. Aracne editore. 2010
- Rix G. J., Leipski E.A., , *Accuracy and resolution of surface wave inversion*, in Bhatia, S. K., and Blaney, G. W., Eds., *Recent advances in instrumentation, data acquisition and testing in soil dynamics*, *Am. Soc. Civil Eng.*, 17–32. 1991
- Taipodia J. and Dey A., *A Review of Active and Passive MASW Techniques*. 2012
- Zanetti B. *Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Fogli "Venezia" e "Adria"*. 1955