

UNIVERSITÀ POLITECNICA DELLE MARCHE

FACOLTÀ DI INGEGNERIA



Corso di Laurea Triennale in Ingegneria Elettronica

Tesi di Laurea:

**Analisi del rumore nelle reti sismiche di
monitoraggio**
Noise analysis in monitoring seismic networks

Relatore:

Prof.ssa Paola Pierleoni

Candidato:

Enrico Rupoli

Correlatore:

Dott. Lorenzo Palma

Anno Accademico 2019/2020

INDICE

1	INTRODUZIONE	8
2	STORIA DELLE RETI SISMICHE	9
2.1	Origini	9
2.2	Anni 80'	10
2.3	Anni 90'	11
2.4	Anni 2000	13
3	STRUTTURA DELLE STAZIONI SISMICHE	16
3.1	I sismometri (trasduttori).....	17
3.1.1	Sismometro a pendolo	17
3.1.2	Sismometri e larghezza di banda	20
3.1.3	Esempi di sismometri	21
3.2	Condizionamento dati	23
3.3	Registrazione (analogica e digitale)	24
3.4	Strumentazione della Rete Sismica Nazionale Centralizzata.....	26
4	INTRODUZIONE ALL' EEW	28
4.1	Rilevamento frontale	29
4.2	Utilizzo delle onde P e l'early warning da una singola stazione	30
4.3	Earthquake Early Warning Regionale	35
4.3.1	Metodo della triangolazione	36
4.4	Costi e benefici dell'Early Warning	38
5	ANALISI DEL RUMORE SISMICO	41
5.1	Introduzione al rumore sismico	41

5.2	Capacità di detenzione di una stazione sismica	44
5.3	Curve di Peterson	45
5.4	Problematiche legate al rumore sismico	47
5.5	Metodo HVSR	48
6	ESPERIMENTO DI GUALDO	52
6.1	Premessa	52
6.2	Strumentazione: i sensori	52
6.2.1	Sensore INGV	52
6.2.2	Sensore Colybris (TEST)	54
6.3	Elaborazione dei segnali	59
6.3.1	Acquisizione e filtraggio dei segnali	59
6.3.2	Analisi nel dominio della frequenza e curve di Peterson	61
6.3.3	Applicazione del metodo HVSR	67
6.4	Risultati	73
6.4.1	Risultati per il Colybris	73
6.4.2	Risultati per l'Episensor	74
6.4.3	Risultati per il velocimetro	75
7	CONCLUSIONI	78
8	RINGRAZIAMENTI	79
	BIBLIOGRAFIA	80

ELENCO FIGURE

Figura 1: Distribuzioni stazioni sismiche in Italia nel 1977	9
Figura 2: Sala di sorveglianza sismica dell'ING presso la sede di Via di Villa Ricotti a Roma	11
Figura 3: Rete Sismica Nazionale Centralizzata nei primi anni 90'	12
Figura 4: Esempio di stazione multi-parametrica con GPS situata a Corleone (PA) .	14
Figura 5: Stazioni della RSN (2019)	15
Figura 6: Esempio di sismometro analogico (a pendolo).....	17
Figura 7: Schema semplificato di un sismometro	18
Figura 8: Curva di risposta (in ampiezza) allo spostamento, alla velocità e all'accelerazione di un sismografo inerziale [E. Faccioli, R. Paolucci, 2005].	20
Figura 9: Accelerogramma registrato a Germona del Friuli tra il 11-15 settembre 1976 e relativo spettro di Fourier [E. Faccioli, R. Paolucci, 2005].	24
Figura 10: Schema a blocchi di un sistema di acquisizione digitale	25
Figura 11: Elenco strumentazioni usate attualmente dalla RSN	26
Figura 12: Sito della rete RSN-RING dotate di velocimetro a banda larga, accelerometro e antenna GPS	27
Figura 13: Tipologie di onde sismiche e tabella delle rispettive velocità in km/s	28
Figura 14: Esempio di un evento sismico con localizzazione temporale delle diverse onde	31
Figura 15: Componente verticale dell'accelerazione, velocità e spostamento del terremoto a Niigata Chuetsu-Oki del 2007. [Y. M. Wu, H. Kanamori, 2008]	32
Figura 16: Relazione tra il picco iniziale di ampiezza di spostamento di 3 secondi (Pd) e picco di velocità al suolo (PGV) valutato per 780 registrazioni con epicentri distanti a meno di 30 Km per il Giappone (triangoli neri), California meridionale (cerchi solidi rossi) e Taiwan (quadrati blu).	34

Figura 17: Esempio di propagazione nel tempo del segnale sismico rispetto 3 diversi siti di localizzazione	36
Figura 18: Esempio di rilevamento dell'epicentro mediante tecnica della triangolazione con 3 stazioni sismiche.	37
Figura 19: Confronto del costo di gestione di un sistema EEW nella west coast del USA (arancione) con alcuni risparmi identificabili anche legati ad eventi passati (verde).	38
Figura 20: Rapporto tra il rumore sismico rilevato, alla medesima stazione sismica, durante il giorno e la notte sulle 3 componenti cartesiane [Wilson, 2002]	43
Figura 21: Esempio delle due curve NLNM e NHMN stimate da Peterson (1993), in questo caso sulle ascisse abbiamo il periodo, in alcuni casi invece vengono riferite alla frequenza [D. McNara, R. Buland, 2004].	45
Figura 22: Esempio di PSD del rumore sismico [D.McNara, R. Buland, 2004].	46
Figura 23: Procedura per il calcolo del rapporto H/V a partire dal sismogramma	48
Figura 24: Forme d'onda utilizzate (nel dominio del tempo e delle frequenze) per la riproduzione del rumore [P.Y. Bard e C. Lachete, 1994]	49
Figura 25: Spettri delle componenti orizzontali H, delle componenti verticali V e del rapporto H/V per diverse sorgenti di rumore indotto. Le linee tratteggiate rappresentano la deviazione standard [P.Y. Bard e C. Lachete 1994]	50
Figura 26: Plot del picco del rapporto H/V in frequenza per ogni sito (fn) e del picco di frequenza delle onde S verticali (fs). La linea tratteggiata rappresenta dove $fn = fs$ [P.Y. Bard e C. Lachete 1994]	51
Figura 27: EpiSensor FBA ES-T	53
Figura 28: Safran Colybris VS1002	54
Figura 29: componenti dell'accelerometro di tipo MEMS	56
Figura 30: Schema a blocchi dell'accelerometro Safran Colybris VS1002	57
Figura 31: I sensori Safran Colybris VS100 e VS1002	58
Figura 32: Accelerazione del rumore nel dominio del tempo dei 3 strumenti (no filtraggio)	59

Figura 33: modulo della funzione di trasferimento del filtro	60
Figura 34: Accelerazione del rumore nel tempo dei 3 strumenti (filtrato)	61
Figura 35: PSD relativa agli assi x-y (Colybris)	62
Figura 36: PSD relativa all'asse z (Colybris)	63
Figura 37: PSD relativa agli assi x-y (EpiSensor)	65
Figura 38: PSD relativa all'asse z (Episensor)	66
Figura 39: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componenti orizzontali e verticali (Colybris). In basso, rapporto H/V di queste.	69
Figura 40: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componetni orizzontali e verticali (Episensor). In basso, rapporto H/V di queste	70
Figura 41: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componenti orizzontali e verticali (velocimetro). In basso, rapporto H/V di queste	71
Figura 42: Schema a blocchi del processo di elaborazione del segnale	72
Figura 43: H/V media totale (Colybris) e deviazione standard.....	73
Figura 44: H/V media totale (Episensor) e deviazione standard	74
Figura 45: H/V media (velocimetro) e deviazione standard	75
Figura 46: Informazioni generali sulla stazione GUMA e sul sito (fornite dal sito dell'INGV).	76
Figura 47: Rapporto H/V e deviazione standard (presi da sito GUMA)	77

ELENCO TABELLE

Tabella 1: Classificazione delle frequenze di varie fonti di rumore ambientale [B. Gutenberg, 1958 e M.W. Asten, 1978]	42
Tabella 2: tabella dei valori del sensore EpiSensor FBA ES-T	54
Tabella 3: tabella dei valori del sensore Safran Colybris VS1002	55

1 INTRODUZIONE

Negli ultimi anni, a livello globale, c'è stato un aumento degli investimenti e degli studi fatti sulla sismicità, che hanno portato all'evoluzione delle singole stazioni sismiche ed alla creazione di vere e proprie reti che possono coprire intere nazioni, in funzione h24, e quindi sempre attive e pronte nel segnalare eventuali attività sismiche pericolose. Inoltre, sono stati fatti anche importanti sviluppi nelle tecnologie dell'Earthquake Early Warning (EEW), ossia sistemi che permettono una rapida rilevazione del sisma e un conseguente avviso d'allerta, ancora prima dell'arrivo delle onde più distruttive. Nonostante questi sistemi d'allerta siano molto diffusi in tutto mondo, ancora molte zone ad alto rischio sismico sono scoperte per via degli elevati costi annuali di studio e manutenzione delle strutture e degli strumenti utilizzati. Per questo motivo, come verrà trattato anche in questo estratto, sono stati portati avanti nuovi studi per cercare di ridurre i costi mantenendo comunque un elevato grado di affidabilità. Ad esempio, cercare di lavorare con accelerometri MEMS meno costosi e sviluppare tecniche in grado di ottenere un numero più elevato di informazioni dal processo in esame. Per poter ottenere risultati affidabili sono state effettuate analisi sistematiche del rumore ambientale (es. stazione di Gualdo provincia di Macerata) e sono state messi a confronto diverse tipologie di sensori.

In questa tesi si è cercato di capire se fosse possibile estrapolare informazioni utili da tracce di rumore sismico acquisite dagli accelerometri (di diversa fattura) piuttosto che dai velocimetri, per poter determinare quali sono i limiti di tali sensori. In particolare, la frequenza naturale del sito è un parametro utile ed estrapolabile a partire dall'elaborazione di tracce di rumore sismico. La conoscenza della frequenza naturale del suolo, unita alle informazioni sul periodo predominante di una struttura, possono dare un'idea affidabile dei potenziali danni che possiamo aspettarci in quel sito in caso di terremoto. Questo è di fondamentale importanza per ridurre gli effetti che i terremoti hanno sulle strutture pubbliche e civili.

2 STORIA DELLE RETI SISMICHE

2.1 Origini

Il monitoraggio sismico prima del 1980 (anno del tragico terremoto in Irpinia) era compiuto mediante stazioni e osservatori locali, gestiti da vari enti pubblici e privati. Non esisteva ancora una vera e propria rete di collegamento a livello nazionale tra i vari osservatori. Difatti per determinare l'epicentro di un evento sismico, avveniva uno scambio di informazioni via telefonica tra le varie stazioni. Negli anni '70, e per gran parte degli anni '80, gli osservatori sismologici disponevano di sismografi meccanici o elettromeccanici (principalmente Wiechert 200 kg per le componenti orizzontali NS/EW e da 80 kg per la componente verticale) il cui prodotto era una registrazione su carta affumicata o su lastra fotografica, del sismogramma generato dal terremoto.

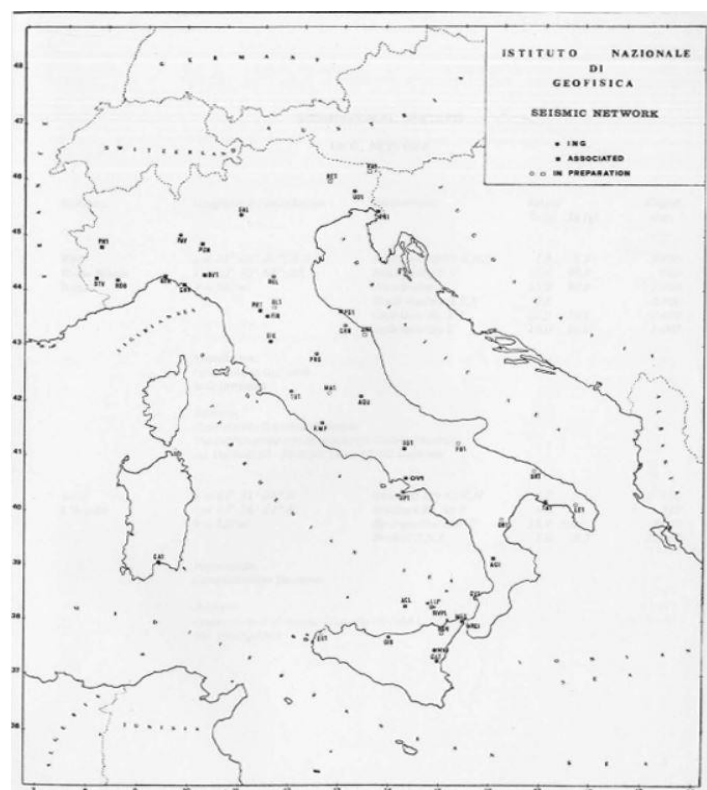


Figura 1: Distribuzioni stazioni sismiche in Italia nel 1977

2.2 Anni 80'

A seguito del terremoto in Friuli del 1976 e soprattutto di quello in Irpinia del 1980, crebbe l'esigenza di disporre di un sistema di monitoraggio e sorveglianza a livello nazionale, che permettesse di effettuare un servizio in tempo reale o quasi. Nacque così il primo prototipo di Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC), che contava una trentina di stazioni ubicate sul territorio nazionale, per lo più presso gli osservatori esistenti. La cui gestione venne affidata all'allora Istituto Nazionale di Geofisica (ING) [1].

La tecnologia con cui erano assemblate le stazioni sismiche era molto elementare: i sismografi erano di tipo a corto periodo e in grado di registrare solo il movimento verticale del terreno (Geotech S-13); il segnale così ottenuto veniva amplificato e filtrato opportunamente, per ridurre al massimo i possibili disturbi, poi veniva trasmesso in telemetria attraverso linea telefonica dedicata o mediante ponti radio militari. Presso la sala di monitoraggio, veniva effettuato il procedimento inverso (demodulazione e amplificazione) per ricostruire il segnale sismico, che poi veniva registrato su carta termosensibile.



Figura 2: Sala di sorveglianza sismica dell'ING presso la sede di Via di Villa Ricotti a Roma

Verso la seconda metà degli anni '80, vennero sviluppate tecniche digitali adeguate alla registrazione e trasmissione dei segnali sismici. Nacquero così i primi digitalizzatori di segnali sismici a 24 bit [1].

Una grande innovazione tecnologica venne compiuta anche nell'ambito dei sensori sismici, che da meccanici divennero di tipo elettronico, estremamente sensibili e stabili. Dall'unione di questi sismometri con i sistemi di conversione analogico/digitale nacquero le prime stazioni sismografiche digitali. In varie parti del mondo si cominciarono pertanto a sviluppare le prime reti digitali a banda larghissima (Very Broad Band).

2.3 Anni 90'

Nonostante un discreto sviluppo della rete nazionale dal punto di vista del numero di stazioni, la tecnologia di queste, ancora di tipo analogico, non era soddisfacente. Il segnale analogico veniva comunque digitalizzato a bassa risoluzione mediante convertitori analogico/digitali, e, tramite l'uso di computer e di procedure di calcolo, si potevano ottenere informazioni e mappe in modo quasi completamente automatico.

Verso la metà degli anni '90 gli avanzamenti della tecnologia portano radicali cambiamenti sia nell'acquisizione che nella trasmissione e nella registrazione dei dati della RSNC. Si passò, da sensori a una componente, a sensori a tre componenti e si estese sia la banda di frequenze che la dinamica del segnale registrato, i sistemi di acquisizione passarono da analogico a digitale, con le prime stazioni digitali a 24 bit. Parallelamente, verso la metà degli anni '90 presso i laboratori dell'ING veniva sviluppato e realizzato un digitalizzatore a 24 bit, interamente prodotto "in casa" (GAIA), che iniziò ad essere installato in alcuni siti della rete con ottimi risultati. Verso la fine degli anni '90 la RSNC si sviluppò a tal punto da arrivare al numero di circa un centinaio di stazioni con servizio di sorveglianza h24.



Figura 3: Rete Sismica Nazionale Centralizzata nei primi anni 90'

Storicamente la rete di monitoraggio sismico nazionale prende forma all'inizio degli anni '80, a seguito del terremoto dell'Irpinia. Però ufficialmente dovremo aspettare il 1999, per vedere l'effettiva nascita dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), dalla confluenza dei principali istituti di ricerca geofisica e vulcanologica italiani: l'Osservatorio Vesuviano di Napoli, l'ING di Roma, l'IIV di

Catania, l'IGF di Palermo e l'IRRS di Milano. Contemporaneamente arrivarono grossi finanziamenti che consentirono la nascita e lo sviluppo di stazioni e reti digitali all'avanguardia, a cui si affiancava la trasmissione dei dati via satellite. Il passaggio da analogico a digitale ha apportato una serie di vantaggi, quali l'azzeramento delle incertezze ed errori dovuti alla trasmissione del segnale analogico non temporizzato, l'aumento della dinamica da 60 dBm a 130 dBm e la perfetta calibrazione dei segnali e della catena di acquisizione. È stato di conseguenza possibile definire con maggiore precisione la magnitudo.

2.4 Anni 2000

Con l'inizio del nuovo millennio si assiste ad una crescita significativa della Rete Sismica Nazionale, che passa nel giro di tre-quattro anni, da un centinaio di stazioni analogiche, a quasi 300 stazioni con tecnologia digitale in parte convertite dalle vecchie stazioni analogiche. Inoltre, vediamo svilupparsi i primi collegamenti satellitari (GPS geodetici) e in seguito anche UMTS e Wi-Fi. La differenziazione dei vettori di trasmissione aumenta la robustezza della RSN, non più dipendente da un solo sistema di trasmissione. Per la prima volta si poté iniziare a parlare di stazioni multi-parametriche.

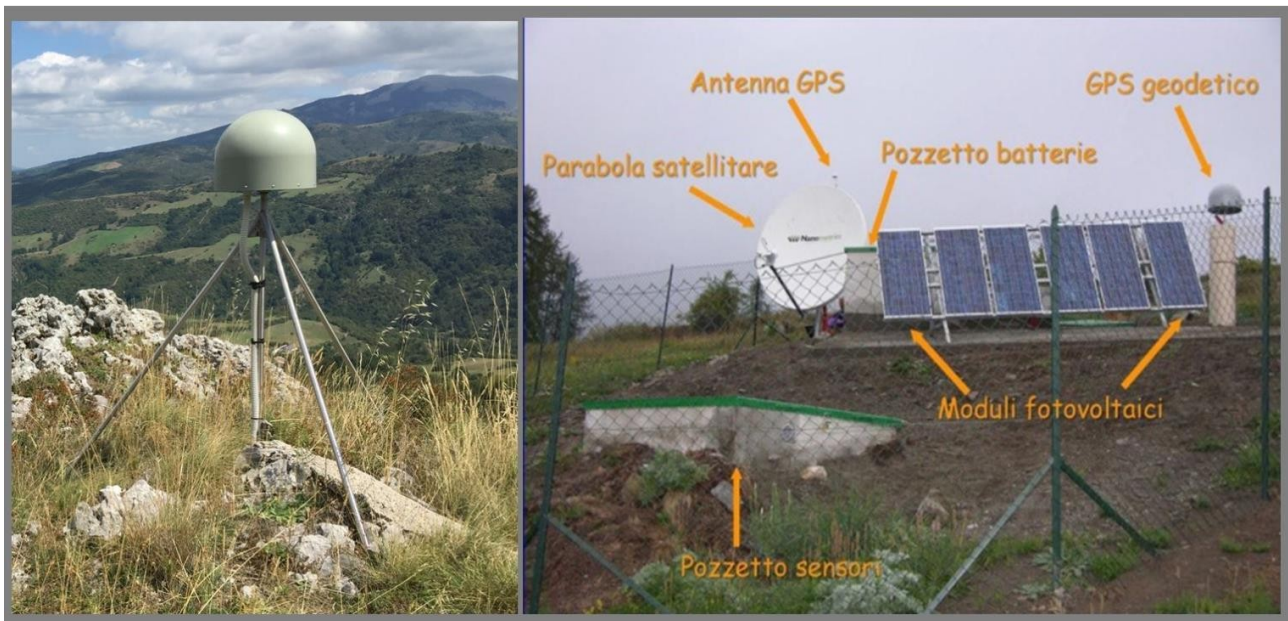


Figura 4: Esempio di stazione multi-parametrica con GPS situata a Corleone (PA)

La stazione multi-parametrica è in grado di trasmettere informazioni relative al funzionamento della strumentazione quali la tensione delle batterie e la temperatura di lavoro. Così, sia in caso di malfunzionamenti sia in seguito al verificarsi di una importante sequenza sismica, il personale dell'INGV è in grado di intervenire immediatamente sulla strumentazione.

Ad oggi la RSN consta di circa 500 stazioni sparse sul territorio nazionale, tutte teletrasmesse alla sala sismica dell'INGV, dove è in funzione un servizio h24 di localizzazione e valutazione della magnitudo degli eventi sismici che si verificano in Italia, allo scopo di consentire il monitoraggio sismico del territorio nazionale. Sulla maggior parte del territorio nazionale è possibile localizzare eventi da Magnitudo 1 in su, mentre nelle aree dove la rete è più rada siamo comunque in grado di determinare gli eventi sismici da Magnitudo 2 in su. Ci sono anche aree caratterizzate da una più alta densità di stazioni, dove la soglia di detenzione è ampiamente sotto la Magnitudo 1.



Figura 5: Stazioni della RSN (2019)

3 STRUTTURA DELLE STAZIONI SISMICHE

Andando nello specifico della struttura di una stazione sismica, è opportuno fare una prima distinzione tra sismografo e sismometro. Il primo è usato per registrare i fenomeni sismici, mentre il secondo, effettua solo la misura di questi fenomeni senza alcuna registrazione. Per questo motivo infatti, il sismografo presenterà più strumenti per poter così misurare spostamento, velocità e accelerazione del suolo. La registrazione fatta prende il nome di sismogramma. Un sismografo completo opera mediante 3 funzioni fondamentali: trasduttore, condizionamento, registrazione.

Il trasduttore può essere di varie tipologie. Ad esempio, esiste il trasduttore di spostamento che attraverso un sistema passivo di leve rileva i vari movimenti, oppure attraverso una spira crea un campo magnetico fisso, che genera un voltaggio direttamente proporzionale alla velocità relativa. Quelli più moderni vengono detti a bilanciamento di forza (force-balance) dove una forza, controllata elettricamente, mantiene la massa del pendolo in equilibrio. Misurando la forza che viene applicata per tenere in equilibrio il corpo, si potrà ricavare l'accelerazione del suolo.

Per condizionamento, s'intende le operazioni di amplificazione e filtraggio del segnale, per riprodurre la curva di risposta nella banda desiderata. Uno dei problemi più grossi che si viene a creare in questa fase è la presenza del rumore microsismico (di origine ambientale).

La registrazione, negli strumenti analogici può essere ben visibile su carta o su pellicola; sicuramente più economica, però più approssimativa e non adatta alla conversione digitale. I moderni sismometri digitali a banda larga permettono sicuramente una più accurata analisi del moto basti pensare che con i moderni digitalizzatori a 24 bit si può arrivare ad una dinamica di circa 140 dB.

3.1 I sismometri (trasduttori)

3.1.1 Sismometro a pendolo

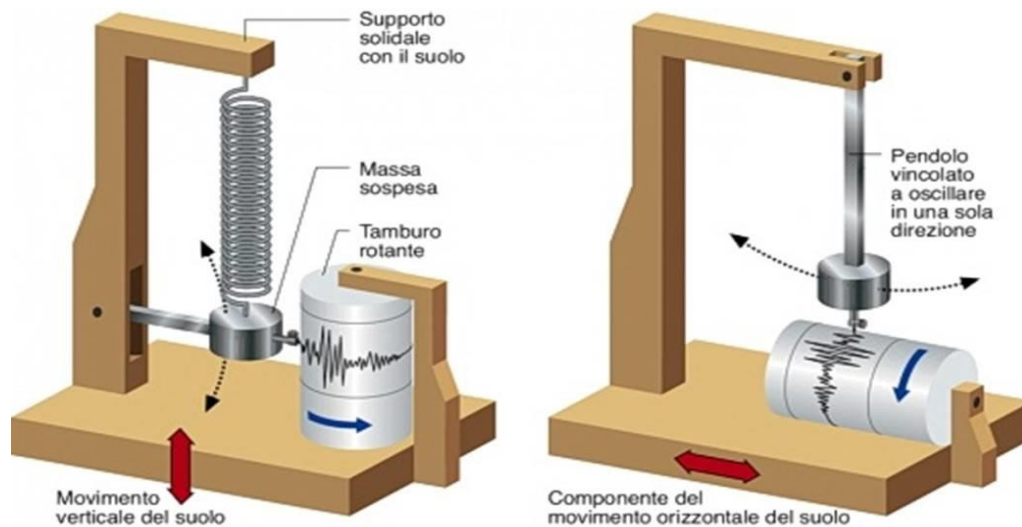


Figura 6: Esempio di sismometro analogico (a pendolo)

Nella Fig.6 abbiamo uno schema di un sismometro detto “a pendolo” per la misura dei movimenti del terreno in direzione sia verticale che orizzontale. Notiamo che un singolo sismometro riesce a captare solo una componente, difatti il sismometro a pendolo può rappresentarsi come un oscillatore ad 1 grado di libertà. Per questo motivo in una stazione sono necessari più sensori per registrare i movimenti su 3 assi (Est-Ovest, Nord-Sud, verticale).

Il sismografo più semplice che possiamo immaginare è costituito da un telaio, collegato rigidamente con il terreno; al telaio, attraverso una molla, è sospesa una massa. La legge fondamentale della dinamica ci dice che se il sistema è sottoposto ad un'accelerazione, la massa è soggetta ad una forza. La deformazione della molla che sospende la massa è proporzionale alla forza che la molla esercita, e misurando questa deformazione si può risalire all'accelerazione a cui il sismografo è sottoposto.

All'estremità della massa è collegato un pennino che lascia una traccia su un tamburo di carta rotante collegato ad un cronometro. In presenza di una scossa sismica, il pennino rilascia sulla carta il cosiddetto sismogramma [2].

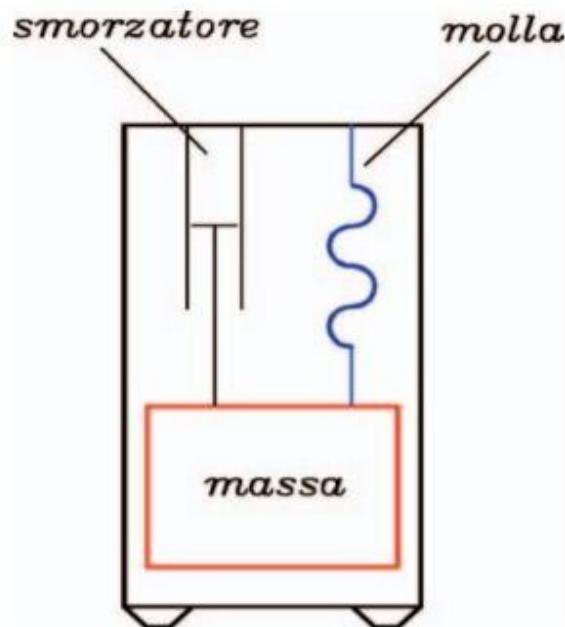


Figura 7: Schema semplificato di un sismometro

L'equazione del moto di un sistema oscillante forzato e smorzato è data dall'espressione:

$$m \frac{d^2 y}{dt^2} + c \frac{dy}{dt} + ky = -m \frac{d^2 u}{dt^2}$$

Dove:

- u = vettore spostamento
- m = massa dell'oscillatore
- x = spostamento assoluto della massa m
- $y = x - u$ = spostamento relativo
- k = costante di richiamo della sospensione elastica

- c = costante di viscosità dello smorzatore

Se si introduco le quantità fondamentali:

- $\omega_n = \sqrt{k/m}$ = pulsazione naturale (non smorzata del sistema)
- $\xi = \frac{c}{2m\omega_n}$ = coefficiente di smorzamento critico

L'espressione precedente assumerà la forma:

$$\frac{d^2y}{dt^2} + 2\xi\omega_n \frac{dy}{dt} + \omega_n^2 y = -\frac{d^2u}{dt^2}$$

Da questa espressione possiamo capire che si può riprodurre l'accelerazione $\frac{d^2u}{dt^2}$ del moto del terreno mediante una combinazione lineare del moto relativo e delle sue derivate (tutte quantità che possono essere ricavate e misurate).

Spesso nella pratica al posto di sismometro si usano i termini accelerometro, velocimetro, o misuratore di spostamento; questi strumenti si differenziano in base all'intervallo di frequenze preso in considerazione, dove si ha banda piatta nella corrispettiva funzione di trasferimento.

$$A(\omega) = \frac{1}{\sqrt{(-\omega^2 + \omega_n^2)^2 + (2\xi\omega_n\omega)^2}} = \text{funzione di trasferimento rispetto l'accelerazione}$$

$$V(\omega) = \frac{\omega}{\sqrt{(-\omega^2 + \omega_n^2)^2 + (2\xi\omega_n\omega)^2}} = \text{funzione di trasferimento rispetto la velocità}$$

$$M(\omega) = \frac{\omega^2}{\sqrt{(-\omega^2 + \omega_n^2)^2 + (2\xi\omega_n\omega)^2}} = \text{funzione di trasferimento rispetto lo spostamento}$$

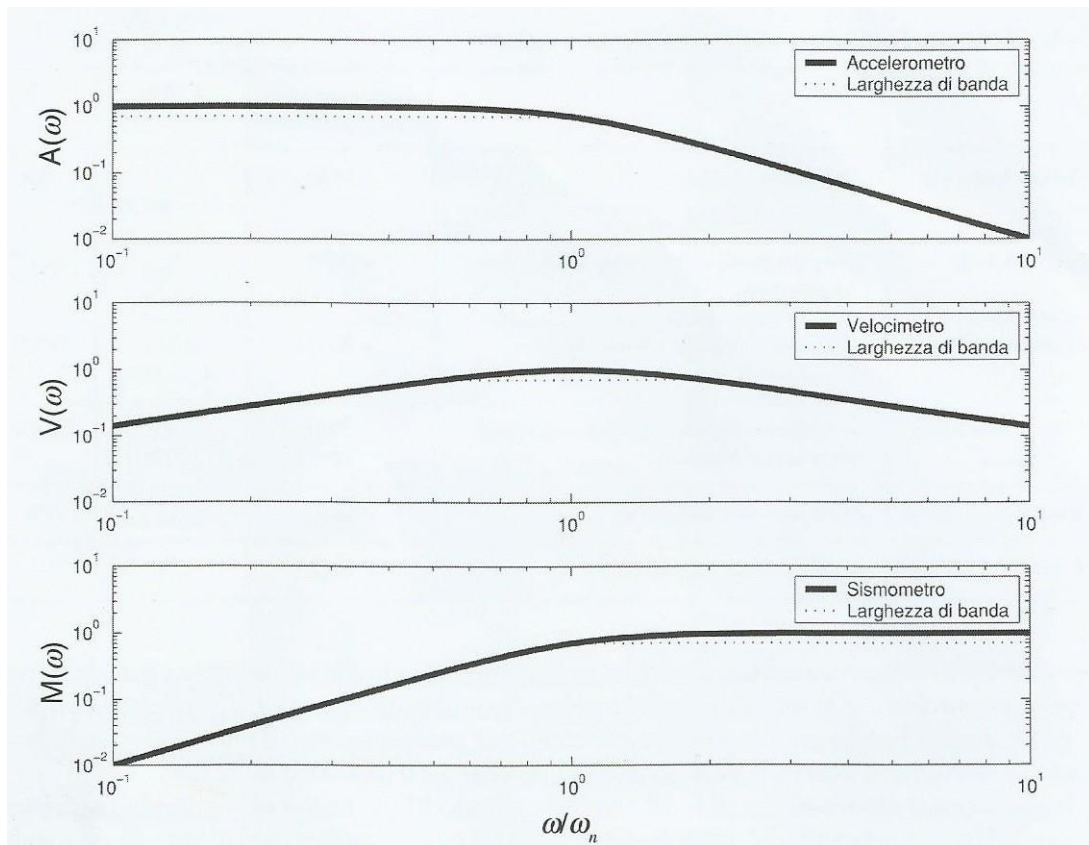


Figura 8: Curva di risposta (in ampiezza) allo spostamento, alla velocità e all'accelerazione di un sismografo inerziale [E. Faccioli, R. Paolucci, 2005].

Un ulteriore parametro fondamentale per definire la risposta del sismografo è il rapporto segnale-rumore ovvero il rapporto tra il massimo (fondo scala) e il minimo (rumore di fondo) segnale registrabile.

3.1.2 Sismometri e larghezza di banda

Si parla di larghezza di banda di uno strumento come l'intervallo di frequenze nella quale la curva di risposta, normalizzata rispetto il valore massimo, ha un'ampiezza superiore a $1/\sqrt{2} = 0.707$. Questo parametro è fondamentale perché ci permette di fare una ulteriore distinzione di questi sensori a seconda della banda di frequenza che coprono. Possiamo distinguere i sensori a corto periodo con una frequenza propria di 1-2 Hz, i sensori a larga banda o broadband (solo velocimetri) con un range di

frequenze tipicamente tra ~ 0.01 -100 Hz e i sensori a larghissima banda (VBB, very-broad-band) tipicamente tra ~ 0.001 -10 Hz. I primi hanno una curva di risposta limitata e sono sufficientemente sensibili per la registrazione di eventi locali (caratterizzati da un maggior contenuto ad alta frequenza). I secondi hanno una curva di risposta molto più larga e sono più adatti alla registrazione di eventi regionali e telesismi. Tuttavia, sono molto più sensibili ai disturbi a bassa e bassissima frequenza, alle variazioni di temperatura e pressione; perciò la loro installazione risulta molto più critica, richiedendo un sito adatto, al fine di attenuare gli effetti perturbativi. Pertanto, l'analisi di segnali generati da un terremoto locale risulta molto più semplice sui sensori a corto periodo che su quelli a banda larga i quali, caratterizzati da una risposta in frequenza molto più ampia, producono di conseguenza segnali più complessi.

3.1.3 Esempi di sismometri

La scelta del sismometro da usare a completamento di una stazione sismometrica, come prima abbiamo puntualizzato, dipende molto dal tipo di segnale che si vuole registrare e dal tipo di studio che si intende effettuare sul segnale acquisito. Le onde generate da un terremoto si attenuano viaggiando attraverso la Terra e a grandi distanze il contenuto a più alta frequenza risulta attenuato. Per stimare una vibrazione si può scegliere di misurare lo spostamento o la sua derivata prima e seconda, ovvero velocità e accelerazione. La scelta del parametro da misurare dipende dal range di frequenza del fenomeno. Con riferimento ad una singola armonica, qualunque sia il parametro considerato, rimangono inalterati forma e periodo della vibrazione, mentre si verifica una variazione di ampiezza e di fase. I sensori ad oggi maggiormente in uso in sismologia sono principalmente di due tipi: velocimetri e accelerometri, di cui i primi sono gli strumenti più versatili e sensibili.

La RSN ha a disposizione velocimetri che vanno dal corto periodo (Lennartz 3D 1s) a larga banda (Trillium120s). Inoltre, usa anche accelerometri FBA (Force Balance Accelerometer) basati sul principio del bilanciamento di forze. In genere, gli accelerometri sono strumenti meno sensibili dei velocimetri ma con una dinamica più adatta a segnali di tipo strong-motion cioè a rilevare segnali sismici dal DC fino 200 Hz. Tuttavia, differiscono dai sensori di weak-motion (velocimetri) in quanto la loro tensione di uscita è proporzionale all'accelerazione del suolo e non alla velocità della massa. Per questo motivo, sottolineano le alte frequenze e attenuano le basse frequenze.

Tipicamente gli accelerometri sono utilizzati insieme ai velocimetri, durante il monitoraggio di sequenze sismiche nella zona epicentrale, per avere range disponibile più elevato: gli accelerometri infatti vanno a compensare la saturazione dei velocimetri nel caso di eventi di strong-motion a causa dell'ampiezza elevata del segnale mentre i velocimetri sono più sensibili ed accurati nel caso di eventi di weak-motion, perché gli accelerometri potrebbero non rilevarli.

Inoltre, negli ultimi anni, con l'avanzamento tecnologico, si è cercato di sfruttare nuovi accelerometri basati su MEMS (Micro Electro-Mechanical Systems) a basso rumore ed a basso costo.

3.2 Condizionamento dati

I dati grezzi in uscita dallo strumento vengono elaborati e manipolati al fine di correggere la curva di risposta dello strumento, correggere errori ad alta e bassa frequenza e poi mettere in evidenza una particolare banda di frequenze. Queste operazioni solitamente vengono fatte nel dominio della frequenza mediante algoritmi di filtraggio basati sulla trasformata rapida di Fourier (FFT) [3]. Supponiamo che $a(t)$ sia il nostro segnale registrato nel dominio del tempo:

- 1) $a(t) \leftrightarrow A(\omega)$ si fa la FFT del segnale originale;
- 2) $U(\omega) = \frac{A(\omega)}{H(\omega)}$ si rimuove la curva caratteristica dello strumento;
- 3) $U_c(\omega) = U(\omega) * B(\omega)$ si applica un filtro opportuno che può essere passa-alto, passa-basso o passa-banda in base all'esigenza del disturbo che si vuole eliminare o della banda di frequenza che si vuole evidenziare;
- 4) $U_c(\omega) \leftrightarrow u_c(t)$ si antitrasforma per avere il segnale nel dominio del tempo

Se al segnale viene applicato un filtro passa-alto, il segnale sarà dominato da oscillazioni a basso periodo, viceversa se si applica un filtro passa-basso si presenteranno oscillazioni di lungo periodo.

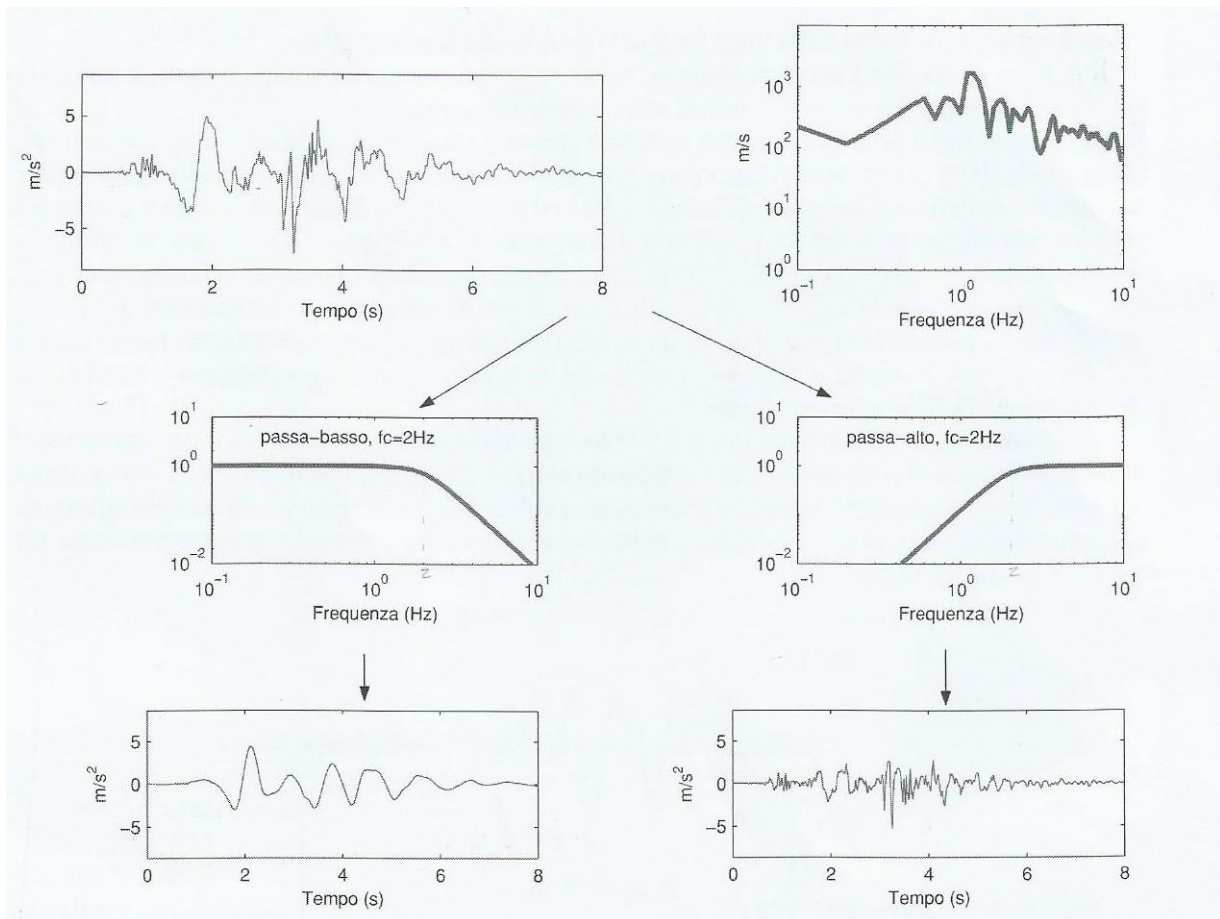


Figura 9: Accelerogramma registrato a Germona del Friuli tra il 11-15 settembre 1976 e relativo spettro di Fourier [E. Faccioli, R. Paolucci, 2005].

3.3 Registrazione (analogica e digitale)

Nonostante siano stati tecnicamente superati da quelli digitali, ancora oggi molti sismografi analogici vengono utilizzati in diverse reti sismiche di tutto il mondo. Questo perché un semplice sismogramma di un sismografo analogico, può contenere diverse informazioni di importanza pratica, interpretabili anche da una semplice ispezione visiva. Valori di picco, durata del moto, frequenza delle fasi principali e stima delle distanze focali, sono tutte informazioni che si possono ottenere preliminarmente dal sismogramma. Tuttavia, per valutazioni più precise servirà la digitalizzazione del segnale. Questa veniva fatta generalmente a mano, per poi oggi passare all'uso di uno scanner ad alta risoluzione. Ciò nonostante, questo processo

non era esente da errori legati principalmente allo spessore del foglio, deformazione o spostamento della stessa pellicola.

L'innovazione che si è avuta con i sismografi digitali è legata all'introduzione del convertitore A/D (analogico-digitale). I segnali che venivano generati dal trasduttore, erano poi amplificati e filtrati per ottenere il guadagno e la larghezza di banda desiderata, per poi essere mandati all'unità di conversione A/D.

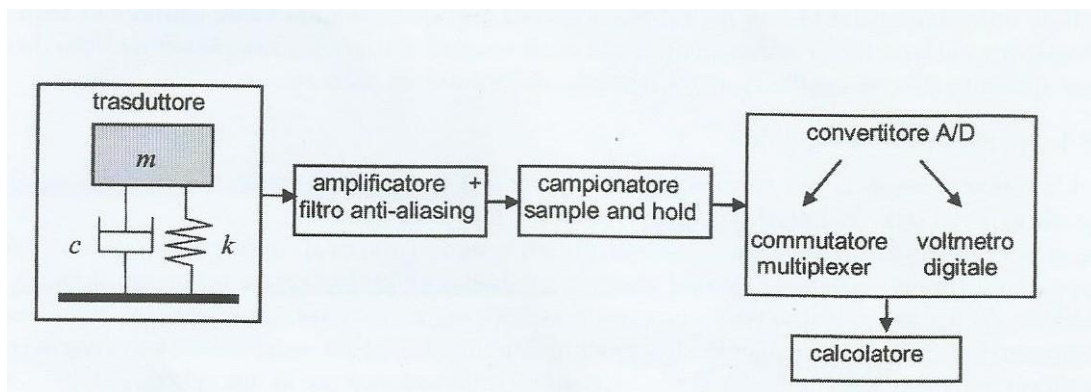


Figura 10: Schema a blocchi di un sistema di acquisizione digitale

Il convertitore è composto da due sezioni: commutatore multiplexer e voltmetro digitale. Il multiplexer ha il compito di convogliare i segnali di tensione provenienti da più linee d'ingresso (di solito 3 come le componenti spaziali del moto) al voltmetro digitale. Cosicché, il segnale viene misurato, digitalizzato ed inserito in una memoria di massa di un calcolatore o di una scheda di memoria. I vantaggi nell'uso di uno strumento digitale rispetto a quello analogico sono diversi. L'acquisizione diretta dei dati in forma numerica permette di evitare il rumore dovuto alla digitalizzazione del segnale. Vi è un'estensione del campo dinamico fino a 7 ordini di grandezza (circa 140 dB). Inoltre, vi è la disponibilità di una "memoria pre-evento" costituita da un insieme di dati immagazzinati in una memoria temporanea, cosicché si può eliminare l'ambiguità legata sulle condizioni iniziali del moto [3].

3.4 Strumentazione della Rete Sismica Nazionale Centralizzata

La varietà di strumentazione e dati della trasmissione nella RSN è dettagliata nella fig.11. Molte delle stazioni sismiche sono inoltre dotate di sensori di movimento potenti con antenne GPS. Gli importanti aggiornamenti tecnologici effettuati negli ultimi anni hanno consentito miglioramenti significativi del monitoraggio sismico dell'Italia e dei paesi del Mediterraneo (rete MEDNET). I sistemi di trasmissione dati adottati includono satelliti, connessioni wireless locali (UMTS, WIFI, ecc.) e linee cablate. Principalmente è stato adottato il protocollo Seedlink per la trasmissione dati. Molti dei siti dell'RSN, in particolare nel Sud Italia e in Sicilia, sono anche siti di registrazione permanente GPS della "Rete Integrata Nazionale GPS" (RING). La rete RING integra i ricevitori GPS con sismometri e accelerometri a banda larga e i dati vengono trasmessi attraverso una connessione satellitare in tempo reale ai principali hub di dati. Attualmente, sono stati installati più di 180 ricevitori collegati con tre hub principali ai centri di acquisizione situati a Roma, Grottaminarda e Catania. Al giorno d'oggi, RING rappresenta l'infrastruttura tecnologicamente più avanzata e un punto di riferimento per diverse istituzioni e imprese del governo regionale.

Sensors	Digitizers	Transmission	Data exchange protocols:
Short period SP	GAIA	Cable	SeisComp, SEEDlink
Geotech S-13	Trident/Cygnus	FASTWEB	Earthworm package SW
Lennartz LE-3D/20s	Taurus	RUPA	InterNAQS: Nanometrics
Kinometrics SS-1 Ranger	HRD-24	WIND	
Lennartz: LE-3D/1s borehole	Reftek 130	INTERNET	
Malin borehole 2 Hz	Quanterra Q330	Wireless	
Lennartz LE-3D/5s	Quanterra Q680	WI-FI	
Lennartz LE-3D/1s	Quanterra Q4120	UMTS	
Broad Band, Very BB BB – VBB	Quanterra Q730	Satellite	
Guralp CMG 40	Guralp DM-24	HELLAS SAT	
Trillium-40		NANOMETRICS	
Trillium-120P		INTELSAT	
Trillium-120compact		SATLINK	
Trillium-240		Broadsat/Tooway	
Streckeisen STS-2			
Streckeisen STS-1			
Accelerometers			
Kinometrics Episensor			
Colibrys SF3000			

Figura 11: Elenco strumentazioni usate attualmente dalla RSN



Figura 12: Sito della rete RSN-RING dotate di velocimetro a banda larga, accelerometro e antenna GPS

La collocazione di strumenti differenti (Fig. 12) ci consente di registrare l'intera gamma di frequenza durante il processo di formazione del terremoto, dall'accumulo di tensione sulle faglie fino alla parte di radiazione delle onde durante il processo di rottura. Quasi tutte le stazioni sono state installate in campo libero grazie al basso consumo energetico della trasmissione satellitare che può funzionare con i pannelli solari. Molti siti remoti RING GPS trasmettono dati in streaming in tempo reale, adottando la tecnologia Nanometrics LIBRA VSAT e utilizzando Intelsat e Hellasat come sistemi satellitari. La comunicazione satellitare è stata scelta per la trasmissione del segnale geodetico data la sua autonomia, affidabilità, semplicità, e possibilità di avere un'alta qualità dei dati. In alternativa ai sistemi satellitari, alcuni siti sono dotati di comunicazione Internet (via cavo, Universal Mobile Telecommunications System - UMTS, Internet via satellite) o rete Wi-Fi implementata e gestita da ingegneri e tecnici della CNT.

4 INTRODUZIONE ALL' EEW

Negli ultimi anni a seguito dell'evoluzione tecnologica nel campo dei sistemi di calcolo e di trasmissione e grazie ai progressi della sismologia di base è stato possibile sviluppare tecniche sempre più efficaci e sofisticate per l'analisi di dati sismologici in tempo reale in grado di ottenere informazioni su un terremoto già durante la sua fase di sviluppo. Una rete sismica moderna è in grado di fornire stime rapide e affidabili dei parametri del terremoto (tempo di origine, localizzazione, magnitudo, ecc ...) prima dell'arrivo delle onde sismiche più distruttive. Tale capacità prende il nome di «Earthquake Early Warning» (notifica rapida dell'allarme sismico) abbreviato con la sigla EEW. Il principio su cui si basa l'EEW è sulla differenza di velocità di propagazione delle diverse onde sismiche rispetto ai segnali elettrici ed elettromagnetici.

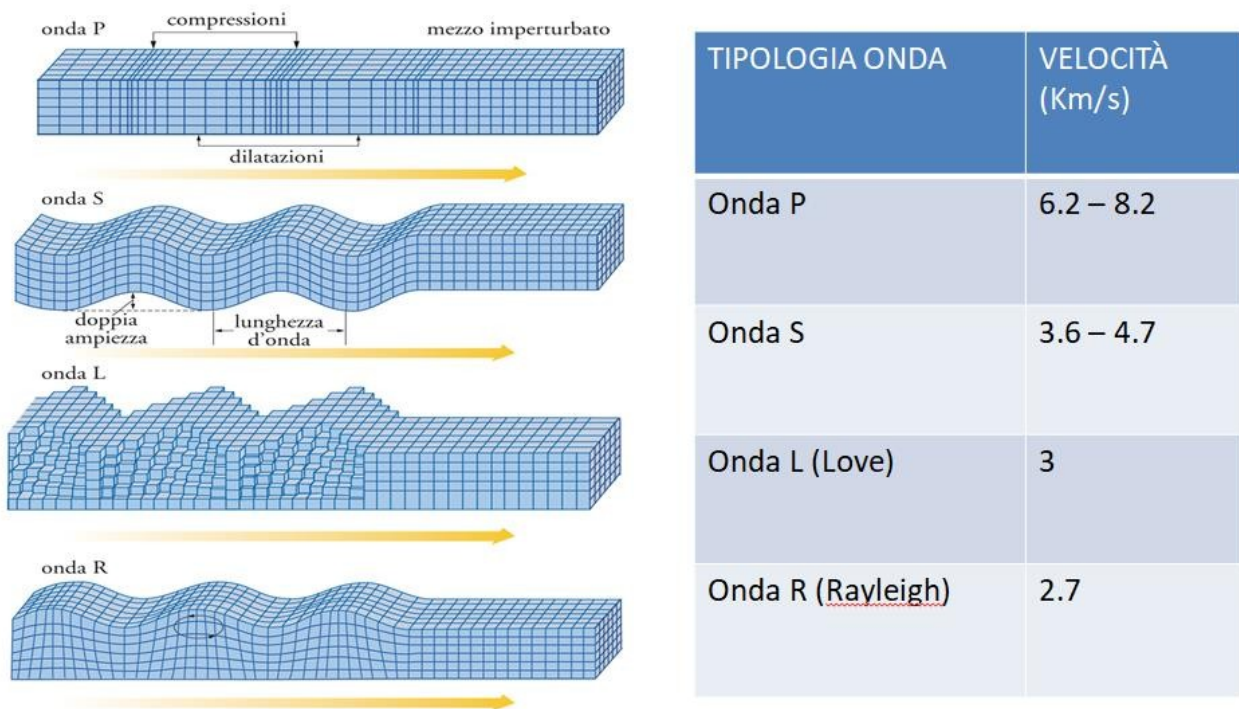


Figura 13: Tipologie di onde sismiche e tabella delle rispettive velocità in km/s

$$v_{\text{onde elettrom.}} = \lambda f \simeq 3 * 10^5 \text{ Km/s}$$

Notiamo dalla fig.17, ad esempio, come le onde S sono almeno 1.5 volte più lente delle onde P. Le onde di Love e Rayleigh sono ancora più lente [2].

Per le distanze in considerazione in un sistema di EEW possiamo considerare la velocità di trasmissione delle onde elettromagnetiche come se fosse istantanea in quanto le distanze sono di molti ordini inferiori. I tempi di avviso vanno da pochi secondi a poco più di un minuto e sono principalmente una funzione della distanza dell'utente dall'epicentro del terremoto. Attualmente esistono diverse metodologie di EEW utilizzate al mondo, e nonostante siano stati fatti grandi passi avanti negli ultimi anni, non sono mancati fallimenti e sono tuttora aperte sfide per futuri miglioramenti di questi sistemi.

4.1 Rilevamento frontale

Il primo approccio all'EEW fu quello di rilevare un forte scuotimento del terreno in una posizione e trasmettere un avviso riguardo l'energia del sisma. Questo concetto, fu chiamato "rilevamento frontale" [4] e venne inizialmente proposto per San Francisco in seguito al terremoto del 1868 sulla faglia di Hayward a Est del San Francisco Bay. I cavi telegrafici sarebbero potuti servire per poter segnalare il movimento del terreno suonando una campana sopra la città, ma tuttavia questo sistema non venne mai implementato. Nonostante ciò, il concetto di rilevamento frontale venne tramandato e ripreso in seguito installando sensori sismici tra le sorgenti con più probabilità di generare un terremoto ed i destinatari dell'allerta. Per questo motivo, occorre avere una buona conoscenza dei luoghi in cui potrebbero localizzarsi futuri epicentri sismici.

Primi esperimenti vennero fatti in Giappone alla fine degli anni '60, sui sistemi ferroviari dove si distribuirono sismometri lungo i binari che si sarebbero innescati quando l'intensità del movimento del suolo avrebbe superato una certa soglia. Cosicché superata tale soglia, si sarebbe poi chiusa l'alimentazione dei treni spegnendoli. Tuttavia, questo approccio dei "sismometri di allarme", fornisce un avvertimento solo dopo che sono iniziati forti scuotimenti del terreno. In seguito, distribuendo ulteriori sensori lungo la costa orientale del Giappone (zona a grave rischio sismico) si sono potute ottenere ulteriori fonti di allarme e creare una rete su cui poter trasmettere il rilevamento da una stazione all'altra. Nonostante ciò, mediante il rilevamento frontale, data la ridotta distanza delle aree popolate dalle coste, il massimo che si è potuto ottenere come tempi di allarme è di ~10 s (ovviamente di anticipo). La tecnica del rilevamento frontale è usata tuttora anche dal Seismic Alert System del New Mexico (sensori posizionati fino a 320 km di distanza che permettono avvisi di allarme di ~60s) e dagli EEW systems di Bucarest e di Istanbul.

4.2 Utilizzo delle onde P e l'early warning da una singola stazione

Uno dei problemi legati al rilevamento frontale di un terremoto è l'attesa che si crei un forte scuotimento del terreno prima di emettere un segnale d'avviso; infatti, questo provoca la creazione di una cosiddetta "zona cieca" (blind zone) intorno all'epicentro dove non è possibile fornire alcuna forma di avvertimento. Data una velocità di spostamento delle onde S approssimata di ~4 km/s, ogni secondo di ritardo aumenta il raggio della zona cieca di circa 4 km. Tuttavia, sappiamo che il forte scuotimento del terreno si verifica solo dopo l'arrivo delle onde S, quindi possiamo sfruttare il fatto che le onde P sono più veloci e rilevare il terremoto in anticipo. Questa

caratteristica permette di ridurre il raggio della blind zone e fornire un messaggio d'allerta più rapido [4].

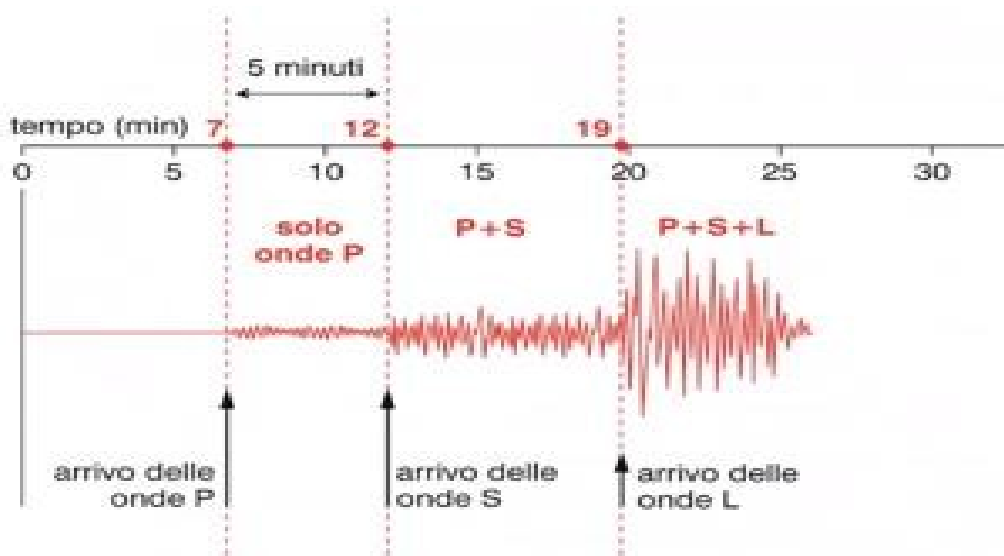


Figura 14: Esempio di un evento sismico con localizzazione temporale delle diverse onde

Uno degli obiettivi degli ultimi anni degli studi riguardanti l'EEW è stato quello di valutare la dimensione e la pericolosità di un terremoto a partire dai primi secondi delle onde P. Si è cercato di trovare un legame diretto tra la magnitudo di un terremoto e i numerosi parametri delle onde P. Due di questi parametri che vengono valutati sono il periodo predominante dei primi secondi dell'onda α_c^{\max} e il picco iniziale di spostamento P_d [5]. Quest'ultimo parametro si può facilmente ricavare da una doppia integrazione dal segnale che viene rilevato dagli accelerometri e dopo un filtraggio passa-alto con filtro di Butterworth. Per determinare se la dimensione di un terremoto è importante determinare se il punto di rottura di quest'ultimo si è fermato oppure se questo continua ad aumentare andandosi a riflettere sul periodo τ_c^{\max} . Infatti, eventi sismici di piccola e grande dimensione creano movimenti del suolo, rispettivamente, di corto e lungo periodo. Per questo motivo si cercherà di analizzare il valore del periodo del segnale (mediato), in una certa finestra temporale.

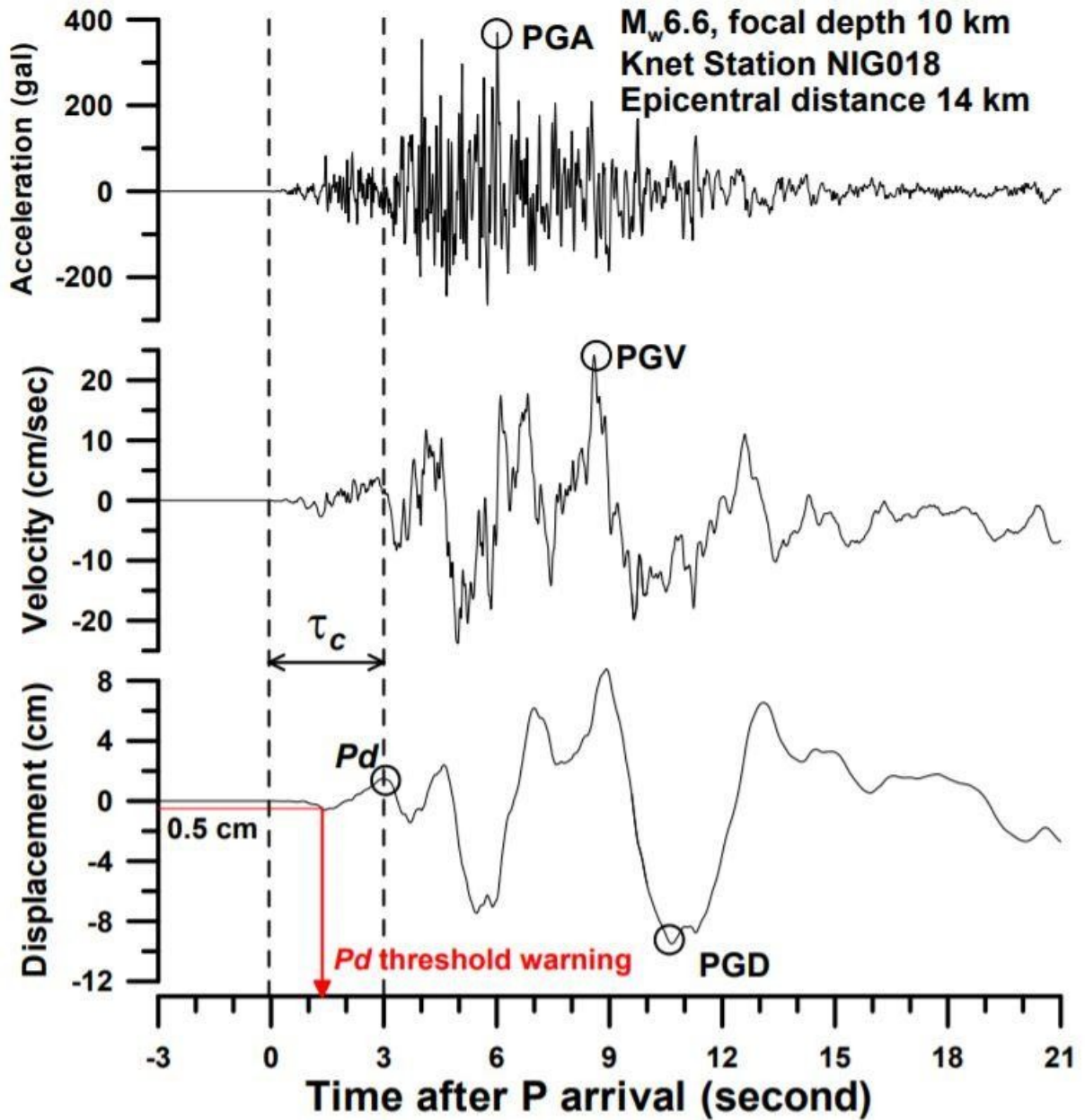


Figura 15: Componente verticale dell'accelerazione, velocità e spostamento del terremoto a Niigata Chuetsu-Oki del 2007. [Y. M. Wu, H. Kanamori, 2008]

$u(t)$ rappresenta lo spostamento e $\dot{u}(t)$ la velocità, vengono utilizzate per calcolare il rapporto r da cui poi ci potremo ricavare il periodo τ_c^{max} [5].

$$r = \frac{\int_0^{\tau_0} \dot{u}^2(t) dt}{\int_0^{\tau_0} u^2(t) dt} \quad (4.1)$$

L'integrazione è fatta nell'intervallo $(0, \tau_o)$ dopo l'arrivo dell'onda P. τ_o è il valore che si sceglie per stabilire la finestra temporale più adatta (solitamente massimo 3-4s) [5].

$$\tau_c^{max} = \frac{2\pi}{\sqrt{r}} \quad (4.2)$$

Si è scoperto che questo valore è in scala con l'entità di un terremoto pur rimanendo insensibile alla distanza epicentrale entro poche centinaia di chilometri dall'evento. Il metodo originale di Nakamura genera una serie temporale con periodo predominante, τ_c^{max} , valore che può essere convertito in una stima della possibile magnitudo M_w del terremoto. Il vantaggio di questo approccio è che una stima della magnitudo iniziale è disponibile rapidamente, entro circa un secondo, che può quindi essere aumentato se aumenta la τ_c^{max} . In genere, il periodo predominante viene monitorato per tre o quattro secondi [5].

$$M_w = 3.373 \log(\tau_c) + 5.787 \pm 0.412 \quad (4.3)$$

Un altro elemento importante per l'EEW è stimare la forza dell'onda S in un sito dalle onde P iniziali nello stesso sito. Si è dimostrato che dall'ampiezza massima dello spostamento verticale filtrato passa-alto durante i primi 3 secondi dell'onda P, indicato con P_d , può essere utilizzato per stimare la PGV nello stesso sito [5].

$$\log(\text{PGV}) = 0.920 \log(P_d) + 1.642 \pm 0.326 \quad (\text{PGV in cm/s and } P_d \text{ in cm}) \quad (4.4)$$

Notiamo che tra i due parametri PGV e P_d , come anche riportato nella formula 4.4, esiste una relazione diretta che è stata anche dimostrata empiricamente con varie rilevazioni come quelle mostrate in fig.16.

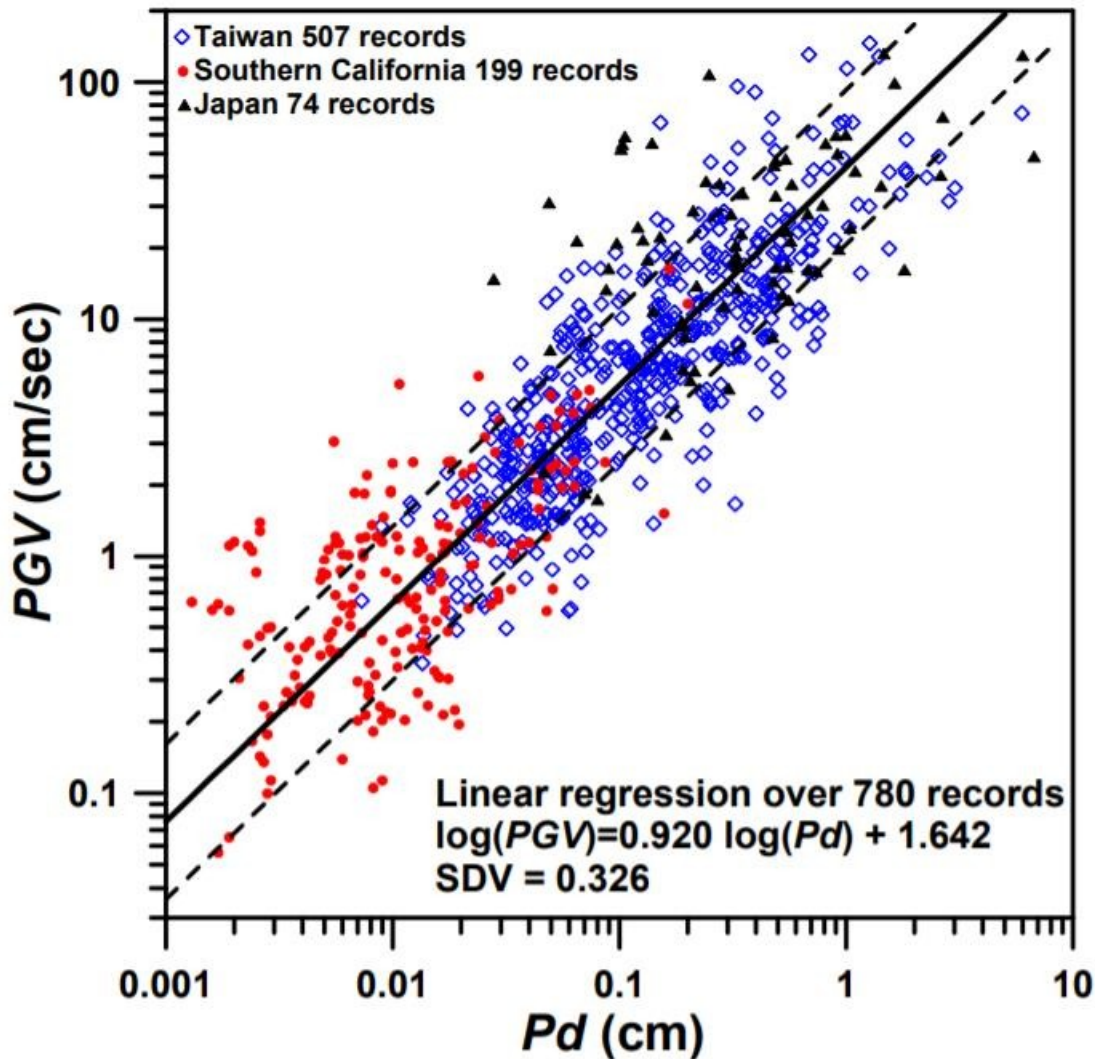


Figura 16: Relazione tra il picco iniziale di ampiezza di spostamento di 3 secondi (P_d) e picco di velocità al suolo (PGV) valutato per 780 registrazioni con epicentri distanti a meno di 30 Km per il Giappone (triangoli neri), California meridionale (cerchi solidi rossi) e Taiwan (quadrati blu).

Pertanto, l'entità e l'intensità del sisma possono essere stimate mediante i primi 3 secondi dopo il rilevamento dell'arrivo di P. Quindi se $\tau_c > 1s$ e $P_d > 0,5$ cm in un sito, vi è potenzialmente il rischio di danni gravi dovuti ad al terremoto rilevato [5].

4.3 Earthquake Early Warning Regionale

Parliamo di Regional Early Warning quando si ha la necessità di monitorare zone a rischio sismico molto ampie, fino a coprire intere nazioni. Per questo motivo, solitamente sorgente ed epicentro spesso saranno molto lontani e quindi anche i tempi d'attesa saranno più lunghi ed i costi più alti. Storicamente, le reti sismiche sono state progettate per trasmettere i dati delle forme d'onda ad un centro di elaborazione, dove vengono studiati i terremoti. Lo sviluppo dell'EEW ha seguito questa strada, installando nuovi moduli di elaborazione nei centri delle reti sismiche per la generazione e distribuzione di avvisi a tutti gli utenti. Tuttora vengono utilizzati gli algoritmi di elaborazione "onsite" dei dati per fornire avvisi più rapidi, basati sempre sul rilevamento delle onde P. Però ciò che viene fatto in più, è combinare i dati provenienti anche da altre stazioni. Ciò fornisce previsioni più accurate della distribuzione del movimento del suolo, fornendo una posizione più precisa dell'epicentro del terremoto e riducendo le incertezze nelle stime sulla magnitudo. Di conseguenza anche i metodi d'allerta riusciranno ad essere più rapidi e precisi [4].

I sismometri vicini all'epicentro vengono utilizzati per rilevare l'evento e valutare il pericolo. In caso di terremoti di grande magnitudo ($M > 6.5$), questo approccio può fornire un avvertimento anche decine di secondi prima dell'arrivo del sisma nelle aree a grave rischio di danni. Tuttavia, ci sarà anche una zona cieca intorno all'epicentro a cui non è possibile fornire un avviso a causa del tempo perso per la trasmissione dei dati a un centro di elaborazione, lo sviluppo di questi e l'invio del messaggio.

4.3.1 Metodo della triangolazione

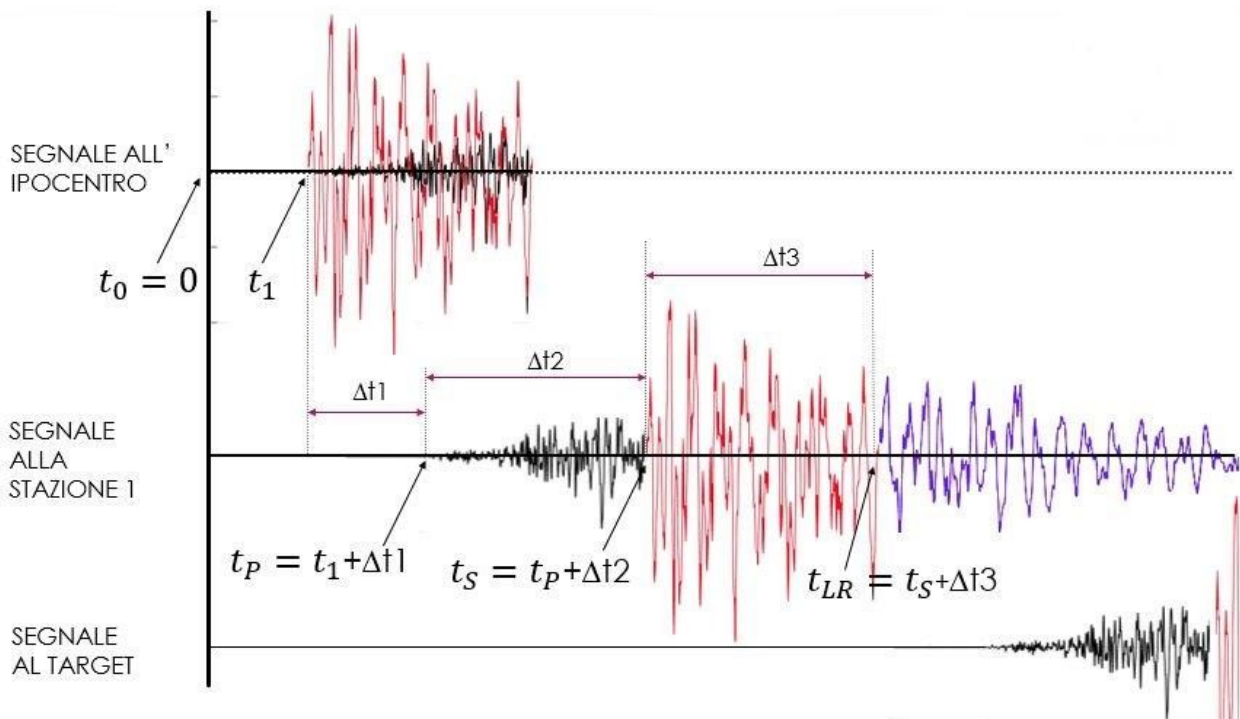


Figura 17: Esempio di propagazione nel tempo del segnale sismico rispetto 3 diversi siti di localizzazione

Nell'esempio di fig.17, t_0 è l'inizio della registrazione e fino a t_1 viene registrato solo rumore sismico. L'istante t_1 è un'incognita dato che non sappiamo all'inizio quando si genererà il terremoto. Quando ciò accadrà, verranno generate dall'ipocentro, allo stesso istante, l'onda P e l'onda S. Le onde superficiali, invece, non si formano immediatamente perché ci troviamo diversi km sotto il suolo. Le onde P e S iniziano a propagarsi (a velocità differenti) e si sfasano temporalmente a causa della diversa velocità di propagazione. Quando raggiungono la superficie vengono generate anche le onde superficiali che si iniziano a propagare ma con una velocità inferiore rispetto alle onde P ed S (per questo arrivano più tardi). Alla stazione 1 che rappresenta la stazione più vicina all'origine del sisma fino all'istante t_1 abbiamo solo rumore sismico. Δt_1 rappresenta l'intervallo temporale necessario alla propagazione dell'onda P dall'epicentro alla prima stazione di rilevamento. $\Delta t_1 + \Delta t_2$ rappresenta l'intervallo temporale necessario alla propagazione dell'onda S dall'epicentro alla prima stazione di rilevamento.

$$\left\{ \begin{array}{l} t_P = t_1 + \Delta t_1 \\ t_S = t_P + \Delta t_2 \\ x = t_P * v_P \\ x = t_S * v_S \end{array} \right. \quad \longrightarrow \quad \left\{ \begin{array}{l} t_P = \frac{(\Delta t_2 * v_S)}{v_P - v_S} \quad (1) \\ t_S = \frac{\Delta t_2 * v_P}{v_P - v_S} \quad (2) \\ t_1 = \frac{(\Delta t_2 + \Delta t_1) * v_S - \Delta t_1 * v_P}{(v_P - v_S)} \quad (3) \\ x = \frac{\Delta t_2 * v_P * v_S}{(v_P - v_S)} \quad (4) \end{array} \right.$$

Dalla formula 4 si evince che la distanza dall'origine del sisma può essere calcolata nell'istante in cui arriva il primo picco dell'onda S alla prima stazione.

Conoscendo i dati di una stazione possiamo quindi ricavare una circonferenza avente il centro dove è posizionata la stazione ed il raggio x pari alla distanza. Aumentando il numero di stazioni aumentiamo la precisione di rilevamento che da una circonferenza diventa un punto (con almeno 3 stazioni).

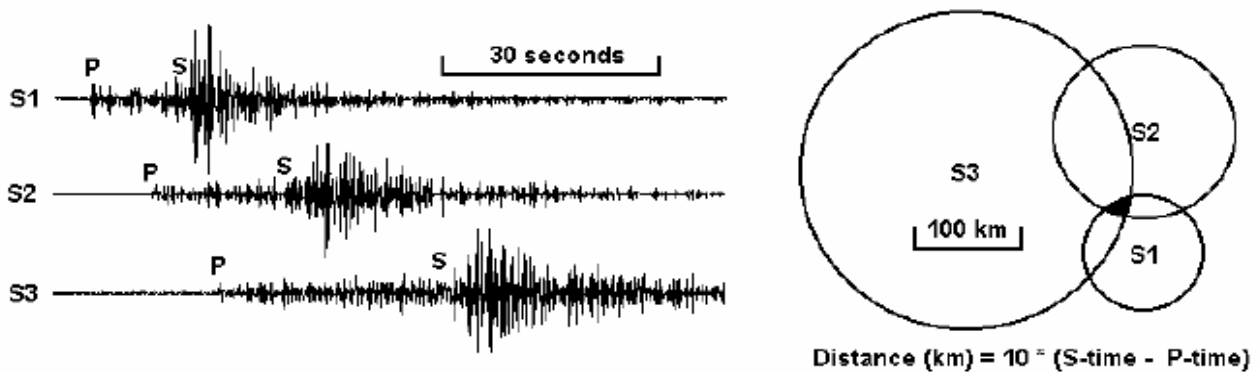


Figura 18: Esempio di rilevamento dell'epicentro mediante tecnica della triangolazione con 3 stazioni sismiche.

Ogni circonferenza definisce il luogo dei punti dove potrebbe essere localizzato l'epicentro. L'intersezione delle 3 circonferenze può identificare un punto o una regione. Se identificano una regione bisogna collegare le bisettrici che collegano le

intersezioni tra ogni coppia di circonferenze. Così possiamo determinare precisamente il punto in cui è avvenuto il terremoto (epicentro).

4.4 Costi e benefici dell'Early Warning

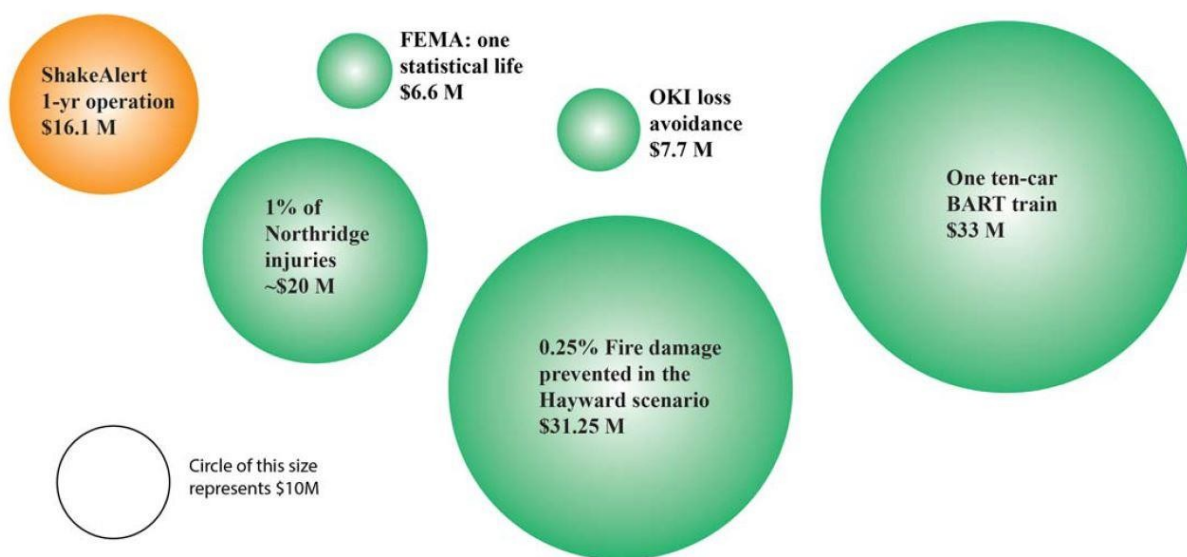


Figura 19: Confronto del costo di gestione di un sistema EEW nella west coast del USA (arancione) con alcuni risparmi identificabili anche legati ad eventi passati (verde).

Fare valutazioni di carattere economico non è mai semplice, soprattutto a causa del fatto che non si possono stabilire quanti terremoti o di che entità, si possano verificare in una certa zona, durante un anno. Però, prendendo come esempio il sistema EEW della costa orientale americana [6], come riportato in fig. 19, questo ha attualmente un costo fisso annuale di 16.1 mln di dollari, che comprende: personale lavorativo, miglioramenti e aggiornamenti continui alle strumentazioni, finanziamenti per la ricerca. Più eventuali 38 milioni di dollari se si vuole estendere la densità della rete sismica o aggiornare vecchi sismometri con quelli standard moderni. I costi sono ben

definiti mentre i guadagni/risparmi non sono mai fissi. Però se si pensa al panorama più ampio di risparmi che si potrebbero avere e che si sono avuti grazie a questo sistema di allerta pubblico, sicuramente si riesce meglio a comprenderne la necessità. Ad esempio, in entrambi i terremoti di Loma Prieta del 1989 e Northridge del 1994, oltre il 50% degli infortuni è stato causato da cadute e rischi di caduta. Questo include tutte le lesioni dovute alla caduta di pannelli del controsoffitto, apparecchi di illuminazione, librerie e così via. Se tutti avessero ricevuto prima alcuni secondi di avvertimento e si fossero messi al riparo, si sarebbe potuto ridurre il numero di lesioni e infortuni di oltre il 50%. In seguito, è stato stimato che i danni dovuti al terremoto di Northridge hanno provocato la perdita di circa 1.8-2.9 miliardi di dollari. Quindi con l'aiuto di un adeguato sistema EEW, si sarebbero potuti risparmiare da 1-1,5 miliardi di dollari. Inoltre, l'attuale costo legato agli infortuni è solo il 3%-4 % delle perdite stimate dalle aziende della zona, perché si è dovuto considerare anche il fatto che vi è stata l'interruzione della produzione. Prendendo questo dato del 3% - 4% come indicativo per i futuri eventi, il valore economico delle future lesioni da terremoto, è dell'ordine di \$ 200 milioni all'anno. Da questo punto di vista, il costo annuo di 16.1 milioni per il sistema EEW, risulta ampiamente minore [6].

Uno dei migliori esempi di rendimento ottenuto degli investimenti documentati per l'industria privata è quella della fabbrica di semiconduttori OKI, che ha subito perdite per \$ 15 milioni negli Stati Uniti a causa di incendi, danni alle apparecchiature e stop della produttività a causa di due terremoti (M 7.1 e 6.4) nel 2003. Per far fronte a questi rischi, l'azienda ha investito \$ 600.000 USA in rimodernamento e sistemi di controllo EEW per spegnere automaticamente i sistemi chimicamente pericolosi e spostare l'attrezzatura sensibile in un luogo sicuro. Difatti, in due successivi terremoti di magnitudo simile, le perdite furono ridotte a soli \$ 200.000 nella sede americana, con un risparmio di \$ 7,7 milioni per terremoto.

Un ulteriore esempio da considerare è quello dell'intero sistema dei treni ad alta velocità BART. Sono state fatte dagli ingegneri del gruppo delle analisi dei modelli

di flusso di passeggeri, che prendendo in considerazione martedì, mercoledì e giovedì in media dalle 7:00 alle 18:30, circa 30-40 treni si muovono in qualsiasi momento, per un totale di 300–400 singole macchine in movimento. Prevenire il deragliamento di un singolo treno durante il giorno lavorativo potrebbe salvare 10 singoli vagoni ferroviari, questo sempre mediante un opportuno progetto di EEW. Un progetto totale da \$ 3,3 milioni per vagone, che si traduce in 33 milioni \$ di risparmi totali. Questo calcolo considera solo il costo di sostituzione del solo vagone ferroviario ma i risparmi legati agli infortuni evitati ai passeggeri aumenterebbe sostanzialmente questo valore [6].

5 ANALISI DEL RUMORE SISMICO

5.1 Introduzione al rumore sismico

Lo studio e la caratterizzazione del rumore sismico è, da molti anni ormai, una delle tematiche più importanti affrontate in sismologia; i primi studi risalgono addirittura agli anni '60, a riguardo del quale si trova una vasta letteratura. Il rumore sismico si può definire come un fenomeno di tipo stocastico, quasi stazionario, e senza uno spettro di fase ben definito [7]. Tale processo, è causato da una varietà di sorgenti tutte diverse, per lo più senza relazioni di fondo. Quindi anche le valutazioni che verranno fatte riguardo l'ampiezza e il contenuto in frequenza del rumore sismico, saranno valide unicamente per il sito in osservazione. Le rilevazioni di rumore sismico sono eseguite nella maniera più appropriata, se il sito utilizzato presenta una bassa sismicità [8].

La tromografia (dal greco $\tau\rho\acute{o}\mu\omicron\varsigma$ = tremore) è quella branca della sismologia che studia i micro-tremori derivati dal rumore sismico ambientale. Le frequenze oggetto di studio sono comprese tra 0,1 e 20 Hz, ed i rumori sismici ambientali compresi in questo range possono essere vari: dovuti al vento, alle onde del mare o dell'oceano, ma anche ai macchinari o ai veicoli. I primi a compiere una classificazione di questi rumori, differenziando le varie sorgenti fu Gutenberg e in seguito Asten e Henstridge [9].

SORGENTI	Gutenberg	Asten - Asten e Henstridge
Onde oceaniche sulle coste	0.05 – 0.1 Hz	0.05 – 1.2 Hz
Perturbazioni meteorologiche a grande scala	0.1 - 0.25 Hz	0.16 – 0.5 Hz
Cicloni oceanici	0.3 – 1 Hz	0.5 – 3 Hz
Condizioni meteorologiche locali	1.4 – 5 Hz	-
Tremori vulcanici	2 – 10 Hz	-
Attività antropica	1-100 Hz	1.4 – 30 Hz

Tabella 1: Classificazione delle frequenze di varie fonti di rumore ambientale [B. Gutenberg, 1958 e M.W. Asten, 1978]

Anni dopo venne fatta una ulteriore categorizzazione di questi rumori ambientali, sempre in base al proprio periodo caratteristico, definita da Bormann [7].

La prima categoria include sorgenti d'acqua che scorrono (cascate, rapide in fiumi e torrenti), oppure di tipo eolico (frizione del vento su un terreno rugoso ed oscillazioni di alberi e di altra vegetazione o di costruzioni sotto l'azione del vento), oppure anche attività di tipo antropico (macchine ruotanti o martellanti, traffico stradale e ferroviario, etc.). Il periodo di queste sorgenti è breve, dell'ordine del decimo di secondo.

La seconda categoria, invece, comprende sorgenti di rumore oceanico (microsismi oceanici primari che si generano in acque basse di regioni costali e microsismi oceanici secondari generati dalla sovrapposizione di onde marine di uguale periodo che viaggiano in direzione opposta). Il periodo dominante, a differenza di quello del gruppo precedente, è di durata intermedia, dell'ordine dei secondi.

La terza ed ultima categoria comprende le oscillazioni dovute alle maree terrestri ed alle fluttuazioni della pressione barometrica: tali oscillazioni presentano periodi lunghi, dell'ordine delle decine di secondi.

Nell'analisi del rumore sismico è anche utile distinguere tra il giorno e la notte, giornate lavorative e festive, poiché il livello di rumore è abbastanza variabile a causa della forte variazione nell'attività antropica.

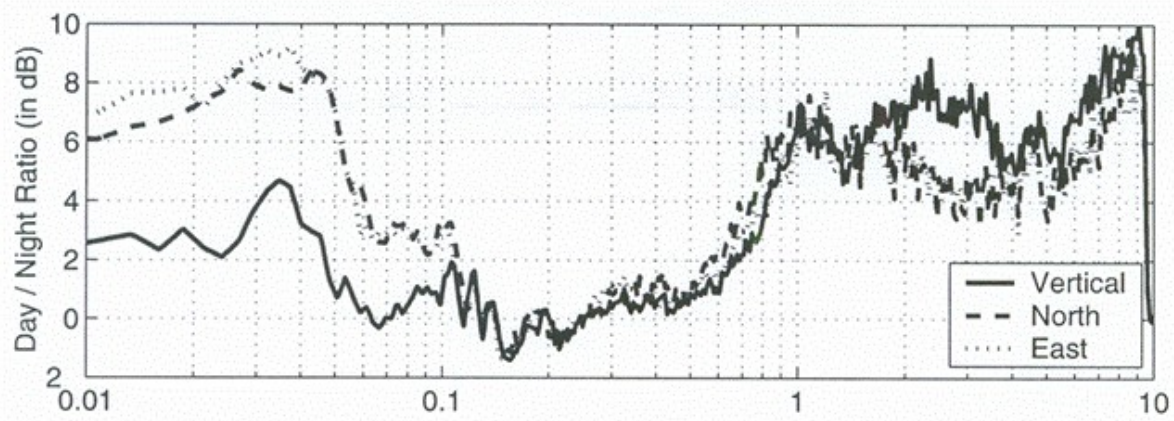


Figura 20: Rapporto tra il rumore sismico rilevato, alla medesima stazione sismica, durante il giorno e la notte sulle 3 componenti cartesiane [Wilson, 2002]

Come si vede dalla fig.20, alle frequenze molto basse ($0.01 \div 0.1$ Hz), il rapporto tra il livello di rumore giornaliero e quello notturno è in media circa uguale a 1.5. Invece, a basse frequenze ($0.1 \div 0.6$ Hz), i due livelli sono equivalenti. Infine, ad alte frequenze ($0.7 \div 10.0$ Hz), il livello di rumore giornaliero è in media circa 3 volte quello notturno. Il rapporto in esame, in questa figura, è ottenuto dalle curve d'ampiezza spettrale che descrivono (per tutte le tre componenti, vale a dire Z, N-S ed E-O) il livello di rumore sismico durante il giorno e la notte.

5.2 Capacità di detenzione di una stazione sismica

Di tutti i possibili utilizzi del rumore sismico, due sono di fondamentale importanza. Il primo aspetto riguarda l'individuazione di una soglia di identificazione (o "detenzione") degli eventi sismici (rispetto alla magnitudo, alla caduta di sforzo e alla distanza sorgente-ricevitore) tenuto conto del livello di rumore sismico al sito di registrazione. Il segnale sismico associato ad un terremoto sarà distinguibile dal rumore nel momento in cui presenta un'ampiezza maggiore di questa soglia [10]. Questo aspetto non verrà troppo approfondito, siccome non di interesse nel successivo esperimento effettuato. Lo studio della soglia di detenzione degli eventi sismici da registrazioni di rumore sismico è tipicamente realizzato nel dominio delle frequenze. È possibile, infatti, rappresentare la variazione del livello di rumore sismico nel passaggio dal giorno alla notte attraverso la "densità di potenza spettrale" (Power Spectral Density, PSD), che si definisce come la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione:

$$p(\tau) = \langle f(t), f(t + \tau) \rangle$$

$$PSD(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau$$

Le curve di PSD sono generalmente messe a confronto con due curve di riferimento ricavate da Peterson (1993), che stabiliscono il livello più basso (New Low Noise Model, NLNM) e quello più alto (New High Noise Model, NHNM) del rumore sismico ammissibile su scala mondiale.

Il secondo aspetto, invece, di maggiore interesse e in seguito approfondito nei prossimi capitoli, riguarda l'analisi degli effetti di sito associati alla diversa geologia della zona in cui è collocata la stazione sismica.

5.3 Curve di Peterson

Le curve di Peterson rappresentano un riferimento molto utile per fare una prima valutazione riguardante la capacità di detenzione di una stazione: minore è il rumore di fondo, più bassa sarà la magnitudo dei terremoti registrabili a quella determinata stazione. I limiti di Peterson sono stati determinati in modo empirico osservando in modo statistico numerose registrazioni di 75 stazioni appartenenti a 8 reti di monitoraggio. Tali curve messe a confronto con i nostri risultati, ovvero le PSD calcolate dal rumore sismico nella zona d'interesse ci permettono di vedere il livello di qualità del rumore sismico rilevato rispetto al rumore standard delle curve di Peterson [11].

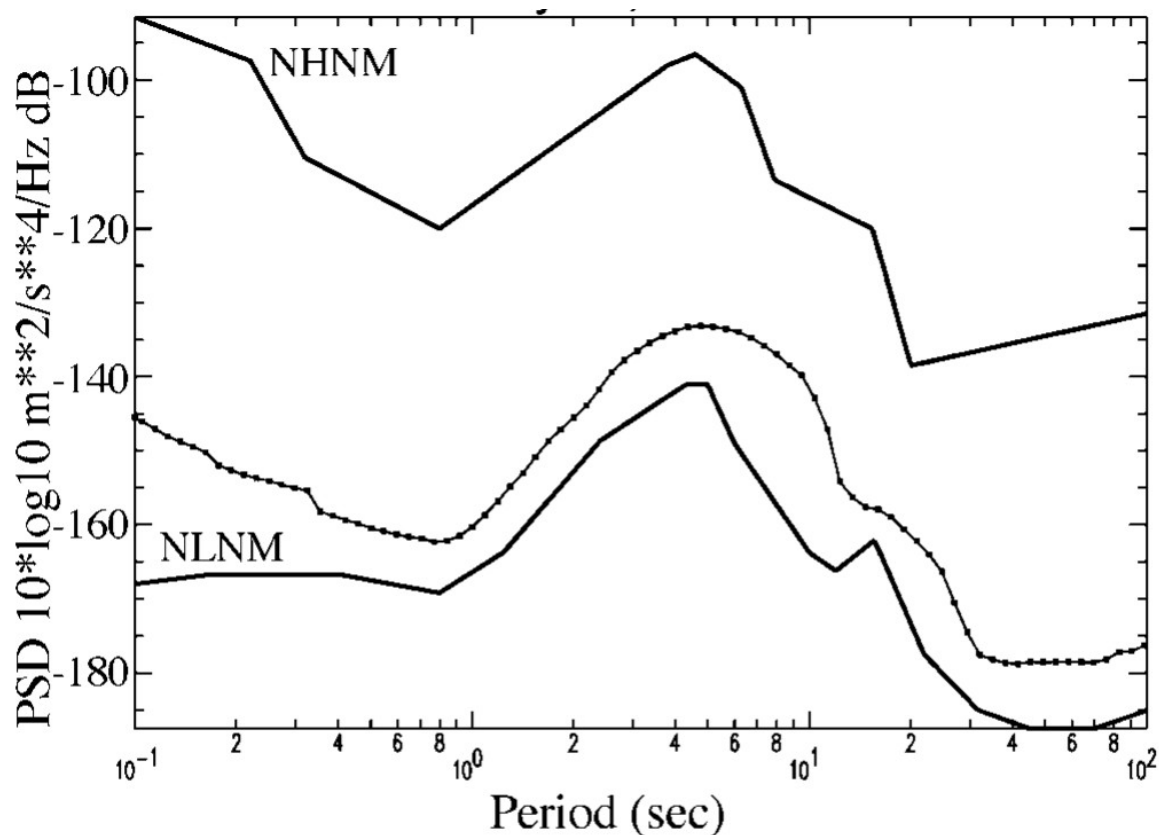


Figura 21: Esempio delle due curve NLNM e N1NM stimate da Peterson (1993), in questo caso sulle ascisse abbiamo il periodo, in alcuni casi invece vengono riferite alla frequenza [D. McNara, R. Buland, 2004].

Nella fig.22 sono riportati esempi di PSD per la componente Z del rumore sismico registrato alla stazione sismica AHID posta in Idaho confrontati con le curve NLNM e NHHM. Si nota che, ad alte frequenze, si distingue facilmente il rumore prodotto dalle automobili (il cui periodo è breve e presenta un livello elevato in ampiezza prossimo alla curva NHHM) e quello generato dai microsismi oceanici (con un periodo intermedio, dell'ordine dei secondi, che quindi presenta un livello in ampiezza intermedio tra le curve NLNM e NHHM).

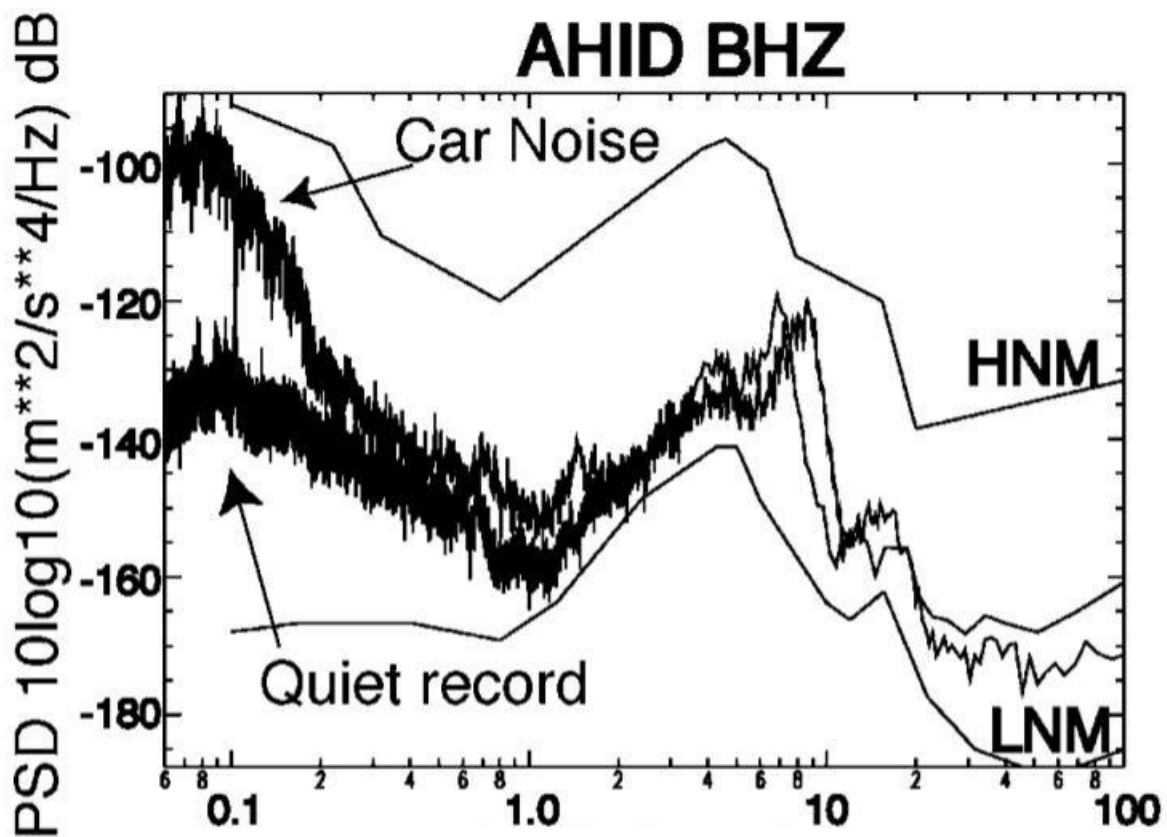


Figura 22: Esempio di PSD del rumore sismico [D.McNara, R. Buland, 2004].

Poiché lo spettro di fase presenta caratteristiche aleatorie, a causa della concomitanza di sorgenti casuali, è normalmente usato soltanto lo spettro di ampiezza.

5.4 Problematiche legate al rumore sismico

I sistemi di Earthquake early warning (EEW), come detto nel capitolo 4, sono fondamentali perché possono permetterci di fornire un avviso prima di un eventuale sisma. Tuttavia, queste rilevazioni possono essere talvolta accidentalmente compromesse dagli impulsi del rumore, confusi per reali terremoti, portando così a dei falsi allarmi. Per questo una delle maggiori sfide dei sistemi EEW moderni è il rilevamento rapido e affidabile di terremoti in ambienti sismicamente rumorosi. Il rumore impulsivo naturale o antropogenico (ad es. attività industriali, traffico, calamità naturali e malfunzionamenti del dispositivo) vicino ai sismometri può innescare accidentalmente il sistema e alla fine portare a falsi allarmi; così portando ad interruzioni delle attività industriali e dei sistemi di trasporti, e causando inutili perdite economiche, oltre le preoccupazioni di lavoratori e abitanti della zona. Un semplice approccio discriminatorio potrebbe essere definire un insieme di caratteristiche della forma d'onda (ampiezza di picco, frequenza dominante, etc.) e impostare i criteri che siano soddisfatti unicamente dalle onde P. Tuttavia, a causa della naturale complessità delle onde P e dall'imprevedibilità delle onde di rumore sismico, trovare tali criteri risulta molto difficile.

5.5 Metodo HVSR

Il metodo HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) è una tecnica sperimentale basata sul rapporto tra le ampiezze spettrali delle PSD delle componenti orizzontali (mediando i due assi) di un segnale e le ampiezze spettrali delle PSD delle componenti verticali. In questo modo si può ricavare i picchi caratteristici di risonanza del sito preso in considerazione. I primi a proporre un metodo di studio a single-station basato sull'analisi dei microtremori furono Nogoshi e Igarashi (1971), ma soltanto in seguito con Nakamura (1989) [12], che per primo riuscì a darne una spiegazione teorica, questo metodo divenne di comune utilizzo. Infatti, ancora oggi questo metodo HVSR prende anche il nome di “metodo di Nakamura”.

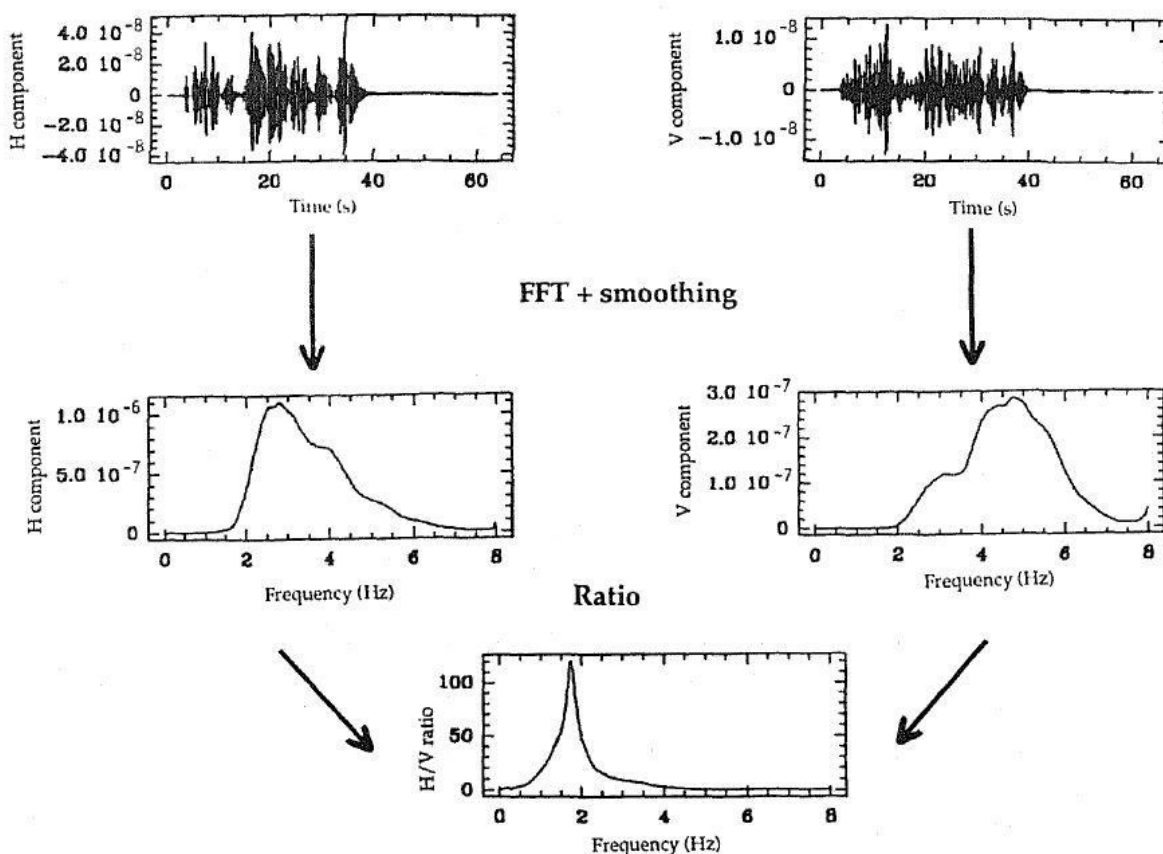


Figura 23: Procedura per il calcolo del rapporto H/V a partire dal sismogramma

Le sue applicazioni sono varie e si possono ottenere sicuramente risultati importanti:

- la frequenza caratteristica di risonanza del sito, parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici così da evitare l'effetto della "doppia risonanza";
- la frequenza fondamentale di risonanza di un edificio qualora la misura viene effettuata all'interno dello stesso;
- stimare la velocità delle onde di taglio a patto che si disponga di informazioni aggiuntive sul modello geologico del sottosuolo o si abbiano informazioni sul sito in esame.
- stimare la posizione del picco di risonanza delle onde S in un certo sito. È stato anche valutato che la forma di questo rapporto spettrale è ampiamente controllato dalla polarizzazione delle onde di Rayleigh.

Si è dimostrato sperimentalmente, che il picco di risonanza che si ottiene dal rapporto H/V è indipendente dal tipo di sorgente rumorosa e questo, con ottima approssimazione, rappresenta la frequenza di risonanza del sito in esame [13].

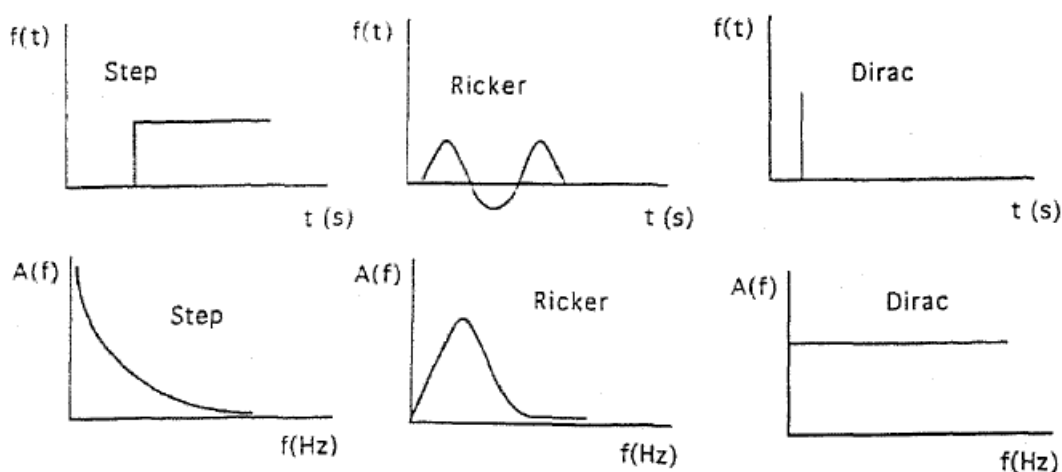


Figura 24: Forme d'onda utilizzate (nel dominio del tempo e delle frequenze) per la riproduzione del rumore [P.Y. Bard e C. Lachete, 1994]

Questo metodo Nakamura è stato sperimentato su diversi siti geologici [13], con fonti di rumori indotti differenti, ed ogni volta si è ottenuto come risultato che il picco del rapporto H/V mantenesse la stessa posizione a prescindere dalla sorgente di rumore differente.

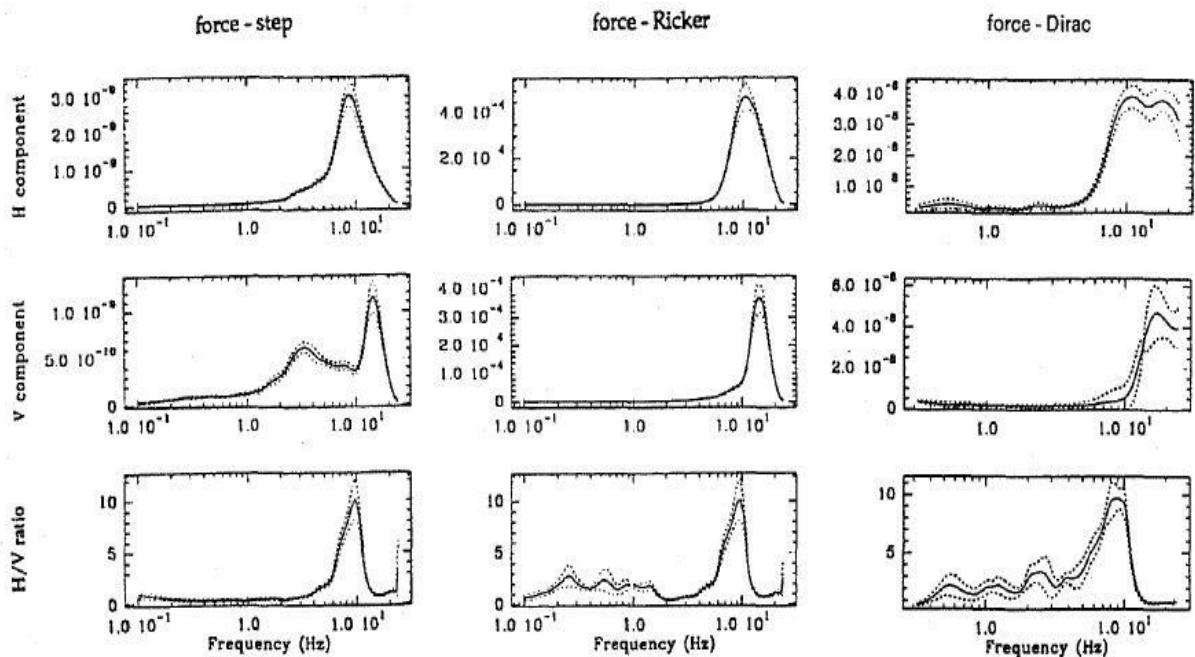


Figura 25: Spettri delle componenti orizzontali H, delle componenti verticali V e del rapporto H/V per diverse sorgenti di rumore indotto. Le linee tratteggiate rappresentano la deviazione standard [P.Y. Bard e C. Lachete 1994]

Il passaggio successivo consiste nel confrontare la f_n ottenuta col rapporto H/V con la frequenza di risonanza del sito al f_s dovuta alle onde S.

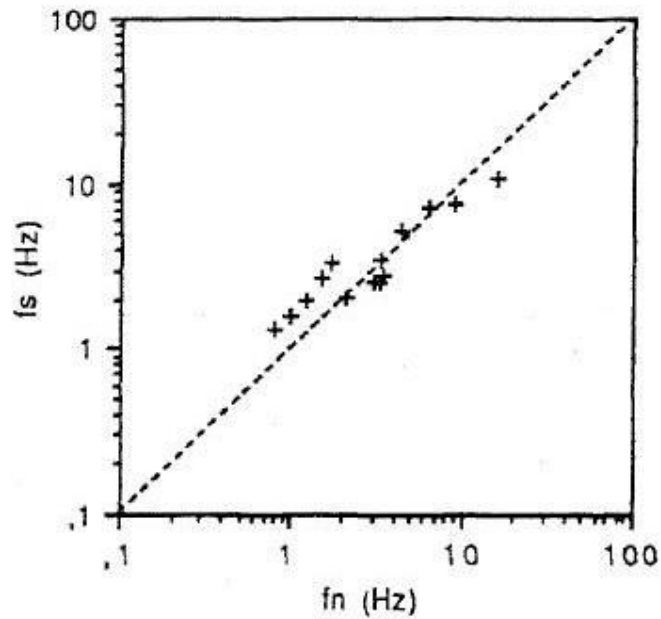


Figura 26: Plot del picco del rapporto H/V in frequenza per ogni sito (f_n) e del picco di frequenza delle onde S verticali (f_s). La linea tratteggiata rappresenta dove $f_n = f_s$ [P.Y. Bard e C. Lachete 1994]

Come vediamo dalla fig.26 c'è un buon accordo tra il valore dei picchi di frequenza ottenuti con gli estratti di rumore e quelli ottenuti invece con di onde S.

6 ESPERIMENTO DI GUALDO

6.1 Premessa

È stato analizzato, in assenza di attività sismica, il rumore ambientale rilevato da una stazione (situata a Gualdo in provincia di Macerata) utilizzando 2 diversi tipi di sensori accelerometrici ed un velocimetro (come riferimento).

In questo studio si è cercato di capire se fosse possibile estrapolare informazioni utili dalla traccia di rumore sismico acquisito dagli accelerometri (di diversa fattura), piuttosto che dal velocimetro, per poter determinare quali sono i limiti di tali sensori. In particolare, si è cercata di ricavare la frequenza naturale del sito in analisi. La conoscenza della frequenza naturale del suolo, unita alle informazioni sul periodo predominante di una struttura, possono dare un'idea affidabile dei potenziali danni che possiamo aspettarci in quel sito in caso di terremoto. Questo è di fondamentale importanza per ridurre gli effetti che i terremoti hanno sulle strutture pubbliche e civili.

6.2 Strumentazione: i sensori

6.2.1 Sensore INGV

L'accelerometro utilizzato per le rilevazioni è della linea Kinematics EpiSensor modello FBA ES-T, ovvero Force Balance Accelerometer (FBA) External Triaxial Sensor (ES-T). Questo modello ci permette di rilevare i moduli delle accelerazioni su 3 assi con un unico dispositivo che è molto utile per le registrazioni terremoti. La larghezza di banda è significativamente ampia, ovvero dal DC arriva fino 200 Hz.

In un sismometro passivo convenzionale, la forza inerziale prodotta dal movimento sismico del terreno devia la massa dalla sua posizione di equilibrio e lo spostamento o la velocità della massa viene quindi convertita in un segnale elettrico. Questo principio di misurazione è utilizzato solo per sismometri a corto periodo (short-period). Invece, i sismometri a lungo-periodo (long-period) o a banda larga, sono costruiti secondo il principio force-balanced, come nel caso dell'EpiSensor.



Figura 27: EpiSensor FBA ES-T

La forza inerziale è compensata (o bilanciata) con una forza elettricamente generata in modo che la massa sismica si muova il meno possibile; certo è ancora necessario un piccolo movimento perché altrimenti la forza inerziale non potrebbe essere osservata. La forza di retroazione (feedback force) viene generata con un trasduttore di forza elettromagnetica.

SPECIFICHE TECNICHE	<i>EPISENSOR FBA ES-T</i>
Caratteristiche fisiche	
Diametro	133 mm
Altezza	61 mm
Alimentazione	
Consumi	12 mA from +/- 12V (<i>Standard Amp</i>), 35 mA from +/- 12 V (<i>Low Noise Amp</i>), <i>Single supply option available</i>
Prestazioni	
<i>Dynamic range</i>	155 dB
Ampiezza della banda	DC a 200 Hz
Fondo scala	$\pm 2g$
Sensibilità	5 V/g
Temperatura operativa	-20° - 70°C

Tabella 2: tabella dei valori del sensore EpiSensor FBA ES-T

6.2.2 Sensore Colybris (TEST)

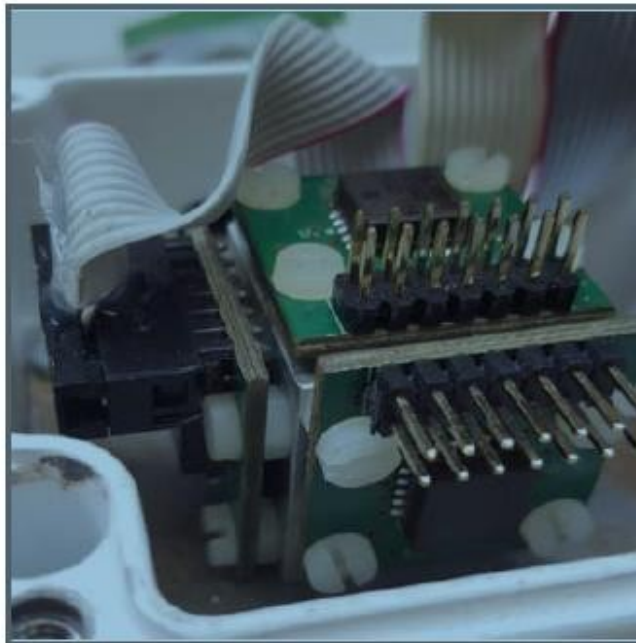


Figura 28: Safran Colybris VS1002

SPECIFICHE TECNICHE	SAFRAN COLYBRIS VS1002
Alimentazione	
Tensione di alimentazione	0.3 – 3.9 V
Corrente di alimentazione	3 mA
Sensibilità fattore di scala	1350 mV/g
Prestazioni	
Coefficiente di temperatura <u>Bias</u> T	<0.2 mg/°C <u>typ</u>
Coefficiente fattore di temperatura	120 ppm/°C <u>typ</u>
<u>Range</u> di utilizzo	±2 g
Ampiezza della banda	DC a 700 Hz
<u>Power supply</u>	3 V

Tabella 3: tabella dei valori del sensore Safran Colybris VS1002

La sigla MEMS è l'acronimo di "Micro Electro Mechanical Systems" e identifica una categoria di dispositivi di varia natura (meccanici, elettrici ed elettronici) integrati in forma altamente miniaturizzata su uno stesso substrato di silicio, che coniugano le proprietà elettriche degli integrati a semiconduttore con proprietà opto-meccaniche. Il sensore MEMS vero e proprio è costituito da due condensatori: un'accelerazione muove la massa sensibile (che costituisce una delle armature) facendo variare la capacità dei due condensatori.

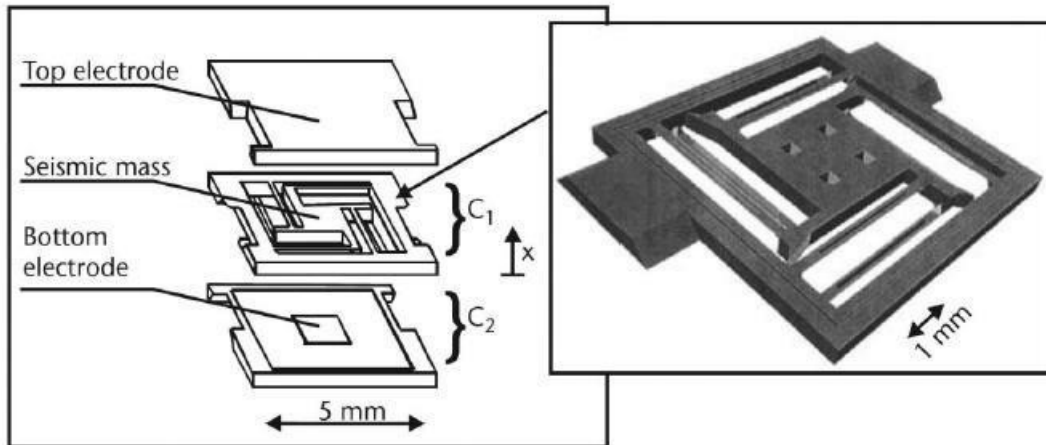


Figura 29: componenti dell'accelerometro di tipo MEMS

Gli accelerometri di tipo capacitivo sono più adatti per applicazioni di monitoraggio. Avendo un'ampia banda passante a partire da 0 Hz, sono dunque in grado di misurare le accelerazioni statiche; infatti, sono ideali per la misurazione del movimento a bassa frequenza, come ad esempio misure di vibrazioni nell'ingegneria civile. Garantiscono precisione, rapporto S/N elevato ed elevata stabilità del segnale di uscita.

La struttura del sensore capacitivo favorisce un ridotto campo di misura di accelerazione in genere limitato a meno di 100g. Un esempio di accelerometro che sfrutta la tecnologia MEMS capacitiva è il Safran Colybris VS1002.

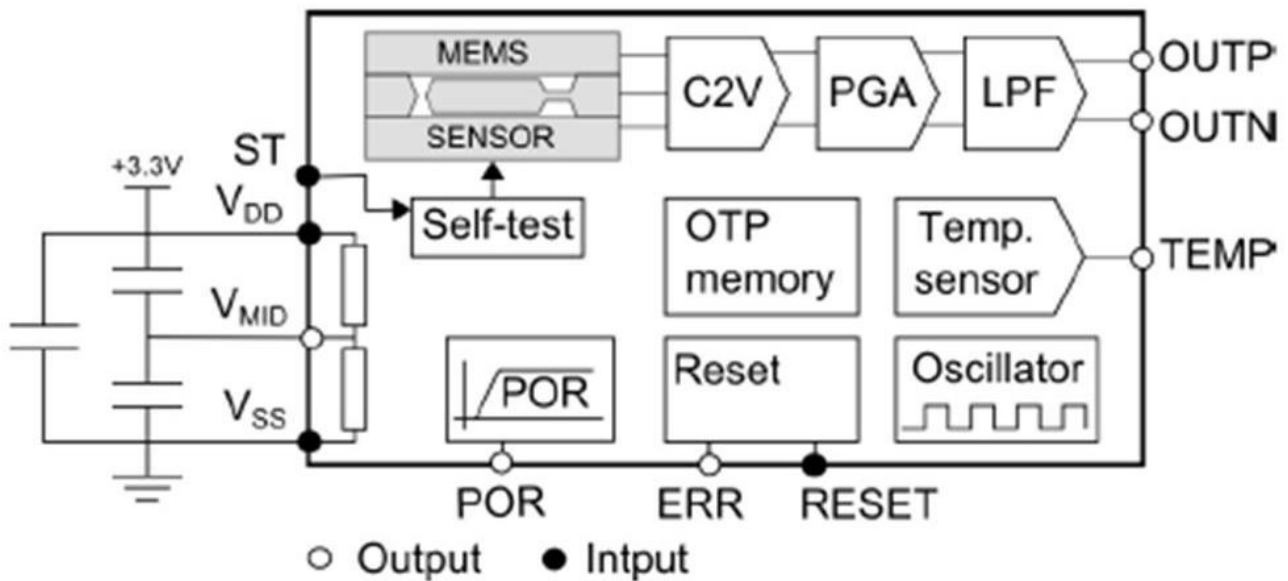


Figura 30: Schema a blocchi dell'accelerometro Safran Colybris VS1002

- C2V= charge to voltage converter
- PGA= Peak Ground Acceleration
- LPF= Low Pass Filter
- POW= Power On Reset
- Uscita differenziale

Quando la funzione di SELF TEST incorporata è abilitata viene applicata una forza di test all'elemento di rilevamento meccanico e fa sì che la parte mobile si allontani dalla sua posizione originale, emulando una predefinita accelerazione in input. L'output in questa modalità di autotest verrà quindi confrontato con i dati di output del dispositivo in modalità normale.



Figura 31: I sensori Safran Colybris VS100 e VS1002

L'accelerometro di TEST utilizzato per le rilevazioni è il Safran Colibrys VS1002 a singolo asse e come anticipato si basa sulla tecnologia MEMS capacitiva. Al fine di misurare i tre assi si utilizzano tre VS1002 posti ortogonalmente tra di loro. Caratteristiche principali:

- Range accelerazione $\pm 2g$
- Rumore residuo in banda $7 \mu g/\sqrt{Hz}$
- Risposta in frequenza piatta ($\pm 5\%$) dalla DC a 700 Hz
- Frequenza di risonanza del sensore 1.2 KHz
- Power supply (VDD)= 3 V
- Operating current consumption= 3 mA

6.3 Elaborazione dei segnali

6.3.1 Acquisizione e filtraggio dei segnali

In fig.33 sono rappresentati in un esempio dei segnali di rumore nel dominio del tempo relativi ad un record di intervallo di 500 s, registrati nella stazione di Gualdo. Vediamo che ci sono delle differenze tra le varie accelerazioni (espresse in cm/s^2), senza alcun filtraggio applicato, relative ai 3 diversi dispositivi. L'accelerometro Colibrys è quello soggetto ad un rumore maggiore, mentre l'accelerometro EpiSensor ed il velocimetro hanno risultati simili sulla maggior parte dell'intervallo anche se quest'ultimo risulta leggermente meno rumoroso. Inoltre, l'accelerazione ricavata analiticamente dai dati del velocimetro è più sensibile alle variazioni di quanto non lo sia l'accelerazione misurata dall'EpiSensor.

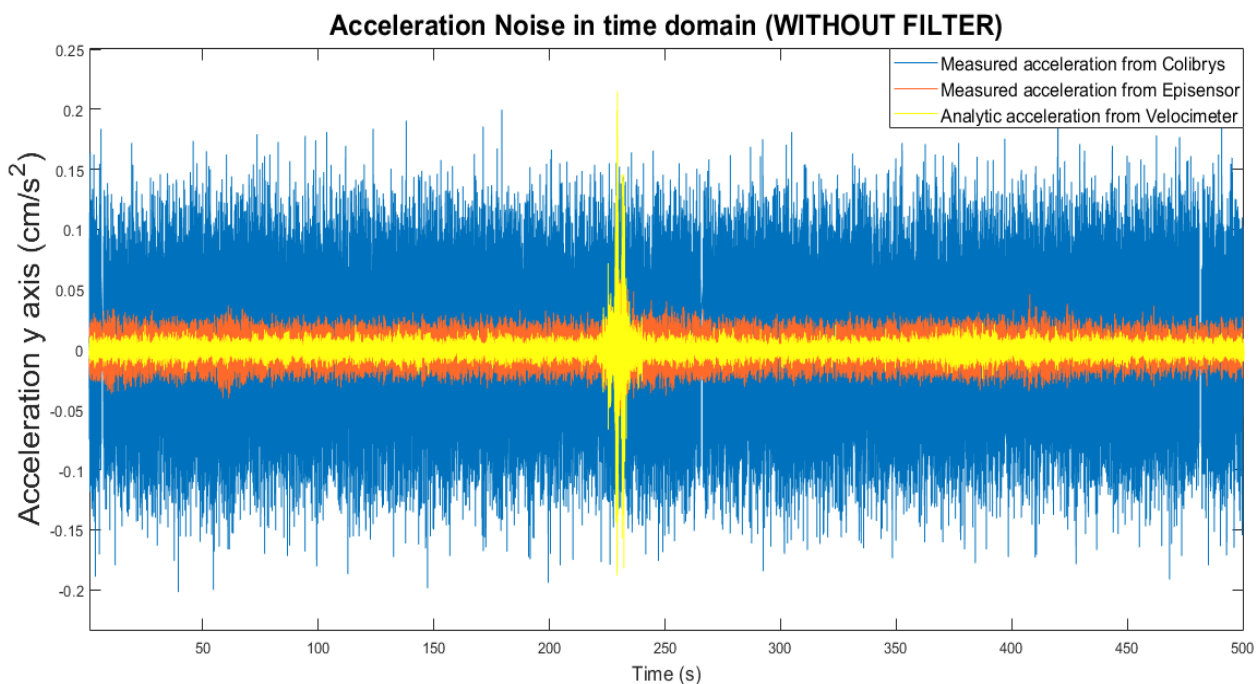


Figura 32: Accelerazione del rumore nel dominio del tempo dei 3 strumenti (no filtraggio)

I dati relativi agli accelerometri sono stati acquisiti ad una frequenza di campionamento $f_s = 200$ Hz, mentre quelli relativi ai velocimetri sono stati acquisiti a $f_s = 100$ Hz. I dati sono stati associati tramite sotto-campionamento dei segnali accelerometrici. Il primo passaggio preso in considerazione è quello di filtraggio dei segnali. Si utilizza un filtro passa-banda di Butterworth del 4° ordine tra 0.2 Hz e 20 Hz (banda di interesse sismico), scelto per la risposta massimamente piatta in banda.

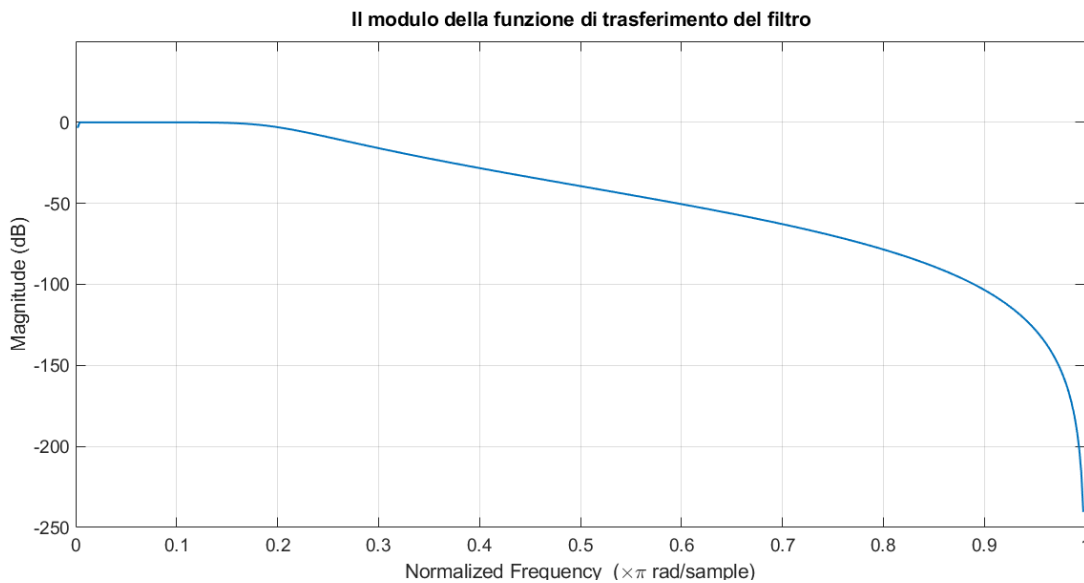


Figura 33: modulo della funzione di trasferimento del filtro

- $f_c = 200\text{Hz} \rightarrow t_c = 0.005\text{s}$
- $f_{NYQUIST} = 1/(2 * t_c) = 100\text{Hz}$
- $f_1 = 0.2 \text{ Hz}$
- $f_2 = 20 \text{ Hz}$
- $f1_{NORMALIZED} = 0.2 \text{ Hz}/100 \text{ Hz} = 0.002 \text{ Hz}$
- $f2_{NORMALIZED} = 20 \text{ Hz}/100 \text{ Hz} = 0.2 \text{ Hz}$

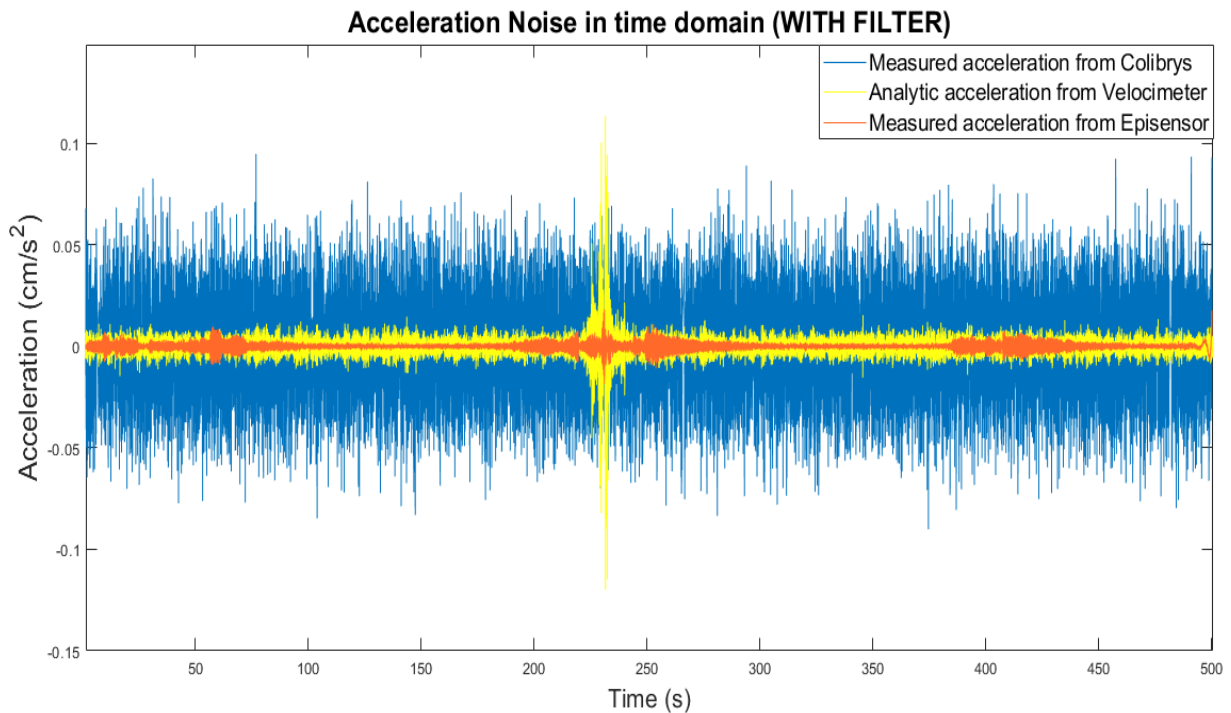


Figura 34: Accelerazione del rumore nel tempo dei 3 strumenti (filtrato)

Nella fig.34 sono riportati i 3 segnali nel dominio del tempo a cui è stato applicato un filtro passa-banda. Il rumore sull'accelerometro EpiSensor si riduce diventando inferiore rispetto a quello del velocimetro, dimostrando che fuori banda era presente parecchio rumore aggiuntivo. Chiaramente l'analisi nel dominio del tempo è utile per avere un'idea qualitativa tramite un confronto delle ampiezze in gioco in assenza di terremoti, ma ovviamente non ci permette di osservare cosa accade alle diverse frequenze. Per questo dobbiamo spostarci nel dominio della frequenza in modo da comprendere quantitativamente le principali differenze.

6.3.2 Analisi nel dominio della frequenza e curve 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 [11]. 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

determinata stazione. I limiti di Peterson sono stati determinati in modo empirico osservando in modo statistico numerose registrazioni di 75 stazioni appartenenti a 8 reti di monitoraggio. Tali curve messe a confronto con i nostri risultati ci permettono di vedere il livello di qualità del rumore sismico rilevato rispetto al rumore standard.

L'analisi del rumore sismico è necessaria nell'ottica della rilevazione dei terremoti, infatti per valutare la qualità delle registrazioni sismiche si effettua il rapporto tra l'ampiezza del segnale della registrazione del terremoto e quella del rumore sismico.

Sensore Colybrys (stazione di Test)



Figura 35: PSD relativa agli assi x-y (Colybrys)

La curva media della PSD relativa agli assi x-y è stata ricavata su finestre della durata di 30 minuti per un totale di 10 finestre, con il sensore Colybrys. Il segnale è stato filtrato con un filtro passa-banda di Butterworth del quarto ordine tra 0.2 e 20 Hz. È stato effettuato uno 'smoothing' per smussare le variazioni del segnale nel dominio

della frequenza. Cosicché si è ricavato che in banda la PSD media del rumore è attorno ai -104 dB.

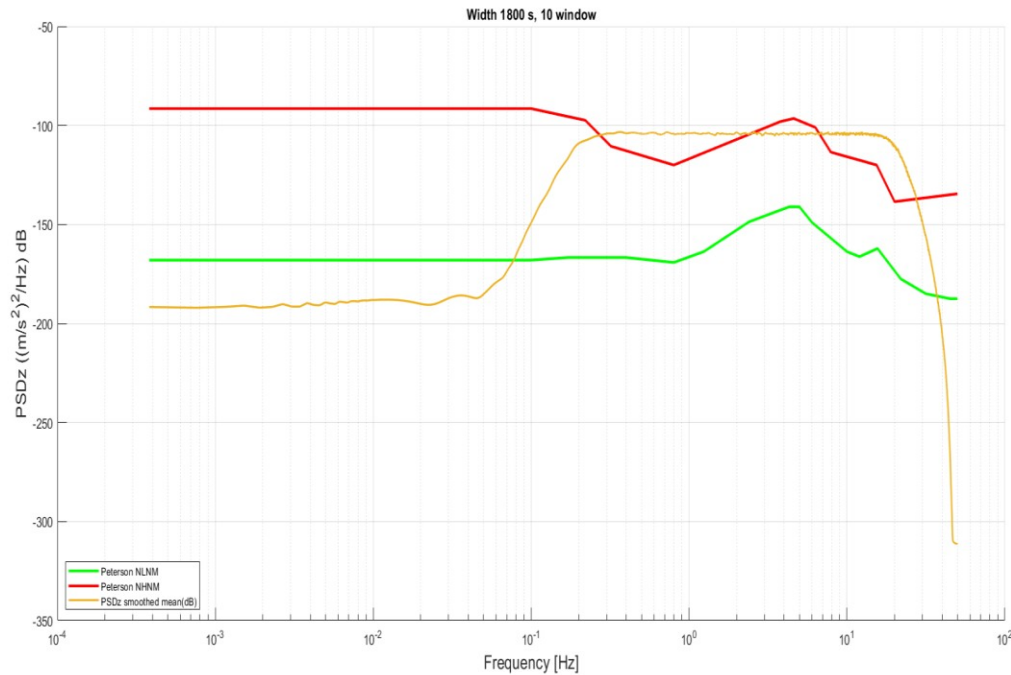


Figura 36: PSD relativa all'asse z (Colybris)

La fig. 36 mostra la curva media della PSD relativa all'asse z ricavata su finestre della durata di 30 minuti per un totale di 10 finestre, sempre mediante sensore Colybris. Il segnale è stato filtrato con un filtro passa-banda di Butterworth del quarto ordine tra 0.2 e 20 Hz. È stato effettuato, anche in questo caso, uno 'smoothing' per smussare le variazioni del segnale nel dominio della frequenza e alla fine otteniamo in banda la PSD media del rumore attorno ai -104 dB.

Bisogna specificare, che nelle applicazioni sismologiche è spesso preferibile lavorare con una versione smussata degli spettri di Fourier per ridurre la variabilità stocastica nella stima spettrale. Dobbiamo ricordare che il rumore sismico è un segnale non deterministico associabile ad un processo stocastico stazionario. Pertanto, quella che

si va a calcolare non è la PSD esatta ma una stima della PSD. Gli spettri grezzi contengono molti campioni di frequenza. Generalmente mostrano molte oscillazioni e picchi molto stretti che ne alterano la leggibilità e che porterebbero a risultati insoliti soprattutto nei passi successivi dell'elaborazione.

Una delle funzioni più frequentemente utilizzate in letteratura scientifica per smussare le stime delle PSD è quella del Filtro Konno-Ohmachi. Questa funzione di smoothing che viene applicata alla PSD è espressa matematicamente dalla formula:

$$W_B(f, f_c) = \frac{\sin(\log_{10}(\frac{f}{f_c})^b)}{[\log_{10}(\frac{f}{f_c})^b]^4}$$

Dove:

b = coefficiente per la larghezza di banda

f = frequenza

f_c = frequenza centrale

La larghezza di banda della funzione di smoothing è costante su scala logaritmica. Un piccolo valore di b porterà ad un forte livellamento, mentre un grande valore di b porterà ad un basso livellamento degli spettri di Fourier.

Come si evince dai grafici precedenti il rumore registrato supera la curva di Peterson superiore in gran parte del range utile. Questo significa che tale sensore non è teoricamente abbastanza sensibile per ottenere la risposta del sito. Infatti, se il rumore del sensore è superiore al livello del rumore sismico non siamo ovviamente in grado di caratterizzare le dinamiche cercate.

Sensore EpiSensor (sensore dell'INGV)

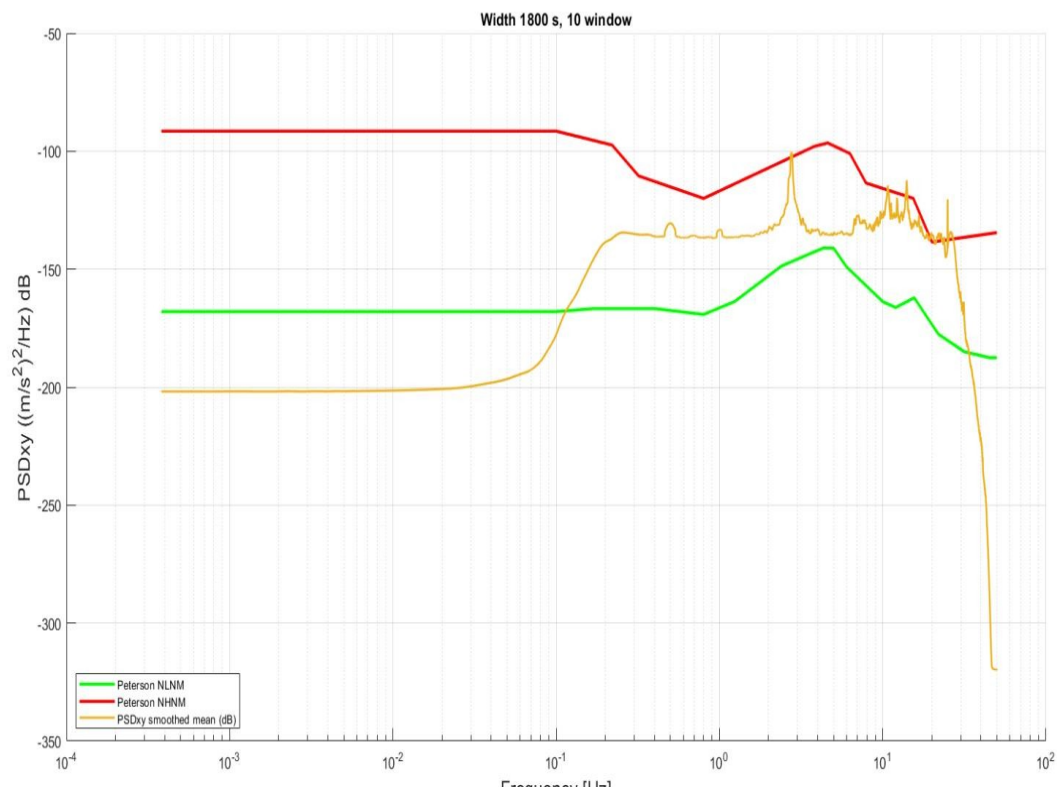


Figura 37: PSD relativa agli assi x-y (EpiSensor)

Anche per l'accelerometro EpiSensor la curva media della PSD relativa agli assi x-y è stata ricavata su finestre della durata di 30 minuti per un totale di 10 finestre. Il segnale è stato filtrato con un filtro passa-banda di Butterworth del quarto ordine tra 0.2 e 20 Hz. Inoltre, è stato effettuato uno "smoothing" per smussare le variazioni del segnale nel dominio della frequenza. Cosicché si è ottenuta in banda la PSD media del rumore è attorno ai -135 dB.

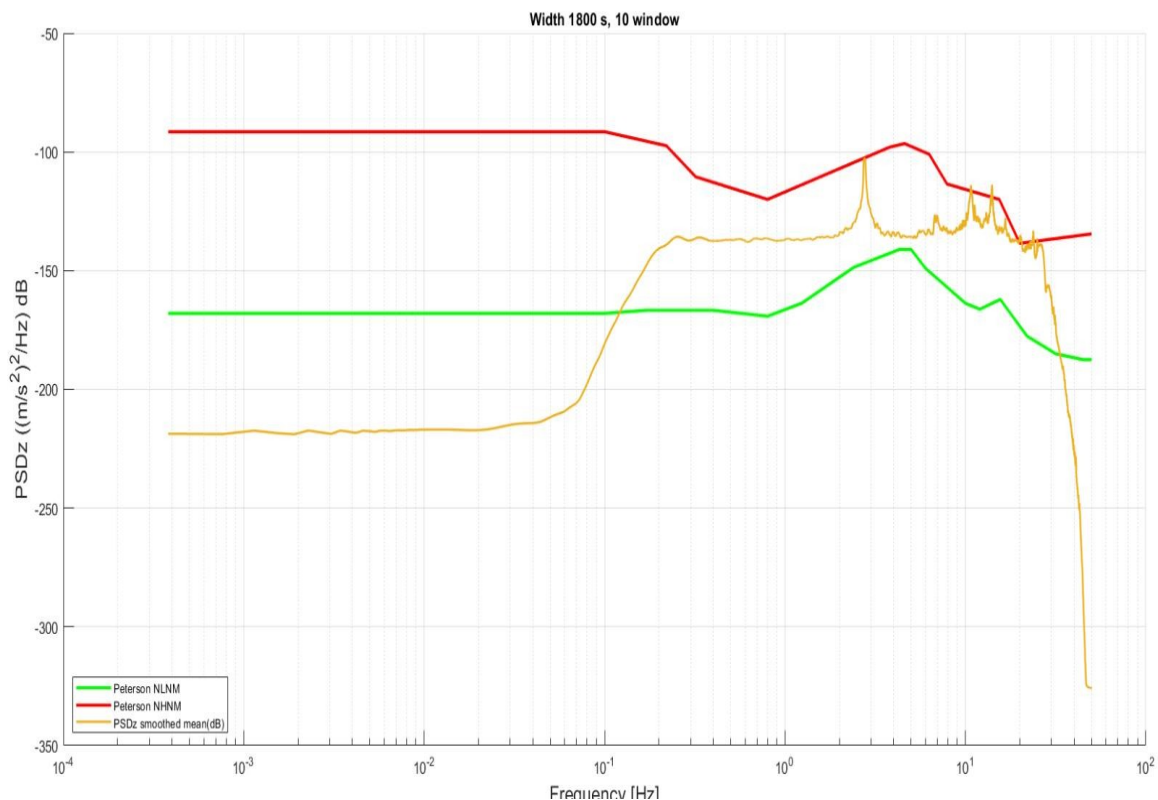


Figura 38: PSD relativa all'asse z (Episensor)

Anche per l'asse z è stata studiata la curva media della PSD (sempre 10 finestre della durata di 30 minuti). Il segnale è stato filtrato con un filtro passa-banda di Butterworth del quarto ordine tra 0.2 e 20 Hz. È stato effettuato anche uno 'smoothing' per smussare le variazioni del segnale nel dominio della frequenza e, alla fine, la PSD media del rumore ottenuta è attorno ai -135 dB.

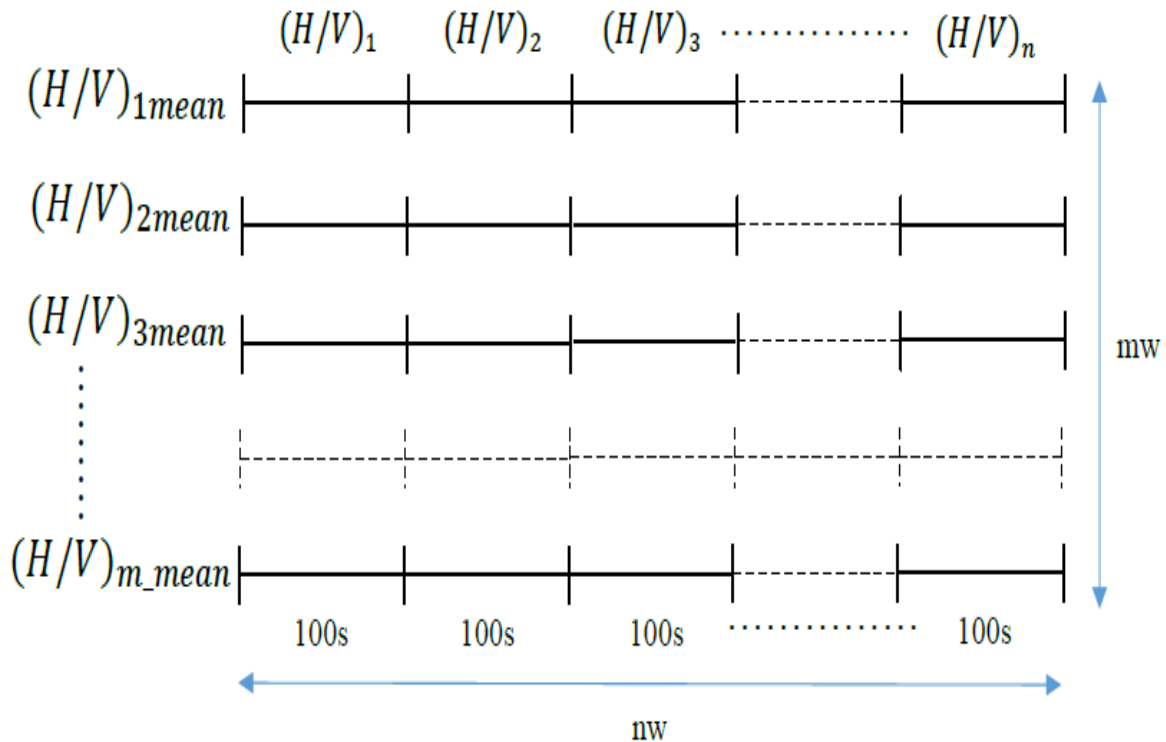
Dai grafici precedenti si evince che nella banda di interesse la curva media della PSD si trova all'interno delle curve di Peterson. Questo permette di vedere delle dinamiche che sul sensore di TEST non erano visibili. Infatti, la sensibilità nella valutazione della densità spettrale di potenza è migliore di circa 30 dB.

I velocimetri rispetto agli accelerometri, nel complesso, rimangono migliori e permettono di ottenere una miglior risoluzione alle frequenze inferiori ad 1 Hz, dove prevalgono rumori microsismici di sorgenti tipicamente distanti dal ricevitore (es.

rumore oceanico). Questo è uno dei principali motivi per cui il velocimetro viene utilizzato nella microzonazione sismica rispetto all'accelerometro.

6.3.3 Applicazione del metodo HVSR

Il Metodo HVSR (o semplicemente H/V) o tecnica di Nakamura [12] viene utilizzato nello studio della risposta del sito. Questo metodo, come già citato nel capitolo precedente, è definito come il rapporto tra le ampiezze spettrali delle PSD delle componenti orizzontali (mediando i due assi) e le ampiezze spettrali delle PSD delle componenti verticali. Le frequenze di risonanza corrispondono ai massimi della funzione H/V. L'ampiezza di questi massimi è proporzionale (anche se non linearmente) all'entità del contrasto di impedenza sismica esistente alla base della copertura. Questo metodo quando viene applicato al rumore prende il nome NHVSR mentre quando si applica ad eventi sismici prende il nome di EHVSR. Il parametro più importante per un buon HVSR è il tempo di registrazione: più l'ambiente è rumoroso (ad es. traffico stradale intenso nelle vicinanze, condizioni meteorologiche avverse, presenza di industrie ecc.) e maggiore è la durata della registrazione da dover essere presa in considerazione. Un valore H/V è considerato significativo quando nella valutazione del picco tale rapporto supera la soglia pari a 2. Ovvero il livello di ampiezza delle componenti orizzontali deve essere almeno il doppio rispetto alla componente verticale.



Il linguaggio di programmazione utilizzato per ottenere i vari grafici è stato Matlab. Lo script utilizzato permette di visualizzare la traccia, la PSD, la media delle PSD, le curve di Peterson e il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e verticale. Per gli accelerometri è stato utilizzato un time span di $nw=30$ minuti (360.000 campioni) ed una larghezza temporale di 100s (20.000 campioni) per calcolare ogni H/V, ottenendo così $n=18$ finestre con un'acquisizione dei dati ad una frequenza di campionamento $f_s = 200$ Hz. Poi la media totale di H/V è stata fatta su $m=24$ finestre con un time span di 12 ore [14].

Per il velocimetro è stato utilizzato un time span di $mw=60$ minuti (360.000 campioni) ed una larghezza temporale di 100s (10.000 campioni) per calcolare ogni H/V, ottenendo così $n=36$ finestre con un'acquisizione dei dati ad una frequenza di campionamento $f_s = 100$ Hz. Poi la media totale di H/V è stata fatta su $m=24$ finestre con un time span di 24 ore.

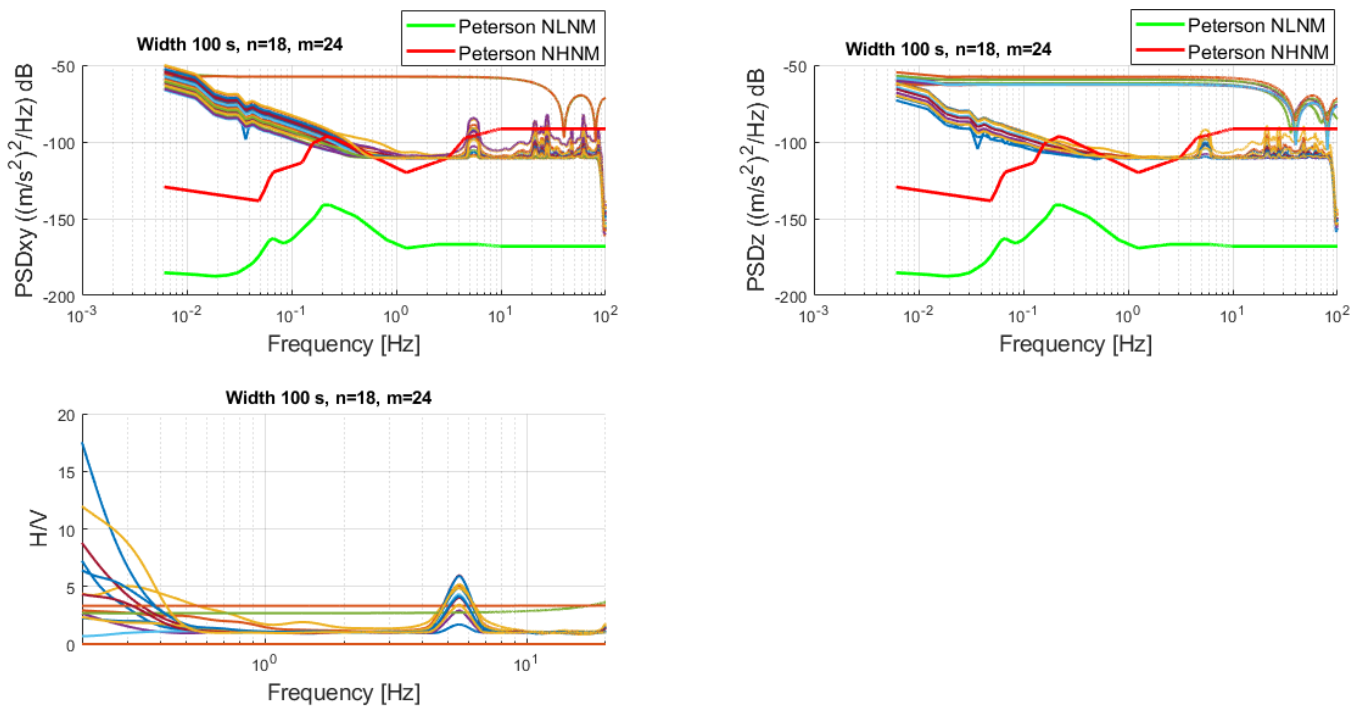


Figura 39: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componenti orizzontali e verticali (Colybris). In basso, rapporto H/V di queste.

In queste curve non è stato applicato alcuno filtraggio per vedere la risposta in frequenza in un range più ampio. Fino a circa 3 Hz il rumore è maggiore della curva di Peterson superiore ma poi migliora. Sono presenti delle curve che si discostano nettamente dalla curva media, generate da picchi di ampiezza molto elevata (possono essere dovuti a qualche disturbo che in qualche modo genera un picco di errore).

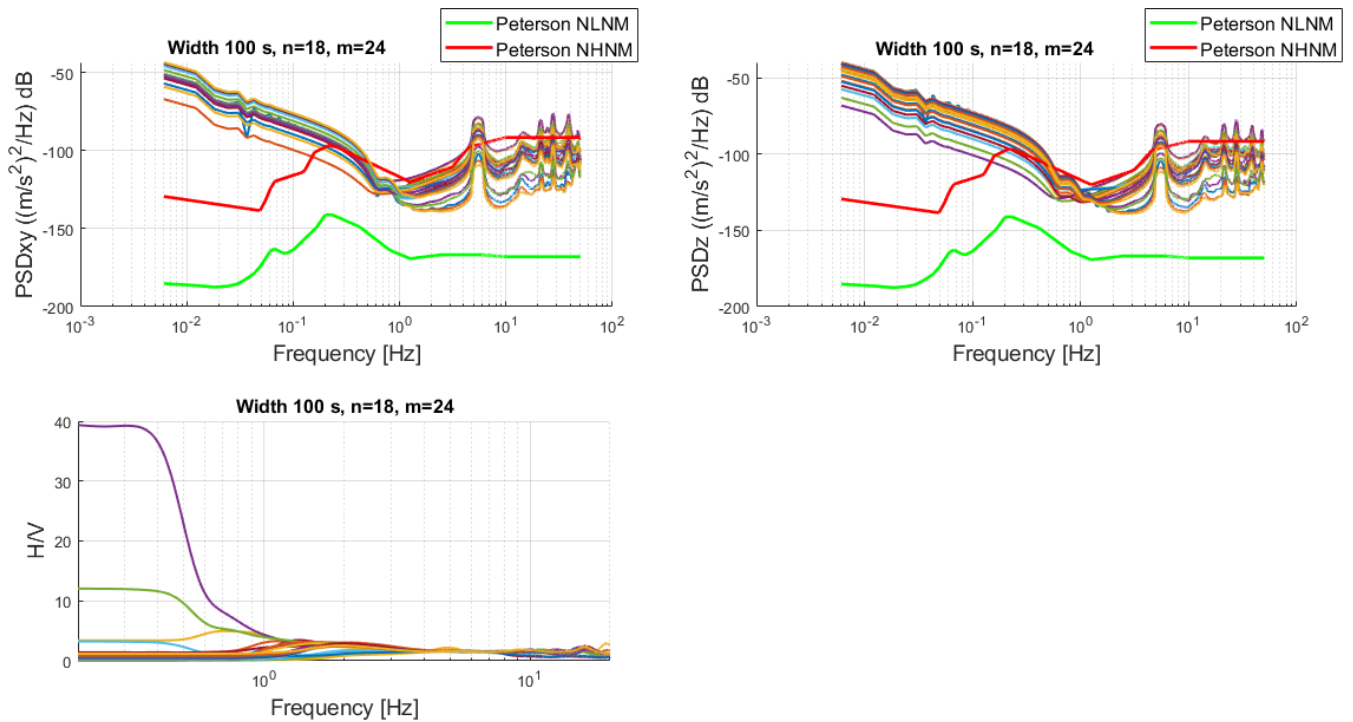


Figura 40: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componenti orizzontali e verticali (Episensor). In basso, rapporto H/V di queste

In queste curve non è stato applicato alcuno filtraggio per vedere la risposta in frequenza in un range più ampio. Fino a circa 0,5 Hz il rumore è maggiore della curva di Peterson superiore ma poi migliora.

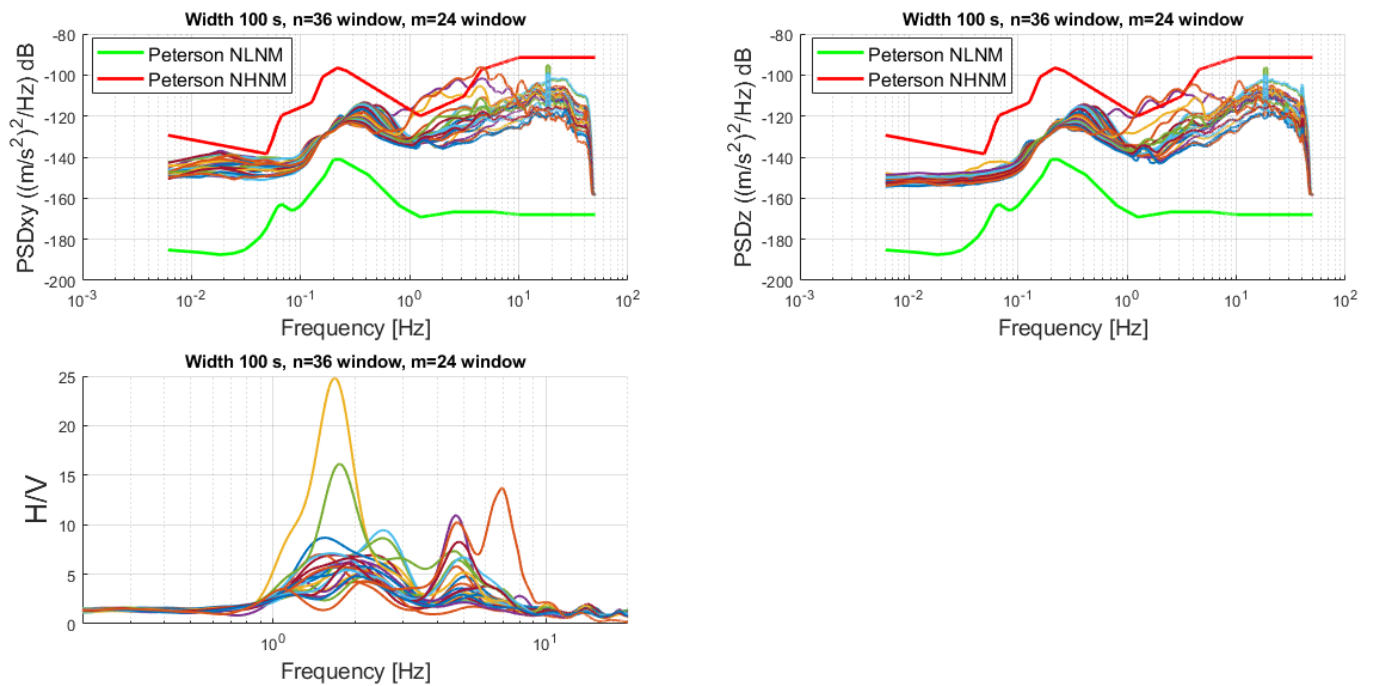


Figura 41: In alto, test di Peterson sulle finestre delle componenti orizzontali e verticali (velocimetro). In basso, rapporto H/V di queste

In queste curve non è stato applicato alcuno filtraggio per vedere la risposta in frequenza in un range più ampio. Il rumore praticamente rimane mediamente al di sotto della curva di Peterson superiore.

Il processo completo di elaborazione del segnale, come riportato in fig.42, ci darà come risultato finale un H/V media totale, su tutto lo span temporale, per i 3 diversi sensori. Da questo studio si potrà vedere se si sono ottenuti risultati simili a quelli avuti da INGV nel sito di Gualdo.

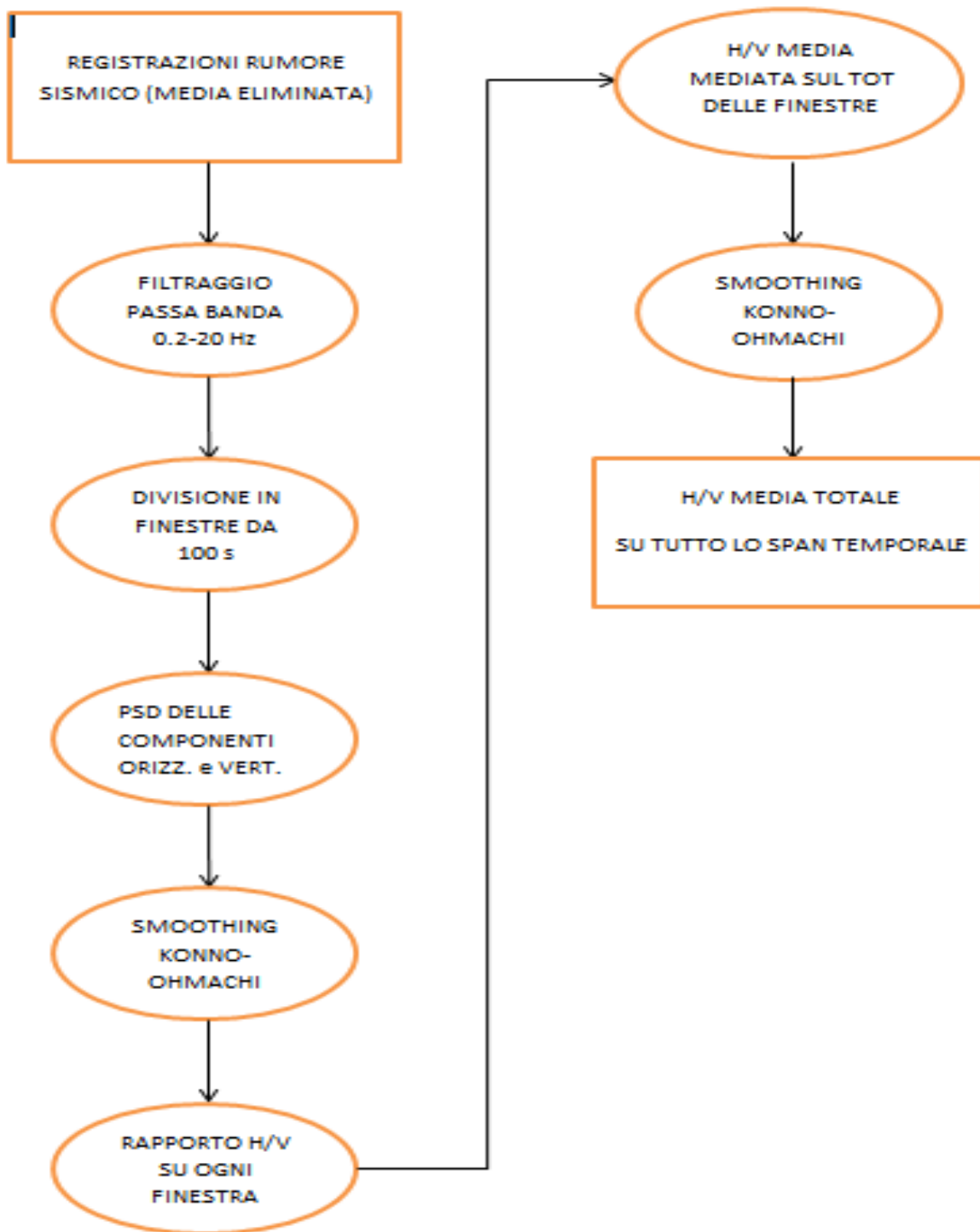


Figura 42: Schema a blocchi del processo di elaborazione del segnale

6.4 Risultati

6.4.1 Risultati per il Colybris

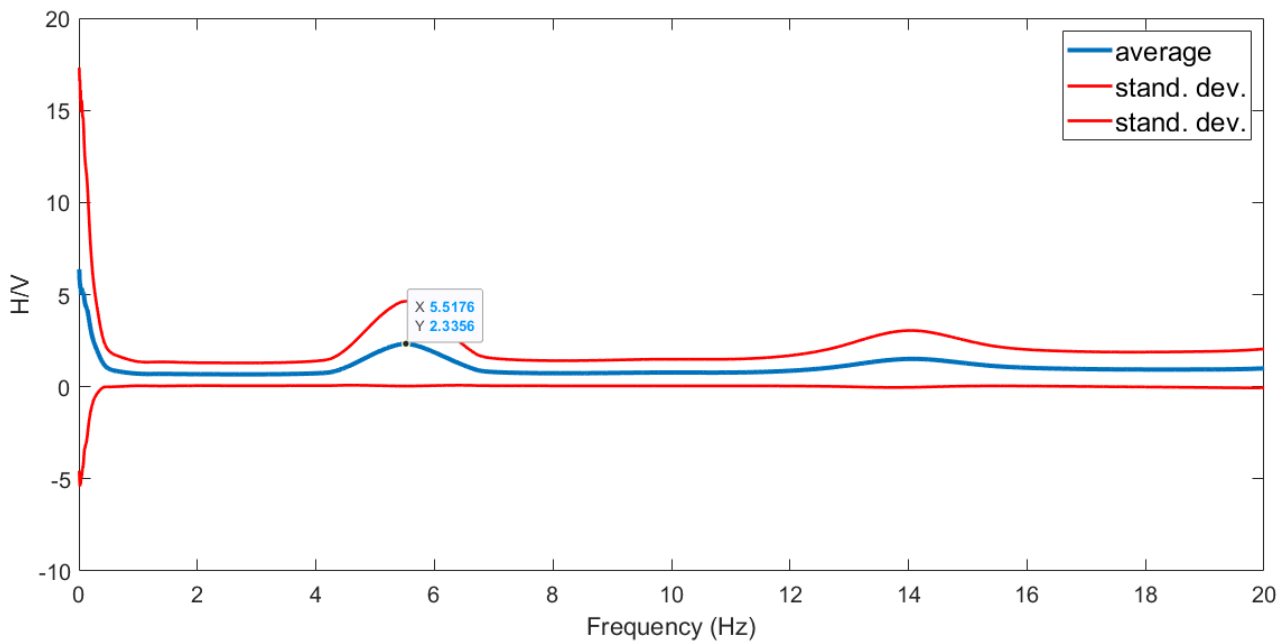


Figura 43: H/V media totale (Colybris) e deviazione standard

Gli accelerometri sono generalmente troppo instabili e non abbastanza sensibili alle basse frequenze, quindi il rumore elettronico produce un'elevata ampiezza artificiale nei grafici H/V nel tratto iniziale. La curva ha un picco intorno ai 5.5 Hz e la deviazione standard mostra come ci sia uno scostamento delle varie curve H/V intorno a tale frequenza.

6.4.2 Risultati per l'Episensor

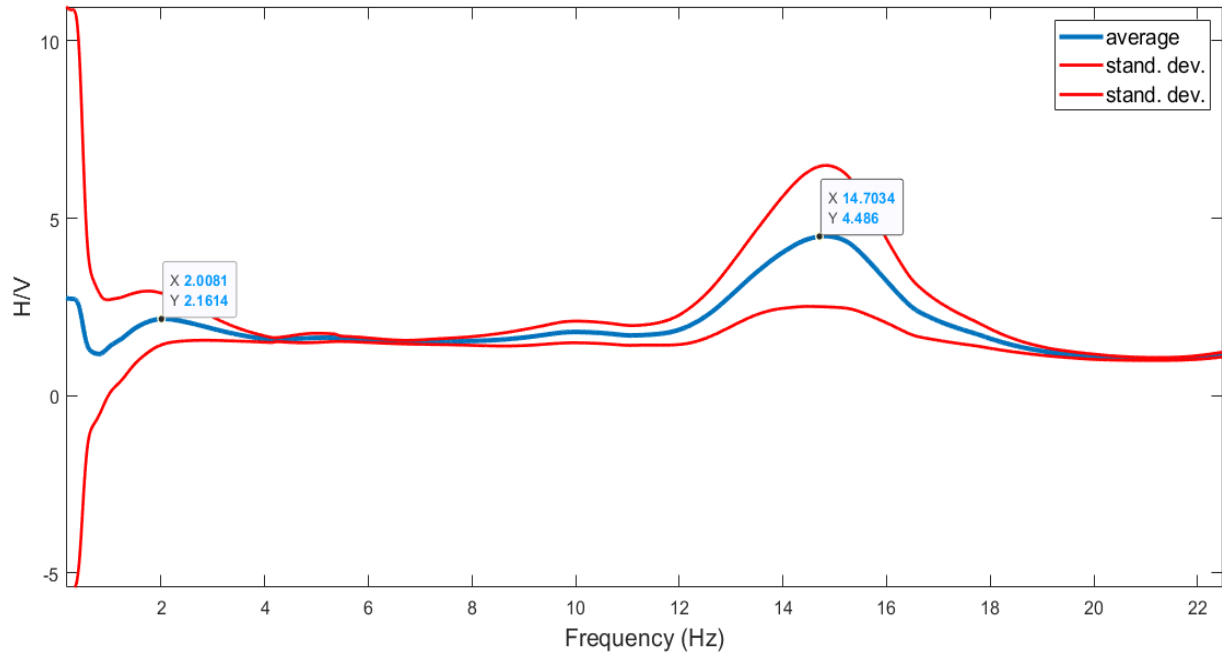


Figura 44: H/V media totale (Episensor) e deviazione standard

Anche qui scartiamo l'ampiezza artificiale nei grafici H/V nel tratto iniziale. Abbiamo un primo picco a circa 2 Hz ed un secondo picco a 14.7 Hz.

6.4.3 Risultati per il velocimetro

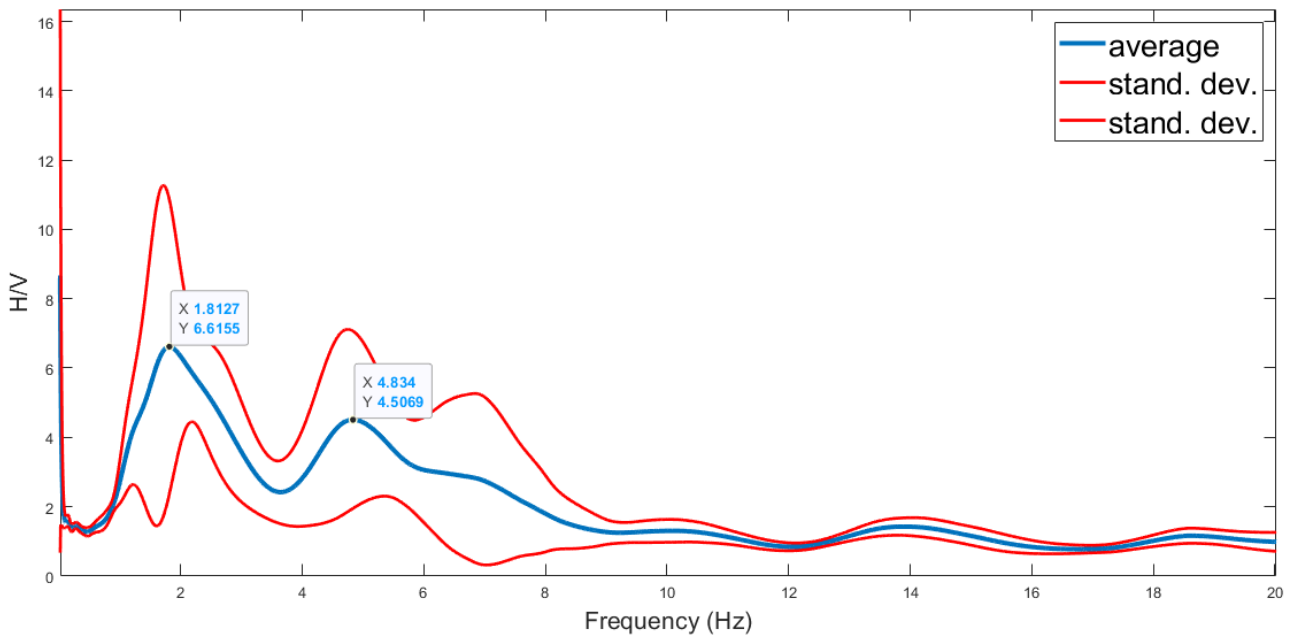


Figura 45: *H/V media (velocimetro) e deviazione standard*

Scartiamo l'ampiezza artificiale nel tratto iniziale, anche se di durata molto più ridotta rispetto ai due casi precedenti. Abbiamo un primo evidente picco a circa 1,81 Hz ed un secondo picco a 4,83 Hz. La deviazione standard assume valori maggiori tra 0,9÷9 Hz, ciò significa che le curve H/V in questo range si discostano maggiormente sintomo di variazioni maggiori tra le componenti orizzontali e quella verticale. Confrontiamo i risultati ottenuti con l'analisi H/V effettuata dall'INGV fatta considerando due tipi di velocimetri:

- Un velocimetro a banda estesa (Lennartz 5s)
- Un velocimetro a banda larga (Trillium 40s)

La durata della registrazione del rumore varia da 2 ore a 24 ore con almeno 120 finestre da 60 secondi ($120 \cdot 60s = 7200s$ ovvero 2 ore). Se si vogliono valutare i picchi a bassissime frequenze (< 0.4 Hz) si preferisce una finestra di 120 secondi. Viene applicato un tapering del 5% e usato il filtro di Konno & Omachi (con $b=20$).

L'indicazione preliminare della frequenza fondamentale (f_0) è fornita considerando i risultati del microtremore HVSR insieme alle condizioni geologiche e morfologiche del sito. Di solito f_0 corrisponde al picco di frequenza più basso in cui $HVSR \geq 2$. Nel caso di più picchi in una vasta gamma di frequenze, il valore di f_0 viene selezionato sulla base di un giudizio da parte degli esperti. f_0 "none" indica una risposta piatta del rumore HVSR ($A \leq 2$) nella gamma di frequenza 0,1-10 Hz [15].

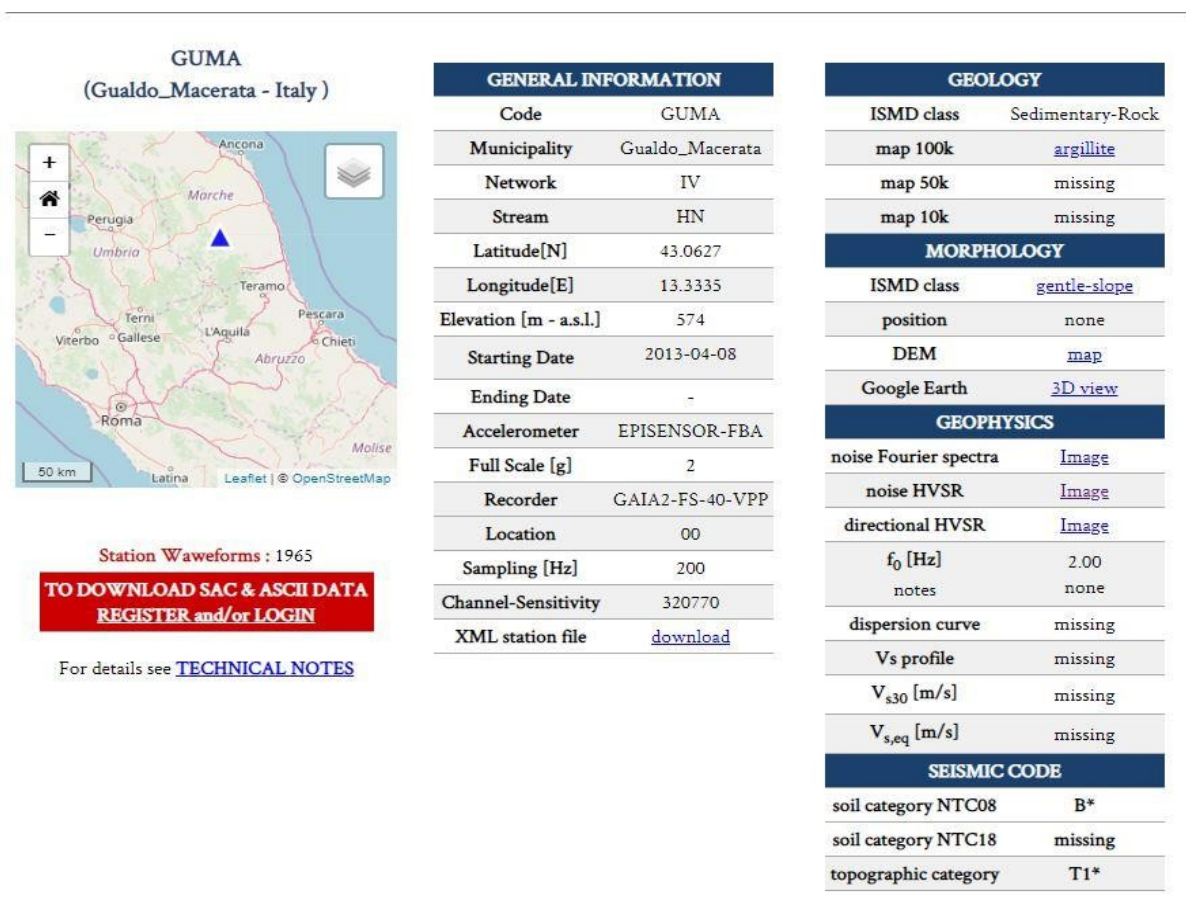


Figura 46: Informazioni generali sulla stazione GUMA e sul sito (fornite dal sito dell'INGV).

Il sito dell'INGV per la stazione GUMA (situata a GUALDO) riporta il seguente grafico di H/V, dove si può vedere chiaramente che la frequenza fondamentale del sito è $f_0 = 2 \text{ Hz}$. Possiamo confrontare questo risultato con quello che abbiamo ottenuto noi in fig. 44, utilizzando i dati del velocimetro. Anche se il confronto non mostra risultati perfettamente uguali gli andamenti sono simili; per ridurre al minimo l'errore andrebbero allungati di molto i tempi di osservazione al fine di ottenere un numero maggiore di PSD e quindi una stima migliore.

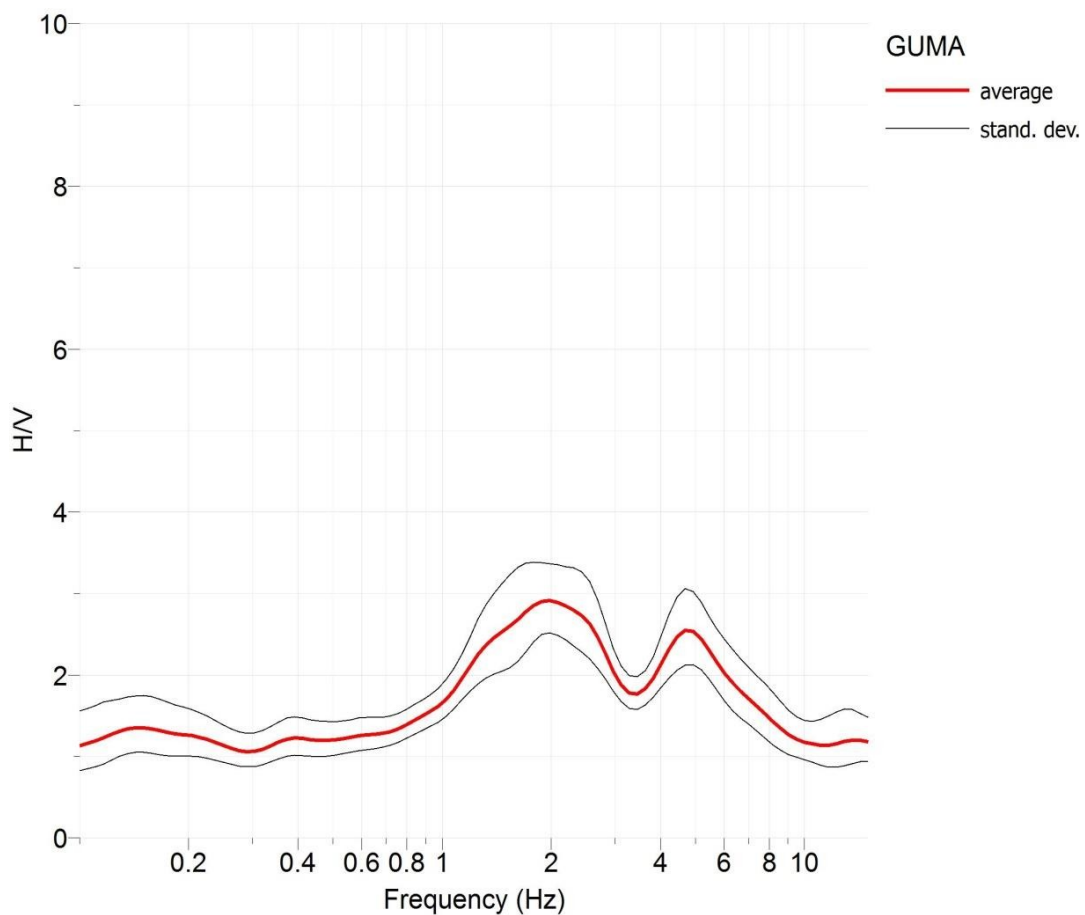


Figura 47: Rapporto H/V e deviazione standard (presi da sito GUMA)

7 CONCLUSIONI

I risultati mostrano che le curve H/V degli accelerometri non forniscono risultati uguali tra loro e non abbastanza affidabili rispetto al velocimetro. Tuttavia, si è dimostrato che con l'accelerometro EpiSensor si possono ottenere migliori risultati rispetto al Colybris. Sarebbe interessante ripetere lo stesso procedimento anche con dati di altri giorni o di altri siti per poter trovare una conferma.

Quindi, vedendo solo la NHVSR non è possibile estrapolare le informazioni sulla frequenza fondamentale del sito a causa della bassa sensibilità degli accelerometri. Con l'avanzamento della tecnologia e la riduzione dei costi sarà possibile avere sensori accelerometrici più efficienti in grado di fornire dati sempre più precisi da cui poter estrarre informazioni sul sito di registrazione; semmai anche con lo sviluppo di nuove tecniche più performanti. Cosicché, in futuro, anche aziende dai finanziamenti limitati, potranno usufruire di sensori più performanti a basso costo per analisi di sito, strutturali, e la rilevazione dei terremoti.

8 RINGRAZIAMENTI

In questo ultimo capitolo vorrei esprimere i ringraziamenti a tutti coloro che mi sono stati vicini durante questo percorso universitario. Un percorso lungo e non semplice, che però mi ha permesso di conoscere e legare con persone veramente speciali. Vorrei ringraziare innanzitutto la mia famiglia, i miei genitori e i miei fratelli, che anche nei momenti più bui e difficili mi hanno supportato e mi hanno spinto a non mollare mai; sono stati il mio nido sicuro. Ringrazio anche tutti gli altri miei parenti, nonni, zii e cugini che hanno sempre creduto in me e mi hanno sempre strappato un sorriso. Inoltre, vorrei fare un grosso ringraziamento ai miei compagni di università e studio che ho conosciuto nel corso degli anni, sono contento di aver condiviso questo percorso con loro, che tra un caffè e una risata, hanno reso il tutto più bello e meno difficile. Inoltre, vorrei ringraziare tutti i miei amici che in questi anni sono stati la mia valvola di sfogo dallo stress dello studio e degli esami, non avrei mai potuto raggiungere questo risultato senza di loro. Vorrei anche scusarmi con loro se alle volte non sono stato presente o non mi sono comportato in maniera corretta, ma nonostante ciò, siete tutti persone importanti per me. Infine, un ultimo ringraziamento speciale alla professoressa Pierleoni per avermi dato la possibilità di fare il tirocinio con lei e ai suoi collaboratori Michele e Lorenzo per l'aiuto che mi hanno dato.

Dedico questa tesi a mio nonno Angelo, che purtroppo non ha potuto essere presente per vedermi conseguire questo risultato, ma nonostante tutto sento che tuttora è vicino alla nostra famiglia e continua a vegliare su di noi.

Bibliografia

- [1] A. Nardi, P. Battelli, A. Delladio, R. Moschillo, M. Pignone, «Una storymap di INGVterremoti,» [Online]. Available: <https://www.ingv.it>.
- [2] T. Braun, Giovanni Romeo, «Quaderni di Geofisica n°46: appunti di sismometria,» 2006.
- [3] E. Faccioli, R. Paolucci, «Elementi di Sismologia applicata all'Ingegneria,» Pitagora editrice Bologna, 2005.
- [4] P. Gasparini, O. Kimigaichi, M. Bose, R. M. Allen, «The Status of Earthquake Early Warning around the World: an Introductory Overview,» *Seismological Research Letters*, vol. 80, n. 5, 2008-2009.
- [5] H. Kanamori. Y.-M. Wu, «Development of an Earthquake Early Warning System Using Real-Time Strong Motion Signals,» *Sensors* , vol. 8, 2008.
- [6] J. A. Strauss, R. M. Allen, «Benefits and Costs of Earthquake Early Warning,» *Seismological Research Letters*, vol. 87, n. 3, 2016.
- [7] P. Bormann, «Analysis of broadband seismic noise at the German regional,» *J. Seism.*, 2002, pp. 357-380.
- [8] J. Berger, «Studies of high frequency seismic noise in eastern Kazakhstan,» *Bull. Seism. Soc. Am*, vol. 78, pp. 1744-1758, 1988.
- [9] [Online]. Available: <https://it.wikipedia.org/wiki/Tromografia>.
- [10] S. Lepore, *Una metodologia per la determinazione del livello di detezione di una rete sismica*, 2006.

- [11] J. Peterson, «Observation and modeling of seismic background noise,» 1993.
- [12] Y. Nakamura, A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface, Q. Rept. Railway Tech. Res. Inst., 1989.
- [13] P.-Y. Bard, C. Lachete, «Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique,» *Earth*, vol. 42, n. 5, pp. 377-397, 1994.
- [14] M. Paoletti, R. Concetti, P. Pierleoni, A. Belli, L. Palma «Seismic Noise and Site Response Analysis Using Accelerometer Sensors,» *Sensors & Transducers*, vol. 238, pp. 8-15, 2019.
- [15] [Online]. Available: <http://ismd.mi.ingv.it/notes-sites-characterization.php>.