

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI NAPOLI "PARTHENOPE"
(DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA)

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI CATANIA "UNICT"

DOTTORATO DI RICERCA IN
DIFESA DAI RISCHI NATURALI E TRANSIZIONE ECOLOGICA DEL COSTRUITO

MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO III IN
CONTESTI ARCHEOLOGICI: METODOLOGIE
INTEGRATE PER LA PROTEZIONE DEL
PATRIMONIO DI POMPEI

Autore:

Dott. Federico Latino

Tutor:

Prof. Ing. R.M.S. Maiorano

Co – Tutor:

Prof. Ing. Stefano Aversa

Coordinatore del dottorato:

Prof. Ing. Massimo Cuomo (Unict)

Novembre 2025 – XXXVIII Ciclo

Sommario

CAPITOLO 1.....	10
1 INTRODUZIONE.....	10
1.1 IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA.....	10
1.2 LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SUL PATRIMONIO STORICO ITALIANO.....	15
1.3 POMPEI NEL CONTESTO SISMICO ITALIANO.....	17
1.4 OBIETTIVO DEL LAVORO.....	20
BIBLIOGRAFIA.....	24
SITI INTERNET.....	28
CAPITOLO 2.....	29
2 MICROZONAZIONE SISMICA.....	29
2.1 GENERALITÀ.....	29
2.2 ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE.....	34
2.2.1. CASO 1: TERRENO ELASTICO SU BEDROCK RIGIDO.....	36
2.2.2. CASO 2: TERRENO VISCO-ELASTICO SU BEDROCK RIGIDO.....	40
2.2.3. CASO 3: TERRENO ELASTICO SU BEDROCK DEFORMABILE.....	45
2.2.4. CASO 4: TERRENO VISCO-ELASTICO SU BEDROCK DEFORMABILE.....	49
2.3 EFFETTI DI SITO.....	52
2.3.1. Effetti stratigrafici (1D): Alterazioni del moto sismico dovute alla stratificazione orizzontale dei depositi.....	53
2.3.2. Effetti di valle: Fenomeni associati alle caratteristiche bidimensionali o tridimensionali delle valli.....	55
2.3.3. Effetti topografici: Amplificazioni legate alla morfologia superficiale, come rilievi o pendii.....	66
BIBLIOGRAFIA.....	70
SITI INTERNET.....	73
CAPITOLO 3.....	74
3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE DELL'AREA DI POMPEI.....	74
BIBLIOGRAFIA.....	83

CAPITOLO 4.....	85
4 PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE (POMPEI).....	85
BIBLIOGRAFIA	93
SITI INTERNET.....	93
CAPITOLO 5.....	94
5 RICERCA E SISTEMATIZZAZIONE DELLE INDAGINI PREGRESSE	94
5.1 SONDAGGI GEOGNOSTICI.....	95
5.2 PROVE PENETROMETRICHE	101
5.3 INDAGINI GEOFISICHE.....	103
5.4 SAGGI ARCHEOLOGICI	107
CAPITOLO 6.....	109
6 PROGETTAZIONE ED ESECUZIONE DELLE INDAGINI INTEGRATIVE.....	109
6.1 METODOLOGIE DELLE INDAGINI ESEGUITE.....	110
6.1.1. SISMICA ATTIVA (MASW).....	110
6.1.2. SISMICA PASSIVA (HVSr).....	112
6.1.3. RILIEVI GNSS (Global Navigation Satellitar System).....	116
6.1.4. VIDEO ISPEZIONE CON TELECAMERA DA POZZO	118
6.2 ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DELLE INDAGINI INTEGRATIVE	119
6.2.1. MASW	119
6.2.2. HVSr.....	125
6.2.3. RILIEVI GNSS	136
6.2.4. VIDEO ISPEZIONE DEI POZZI ANTICHI	140
6.3 RISULTATI DELLE INDAGINI INTEGRATIVE.....	142
6.3.1. MASW	142
6.3.1.1. Indagine MASW n°1	142
6.3.1.2. Indagine MASW n°2	144
6.3.1.3. Indagine MASW n°3	145
6.3.1.4. Indagine MASW n°4	146
6.3.1.5. Indagine MASW n°5 e 6.....	147

6.3.1.6. Indagine MASW n°7	149
6.3.1.7. Indagine MASW n°8	150
6.3.2. HVSR	152
6.3.2.1. Misure eseguite sui pianori	153
6.3.2.2. Misure eseguite nelle aree già scavate	155
6.3.3. Rilievi GNSS	157
6.3.4. VIDEOISPEZIONE DEI POZZI ANTICHI	163
6.4 GEOREFERENZIAZIONE E CREAZIONE DI UN DATABASE	164
BIBLIOGRAFIA	167
CAPITOLO 7	171
7 SEZIONI E MODELLO GEOTECNICO	171
7.1 CREAZIONE DELLE SEZIONI GEOLOGICHE	172
7.2 MODELLI GETOCNICI UTILIZZATI	181
BIBLIOGRAFIA	188
CAPITOLO 8	190
8 ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE	190
8.1 SCELTA DELLE STORIE ACCELEROMETRICHE	190
8.1.1. Periodo di ritorno 102 anni	192
8.1.2. Periodo di ritorno 475 anni	195
8.1.3. Periodo di ritorno 975 anni	198
8.2 CODICE DI CALCOLO UTILIZZATO	201
8.3 DISCRETIZZAZIONE DELLE SEZIONI REALIZZATE	205
8.4 RISULTATI DELLE ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE	208
SEZIONE 1	210
RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 1	211
FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 1	212
FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 1	214
SPETTRI DI RISPOSTA IN SUPERFICIE – SEZIONE 1	216
SEZIONE 2	219

RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 2.....	220
FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C')	222
FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C')	225
.....	
SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C').....	227
ANALISI PUNTI Z, B', N – SEZIONE 2.....	229
<i>CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI IN ACCELERAZIONE</i> <i>ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI Z, B', N)</i>	230
<i>CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI</i> <i>ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI Z, B', N)</i>	233
SEZIONE 3	236
RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 3.....	237
FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 3.....	238
FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 3 (PUNTI A'', B'', C'').....	240
SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 3 (PUNTI A'', B'', C'')	243
ANALISI PUNTO F – SEZIONE 3	245
<i>CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI</i> <i>ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 3 (PUNTO F).....</i>	246
SEZIONE 4	248
RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 4.....	249
FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 4.....	251
FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 4 (PUNTO H).....	252
SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 4 (PUNTO H)	254
.....	
<i>CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI</i> <i>ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 4 (PUNTO H)</i>	256
8.5 CARTE DI PERICOLOSITA' SISMICA	258
8.5.1. REDAZIONE DELLE CARTE DI MZS III PER LA CITTA' ANTICA DI POMPEI	259

BIBLIOGRAFIA	278
CAPITOLO 9.....	280
9 CONCLUSIONI E CONSIDERAZIONI FINALI	280
ANNESI	287

Tutto il mondo intero è la metafora di qualcosa?

Massimo Troisi (Il postino)

Ringraziamenti

Alla mia famiglia, che mi è stata accanto anche quando la distanza sembrava grande. Il vostro sostegno, la vostra fiducia e l'aiuto che non è mai mancato sono stati la mia forza silenziosa lungo tutto questo percorso. Grazie per esserci sempre, nel modo migliore che potete.

Ai miei Professori Ing. Rosa Maria Stefania Maiorano, Ing. Stefano Aversa, Ing. Luca De Sanctis e Ing. Maria Iovino va la mia più sincera gratitudine per la competenza, la pazienza e l'umanità con cui mi hanno accompagnato in questo percorso. I loro consigli, la guida attenta e il sostegno nei momenti di incertezza sono stati per me un riferimento costante.

A loro devo non solo molte delle conoscenze acquisite, ma anche un modo nuovo di osservare e comprendere le cose. Questo lavoro porta la traccia del loro insegnamento, che continuerà a guidarmi ben oltre questi anni.

Al Dottor Giovanni Morieri una persona speciale che ha camminato al mio fianco sin dagli inizi di questo percorso. Con discrezione e costanza è stato per me una presenza preziosa, mi ha accompagnato nei momenti di incertezza, offrendomi consigli sinceri, supporto umano e quella compagnia che, più di ogni altra cosa, riesce a rendere meno pesante anche la strada più impegnativa.

Al Parco Archeologico di Pompei, per avermi accolto e per aver reso possibile lo svolgimento di questo lavoro in uno dei siti più straordinari e affascinanti al mondo. Un grazie speciale agli Ing. Vincenzo C. e Alessandra Z., agli Arch. Raffaele M. e Alessandro R., e al Dott. Francesco F., per la disponibilità, il supporto tecnico/logistico e l'attenzione costante che mi hanno dedicato durante tutte le fasi della ricerca. La loro accoglienza, la fiducia e la collaborazione hanno reso questo percorso non solo possibile, ma anche profondamente arricchente sotto il profilo umano.

All'azienda Tecno In S.r.l., che ha reso possibile questo lavoro fornendo strumentazione, personale qualificato e un supporto operativo costante durante le attività nel parco archeologico.

Un ringraziamento particolare va al Dott. Luciano Amato, per la fiducia, i consigli e la libertà concessa nell'utilizzo delle strumentazioni, che hanno contribuito in modo significativo alla mia crescita professionale.

Ringrazio infine tutte le persone incontrate in azienda per l'aiuto quotidiano, la pazienza e il sostegno che hanno reso questo percorso più ricco.

Un caloroso ringraziamento ai Dottori Giovanni A, Antonio A, Carmela G, Francesco T, Luciano N, Nunzia G, Giovanni G, Marco T, Antonella P e Francesca M, persone splendide che mi hanno insegnato molto e che mi hanno accolto come fossi uno di loro, facendomi sentire parte di una piccola grande famiglia professionale.

Ai miei amici, che nonostante le distanze e le strade diverse percorse, sono rimasti una presenza costante nella mia vita. Anche lontani, abbiamo continuato a sentirci vicini, legati da ricordi che non sbiadiscono e da un affetto che il tempo non ha mai scalfito. Grazie per essere ancora, in qualche modo, casa.

A Gennaro, Michele, Danilo e Filomena che ho avuto la fortuna di incontrare all'inizio di questo percorso e la cui amicizia ha avuto per me un valore immenso. Mi hanno aiutato a conoscere Napoli, accompagnandomi alla scoperta di luoghi, volti e abitudini che sono poi diventati parte della mia quotidianità.

Ai "ragazzi del laboratorio" Stefano, Sergio, Gianpaolo, Gabriele, Alperen, Giada, Michele, Maddalena, Wenyu, Francesca e Alessia, un ringraziamento sentito in quanto ho condiviso tanti momenti quotidiani che sapevano alleggerire anche le giornate più intense. La loro presenza ha creato un clima semplice e naturale di amicizia vera. La loro presenza, semplice e sincera, ha reso meno estraneo tutto ciò che era nuovo, trasformando i primi passi in una strada più bella da percorrere.

A Chiara, Alessandra, Francesco e Giusy M., con cui ho condiviso momenti semplici ma preziosi, frammenti di quotidianità vissuti tra le vie di Napoli insieme a Serena, Alessio e Oriana; serate leggere e mangiate che hanno reso questo periodo più vivo e più umano. Grazie per aver dato colore e compagnia ai giorni che sembravano tutti uguali.

CAPITOLO 1

1 INTRODUZIONE

1.1 IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

La mitigazione dei rischi da fenomeni naturali rappresenta da sempre un tema fondamentale per la tutela e la salvaguardia del territorio. Il contesto italiano presenta una certa “fragilità” sotto il punto di vista del rischio legato ai fenomeni naturali; ciò è legato a diversi fattori di tipo geologico, strutturale, geotecnico, morfologico e meteorologico. Per comprendere la gravità in cui versa il territorio Italiano basti considerare che solamente dal secondo dopoguerra in poi, si sono verificati 149 disastri naturali accertati (69 idrologici; 42 geofisici; 38 meteorologici-climatologici) (Prometia, 2019). Tra i principali disastri naturali che hanno colpito il territorio italiano nell’ultimo secolo basti ricordare per esempio: il terremoto dell’Irpinia 1980 (Ricciardi et al., 2020), il terremoto di Messina del 1908 con conseguente maremoto e frane sismoindotte (Pino et al., 2009; Schambach et al., 2020), le alluvioni di Giampileri 2009 (Sicilia) e Sarno e Quindici 1998 (Campania) (Aronica et al., 2012; Trigila et al., 2015; Cascini et al. 2011), l’eruzione del Vesuvio nel 1944 (Chester et al., 2007), e il più recente terremoto avvenuto all’Aquila nel 2009 (Alexander, 2010).

Alla problematica di origine naturale, va aggiunta l'intensa urbanizzazione che si è affermata nel secondo dopoguerra, spesso senza una corretta pianificazione urbanistica e ciò ha portato ad un aumento degli elementi sottoposti a rischio. Se pensiamo inoltre che le superfici artificiali sono passate dal 2,7% negli anni cinquanta, al 7,11% del 2020 e al contempo l'abbandono delle aree rurali montane e collinari, ciò ha determinato un mancato presidio e manutenzione del territorio (Trigila et al., 2021).

La mancanza di azioni preventive adeguate, volte alla identificazione delle problematiche, unite a una non adeguata politica di salvaguardia, ha portato negli anni notevoli danni e un enorme spreco di risorse economiche per interventi di ricostruzione e risanamento post evento.

Considerando le particolari condizioni geologiche del territorio, soggetto al verificarsi di continui fenomeni naturali distruttivi, è opportuno che ogni "bene" di importanza economica, architettonica e storica venga studiato in relazione al contesto in cui è ubicato. Questo approccio dovrebbe basarsi anche sulla valutazione degli effetti di eventi catastrofici passati e futuri. È fondamentale, inoltre, studiare i vari rischi non solo singolarmente, ma anche in relazione tra loro; ad esempio, un evento sismico di elevata magnitudo aumenta notevolmente la probabilità che si verifichino, sussistendone le condizioni, fenomeni sismoindotti come le frane (Martino et al., 2020).

Già il terremoto campano-lucano del 23 novembre 1980, che ha colpito principalmente la Campania e la Basilicata e che ha causato la distruzione di interi paesi e oltre 2.700 vittime, mise in luce le gravi carenze nei soccorsi e nella gestione delle emergenze in un'epoca molto vicina cronologicamente ai giorni attuali,

sollevando un dibattito nazionale sull'urbanizzazione in aree a rischio sismico. L'avvenuta tragedia rappresentò un punto di svolta nella normativa antisismica italiana e nell'organizzazione della Protezione Civile negli anni a seguire (<https://servizio-nazionale.protezionecivile.gov.it/it/pagina-base/il-terremoto-dellirpinia/>).

Le procedure che vengono messe in atto prevedono la valutazione e la riduzione della vulnerabilità sismica. Per vulnerabilità sismica, si intende, secondo il Dipartimento della Protezione Civile (<https://www.protezionecivile.gov.it/it/>), come la propensione di una struttura a subire un danno di un determinato livello, a fronte di un evento sismico di una data intensità; che, in combinazione con la pericolosità sismica (frequenza e intensità dei terremoti) e l'esposizione (presenza di beni esposti al rischio, con possibilità cioè di subire perdita di vite umane, danni economici e al patrimonio culturale), definiscono, secondo il Dipartimento della Protezione Civile il rischio sismico.

In passato la prevenzione sismica era letteralmente affidata alla memoria storica delle persone che tramandavano, di generazione in generazione, tutte le informazioni, in termini di vittime e di danni al costruito che un terremoto causava in una determinata area. Tutte le informazioni servivano per una migliore localizzazione delle costruzioni, l'uso di buoni materiali e di particolari accorgimenti costruttivi con il fine di poter resistere alle azioni indotte da un sisma.

Purtroppo, la memoria si affievolisce nel tempo e le lezioni impartite dai terremoti venivano spesso dimenticate, di conseguenza tutto ciò porta progressivamente ad abbandonare quelle precauzioni e quelle attenzioni nel costruire edifici atti a ridurre gli effetti di tali eventi (Martelli e Forni, 2009).

Le normative e i progetti nati negli ultimi anni sono stati molteplici in ambito sismico; in seguito al terremoto del 31 ottobre 2002 in Molise, che ha provocato il crollo della scuola elementare “Francesco Jovine” nel comune di San Giuliano di Puglia con la conseguente morte di 27 alunni ed una maestra, il Dipartimento della Protezione Civile (DPC) ha predisposto una Ordinanza (emanata dal Presidente del Consiglio dei Ministri il 20 marzo 2003, n. 3274) che introduceva una normativa tecnica aggiornata per la progettazione in zona sismica e, nel giugno 2005 ha avuto inizio il Progetto S1, il cui compito principale è quello di realizzare la descrizione completa della pericolosità sismica in Italia. L’ordinanza, ha inoltre originato la nuova classificazione sismica nazionale, con la quale tutto il territorio italiano è considerato a rischio sismico; basti pensare che in precedenza solo circa il 45% lo era e, solo il 25% lo era prima del 1980 (Martelli e Forni, 2009), dando così inizio ad una serie di analisi sugli edifici, ed in particolare sugli edifici di interesse strategico e rilevante, che ha messo successivamente in luce l’elevata vulnerabilità sismica del costruito.

Solamente nell’ultimo decennio, a seguito degli eventi sismici catastrofici succedutisi, il tema della valutazione e della verifica alla vulnerabilità del costruito è divenuto un punto di analisi e studio volto a conoscere e migliorare le prestazioni degli edifici sotto alle azioni sismiche. Le prove raccolte dai vari terremoti del passato hanno dimostrato che il danno sismico dipende generalmente da vari fattori quali:

- la sorgente, il tragitto sorgente-sito, le condizioni geologiche e geotecniche locali
- la progettazione strutturale e le caratteristiche costruttive.

Gli studi di microzonazione sismica si concentrano essenzialmente sulla valutazione delle caratteristiche del primo punto e rappresenta quindi la base di una politica sostenibile per la mitigazione del rischio sismico (Licata et al., 2019).

Considerando che l'Italia è uno dei Paesi con la maggiore concentrazione di beni culturali al mondo inclusi nella lista patrimonio mondiale dell'UNESCO (<https://whc.unesco.org/en/statesparties/it>), risulta doveroso indirizzare azioni di mitigazione dei rischi naturali volte a salvaguardarne l'integrità. Gestire, tutelare e valorizzare un patrimonio vasto e dotato di grande valore di fatto è un processo che richiede la collaborazione di professionisti che afferiscono a diversi ambiti.

Particolare considerazione, poiché argomento fondamentale di questo lavoro, va fatta nei confronti del rischio sismico e in particolare sul patrimonio storico; andare di fatto a definire le diverse procedure per la riduzione e la mitigazione del rischio sismico risulta una prerogativa indispensabile per proteggere il patrimonio storico esistente, ed attualmente si è resa indispensabile dal frequente verificarsi di eventi sismici che hanno causato danni devastanti sia in termini di danni al costruito che di perdite di vite umane.

Le azioni da intraprendere devono seguire specifici principi contenuti nelle Carte di Atene (1931), Venezia (1964), Cracovia (2000), ove si dichiara esplicitamente che l'esigenza primaria di tutela ed integrità dei monumenti è raggiunta se molteplici componenti (storici, materiali e iconici) vengono presi in considerazione (Aversa et al., 2004; Viggiani, 2019) e se viene rispettato il concetto di "intervento minimo" (Icomos, 2003).

1.2 LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO SUL PATRIMONIO STORICO ITALIANO

In Italia, paese ricco di luoghi e monumenti storici, le azioni di tutela e conservazione del patrimonio artistico e culturale rappresentano una sfida e una questione aperta nel campo della ricerca. I diversi studi che hanno evidenziato l'elevata vulnerabilità del patrimonio italiano rispetto alle azioni sismiche sono molteplici (de Silva et al., 2016; Fiorentino et al., 2019; Pagliaroli et al., 2014; Flora et al., 2021; Lignola et al., 2016; Ceroni et al., 2009; Salzano et al., 2020; Ceroni et al., 2022; Lanzo et al., 2004; de Silva et al., 2018; Lai, 2019; de Sanctis et al., 2020); per quanto riguarda il patrimonio storico gli studi diventano più specifici e difficoltosi per una moltitudine di aspetti da prendere in considerazione come ad esempio la valutazione del comportamento strutturale, che rappresenta uno dei temi di ricerca più attuali; ciò è legato alla corretta ricostruzione delle complesse geometrie che caratterizzano questo tipo di costruzioni e che di fatto ne influenzano il comportamento strutturale in presenza di azioni sismiche (Zucca et al., 2024).

Considerando che i terremoti rappresentano la principale causa di danno e crollo finale (Bernardini e Lagomarsino, 2008), lo sviluppo recente di metodologie su vasta scala per lo studio della vulnerabilità del patrimonio storico (es. Cardani e Caravaglia, 2024; Bernardini e Lagomarsino, 2008) assume un'importanza cruciale. Tuttavia, studiare in modo approfondito le aree archeologiche rappresenta una sfida complessa, tanto affascinante quanto ostacolata da numerosi limiti pratici e normativi. La necessità di tutelare il patrimonio culturale impone, infatti, vincoli molto rigidi sugli interventi che si possono compiere in loco. Attività normalmente impiegate nell'ambito dell'ingegneria civile o della geologia applicata, come i

sondaggi, le trivellazioni o le prove penetrometriche, risultano in molti casi impossibili da effettuare per non compromettere l'integrità dei reperti o delle strutture antiche. Questo impedimento operativo limita notevolmente la possibilità di ottenere una conoscenza completa e multidisciplinare del sito archeologico. La conseguenza è una lacuna nei dati fondamentali per la valutazione della vulnerabilità strutturale di questi manufatti storici, soprattutto in relazione a fenomeni naturali, come in questo caso per i terremoti. In mancanza di dati approfonditi sul sottosuolo, sulla composizione dei materiali e sulla risposta dinamica delle strutture antiche, risulta estremamente complicato progettare interventi efficaci di conservazione o mitigazione del rischio sismico.

Negli ultimi anni, tuttavia, si stanno facendo passi avanti significativi grazie all'utilizzo di tecnologie non invasive. Diverse tecniche avanzate, infatti, permettono oggi di acquisire informazioni preziose sul sottosuolo e sulle strutture, senza compromettere l'integrità dei siti archeologici. L'uso di sensori accelerometrici installati in modo non distruttivo o di altre tecniche di tipo geognostico sviluppate, possono essere di fondamentale importanza per condurre studi finalizzati alla mitigazione del rischio.

Come evidenziato ad esempio da Croci (1998) nel suo lavoro sulla vulnerabilità sismica dei monumenti storici, emerge con chiarezza la necessità di coniugare la tutela del patrimonio con l'innovazione tecnologica. Questo equilibrio è difficile, ma fondamentale per assicurare una protezione efficace e duratura.

La ricerca nel campo della salvaguardia del patrimonio archeologico è ancora piena di ostacoli tecnici e normativi, ma le tecnologie emergenti e un rinnovato interesse interdisciplinare stanno aprendo nuove prospettive.

1.3 POMPEI NEL CONTESTO SISMICO ITALIANO

Il parco archeologico di Pompei è uno dei siti Patrimonio Mondiale dell'UNESCO più significativi, ricco di straordinarie testimonianze storiche e culturali. Unico, insieme alla vicina Ercolano, ad essere stato "congelato" per circa 2000 anni, ha riportato alla luce, durante gli scavi moderni, tesori e strutture abitative ancora intatte di epoca Romana e Sannitica. Proprio per preservarne l'integrità da rischi di natura sismica, si rendono necessarie azioni di mitigazione fondamentali.

Questa urgenza di un approccio integrato è ancor più evidente considerando che il sito si inserisce in un contesto regionale caratterizzato da un'elevata pericolosità sismica. La Campania, infatti, è attraversata da importanti sistemi di faglie, tra cui il Lucania Extensional Fault System (LEFS), che interessa il settore interno dell'Appennino campano-lucano per circa 250 km (Brozzetti, 2011).

Tali sistemi di faglia così estesi rappresentano di per sé un pericolo non trascurabile; basti pensare al già citato terremoto campano-lucano originatosi il 23 novembre 1980 (detto anche terremoto dell'Irpinia) e che ha rilasciato una magnitudo totale 6,9 in un arco di tempo di circa 1 minuto, sollecitando altri 3 sistemi di faglia vicini che in sequenza hanno generato molteplici sotto eventi (Westaway e Jackson, 1987; Bernard e Zollo, 1989; Bello et al., 2021).

Considerando gli studi di cui sopra, che evidenziano i diversi fattori di rischio sismico principale, si è deciso di intraprendere uno studio di microzonazione sismica di livello III all'interno del Parco Archeologico di Pompei. Il sito ospitante un'antica città presenta una storia lunga e affascinante. L'antica città è stata fondata intorno al VII-VI secolo a.C. dagli Osci ed è divenuta un fiorente centro commerciale sotto i

Sanniti e successivamente una colonia romana nel 80 a.C.; successivamente fu tragicamente distrutta nel suo massimo splendore da un'eruzione da parte del Vesuvio nel 79 d.C., che la seppellì sotto metri di cenere e lapilli, preservandola straordinariamente fino agli scavi moderni iniziati nel XVIII secolo (Pesando e Guidobaldi, 2012; <https://whc.unesco.org/en/list/829>).

Il sito, patrimonio dell'UNESCO, oltre a ricadere in prossimità dei sistemi di faglie sopracitati, ricade all'interno di una zona delineata da sistemi di faglia attivi legati all'attività tettonica e vulcanica del Vesuvio (Massa et al., 2016) e caratterizzata generalmente da terremoti poco profondi di medio-bassa energia (Cubellis e Marturano, 2013).

La sismicità dell'area è nota già da millenni; molte sono le fonti storiche che riportano tali eventi, come quello avvenuto tra il 62 – 63 d. C. in Seneca nelle sue *Naturales Quaestiones* (VI, 1, 1,2) e Tacito nei suoi *Annales* (XV, 22-23) e citato inoltre in altrettanti lavori scientifici come Hine, 1984 e Ruggieri, 2017.

Il Parco Archeologico di Pompei rappresenta di fatto un contesto complesso ove l'interazione fra rischio sismico e rischio vulcanico amplifica le difficoltà nella gestione della sicurezza delle strutture antiche. Le rovine di Pompei, sono costituite principalmente da murature antiche vulnerabili e in parte degradate dal tempo; non sono pertanto progettate per resistere a eventi sismici anche di bassa entità, specie se sono particolarmente esposte a fenomeni di amplificazione locale. La precaria condizione di diverse rovine nella città antica (Figura 1.1), analizzata tra i tanti in uno studio condotto da Bergamasco et al. (2012), mette in luce quanto sia davvero vulnerabile l'area alla presenza di terremoti di una certa entità, esempio il già citato terremoto dell'Irpinia del 1980.

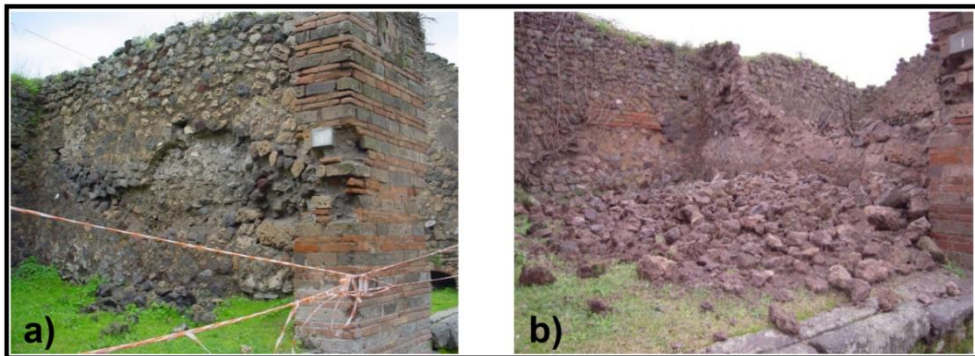


Figura 1.1: Esempio di muro antico presente nella Regio VII (Insula 2) nella città antica di Pompei, (a) prima del crollo, (b) dopo il crollo; da Bergamasco et al., (2012) modificato.

Altri studi approfonditi come Sanctis et al. (2020) effettuato nella Casa dei Casti Amanti, evidenziano l'influenza e le amplificazioni della stratigrafia e della morfologia sepolta sul segnale sismico in input. La composizione eterogenea del sottosuolo, con depositi vulcanici associati alle eruzioni del Vesuvio e altre caratteristiche geologiche locali, possono causare forti variazioni, anche a brevi distanze, nelle risposte sismiche locali. Lo studio affrontato invece da Amato et al., 2022 è uno studio di microzonazione sismica di livello I che individua e studia le problematiche di natura geologica e morfologica appena citate partendo da uno studio della comprensione degli effetti del terremoto che colpì l'antica città già nel 62-63 d.C. riuscendo a definire la presenza di aree della città antica amplificate, suscettibili di amplificazione o non amplificate.

Il Parco Archeologico di Pompei rappresenta uno dei siti archeologici più celebri e affascinanti al mondo, un luogo unico che permette di immergersi nella vita quotidiana dell'antica Roma, una città antica straordinariamente conservata, con case, strade, templi e affreschi rimasti intatti; questo sito offre agli studiosi e ai visitatori una finestra senza pari sulla cultura, l'arte e l'urbanistica romana, Pompei è fondamentale non solo per il suo valore storico e culturale, ma anche come simbolo della fragilità delle civiltà di fronte alle forze della natura, rappresenta pertanto una risorsa verso la quale indirizzare azioni di mitigazione dai rischi naturali volte a salvaguardarne l'integrità e la conservazione dei beni, nonché delle strutture ivi presenti e future da realizzare in loco per la corretta fruizione.

1.4 OBIETTIVO DEL LAVORO

Il presente lavoro ha come obiettivo principale quello di realizzare uno studio di microzonazione sismica di livello III partendo dalla realizzazione di un'analisi del territorio che rappresenta il massimo grado di dettaglio attraverso una ricostruzione stratigrafica del sottosuolo ottenuta mediante l'analisi congiunta di diverse fonti, quali lavori scientifici disponibili in letteratura, sondaggi a carotaggio continuo già condotti in progetti precedenti con relative prove in sito e laboratorio ed una vasta campagna di indagini eseguita nell'ambito del presente lavoro di Tesi; il punto successivo è quello di effettuare delle analisi di Risposta Sismica Locale su delle sezioni bidimensionali. Le analisi permettono di ottenere di fatto i parametri essenziali per la comprensione della risposta dei terreni mediante spettri di risposta in superficie, fattori di amplificazione, profili di V_s -z e funzioni di amplificazione spettrale; ciò permetterà di capire i fenomeni di amplificazione in atto nelle aree a rischio più elevato individuate nello studio di microzonazione sismica di livello I.

CAPITOLO 1

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

La tesi si suddivide in 9 capitoli.

Capitolo 1 – Nel capitolo in questione si analizza il rischio sismico in Italia, con particolare attenzione alla vulnerabilità del patrimonio storico e archeologico, come quello di Pompei. Evidenzia in generale come la fragilità del territorio italiano, unita a una gestione urbanistica spesso carente, renda necessarie azioni di prevenzione e mitigazione. Viene sottolineata l'importanza di studi specifici sulla risposta sismica locale e di tecniche non invasive per analizzare siti di grande valore culturale. Il caso studio di Pompei rappresenta un esempio emblematico, dove la sismicità locale e le caratteristiche del sottosuolo richiedono approfondite indagini per salvaguardarne l'integrità. L'obiettivo finale specificato è quello di realizzare uno studio di microzonazione sismica di livello III per valutare con precisione i rischi e pianificare interventi adeguati.

Capitolo 2 – Si tratta della microzonazione sismica in Italia e del suo stato di evoluzione attuale, ci si concentra sulle analisi di risposta sismica locale e si approfondisce la teoria di base a supporto. Vengono inoltre esaminati vari casi studio dalla letteratura scientifica che analizzano gli effetti amplificativi indotti dalla stratigrafia, dalla morfologia sepolta e dalla topografia, evidenziando come tali fenomeni influenzino l'intensità e la distribuzione delle amplificazioni sismiche.

Capitolo 3 – Ci si concentra sull'inquadramento geologico-strutturale dell'area di Pompei e si fornisce una descrizione dettagliata delle principali caratteristiche tettoniche, geologiche, e morfologiche del territorio. Vengono analizzate le formazioni geologiche presenti, i depositi vulcanici legati all'attività del

Vesuvio, del complesso Pompei-Vulcano e dei Campi Flegrei, nonché i principali sistemi di faglia attivi.

Capitolo 4 – Si analizza la sismicità storica dell’area di Pompei attraverso cataloghi nazionali come DBMI15 e CPTI15, evidenziando dodici eventi sismici significativi dal 1000 al 2020. Viene approfondita la pericolosità sismica locale, collegata alle zone sismogenetiche ZS 928 e ZS 927, e stimata l’accelerazione attesa al suolo secondo la mappa MPS04.

Capitolo 5 – Il capitolo è dedicato alle attività di raccolta, analisi e organizzazione delle indagini e degli studi pregressi condotti sul sito. Sono state omogeneizzate le stratigrafie dei sondaggi eseguiti in passato, corredate da dati di ubicazione, prove penetrometriche, geofisiche e di laboratorio su provini. Tutte le informazioni sono state verificate, digitalizzate e sistematizzate in un ambiente CAD e QGIS, così da costituire una base dati solida e coerente per le successive fasi di analisi.

Capitolo 6 – Si illustra l’organizzazione e l’esecuzione delle campagne di indagine effettuate sull’area. Si espongono le varie metodologie, le attività eseguite, l’elaborazione e i risultati ottenuti dalle varie misure di rumore ambientale elaborate con tecnica HVSR, le indagini di sismica attiva (MASW), rilievi GPS e le esplorazioni con telecamera da pozzo usata negli antichi pozzi presenti a Pompei.

Capitolo 7 – Si spiega come dati acquisiti siano stati elaborati e integrati con quelli esistenti per ricostruire un modello geologico del sottosuolo, utile alla realizzazione delle sezioni stratigrafiche e tramite le indagini di laboratorio pregresse, la creazione di un modello geotecnico a supporto delle analisi di risposta sismica locale.

CAPITOLO 1

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

Capitolo 8 – Il capitolo espone il concetto di “analisi su varie fasce di rischio” utilizzato per questo lavoro unitamente alla selezione degli accelerogrammi, il codice di calcolo LRS 2D – Stacec utilizzato per le analisi, come sono stati discretizzati i modelli sottoposti ad analisi e infine i risultati delle analisi per ogni sezione estratta.

Capitolo 9 – Nel capitolo delle conclusioni sono sintetizzati i principali risultati emersi dalle analisi, evidenziando gli effetti locali che influenzano la risposta sismica nella città antica e le differenze riscontrate tra le diverse aree indagate.

BIBLIOGRAFIA

- Alexander, D. E. (2010). The L'Aquila earthquake of 6 April 2009 and Italian Government policy on disaster response. *Journal of Natural Resources Policy Research*, 2(4), 325-342.
- Amato, V., Covolan, M., Dessales, H., e Santoriello, A. (2022). Seismic Microzonation of the Pompeii Archaeological Park (Southern Italy): Local Seismic Amplification Factors. *Geosciences*, 12(7), 275.
- Aronica, G. T., Brigandí, G., e Morey, N. (2012). Flash floods and debris flow in the city area of Messina, north-east part of Sicily, Italy in October 2009: the case of the Giampilieri catchment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1295-1309.
- Aversa S, Tsatsanifos C e Viggiani C (2004). L'attività del TC19 - Preservation of Historic Sites, ISSMGE. Atti del XXII Convegno Nazionale di Geotecnica, 22-24 settembre 2004, Palermo, vol. 1, 215-222.
- Bello, S., de Nardis, R., Scarpa, R., Brozzetti, F., Cirillo, D., Ferrarini, F., ... e Lavecchia, G. (2021). Fault pattern and seismotectonic style of the Campania–Lucania 1980 earthquake (Mw 6.9, Southern Italy): New multidisciplinary constraints. *Frontiers in Earth Science*, 8, 608063.
- Bergamasco, I., Papaccio, V., Carpani, B., Clemente, P., e Saitta, F. (2012). Seismic preservation of the archeological site of Pompeii: preliminary analyses. *Special EAI: Knowledge, Diagnostics and Preservation of Cultural Heritage*, II, 48-55.
- Bernard, P., e Zollo, A. (1989). The Irpinia (Italy) 1980 earthquake: detailed analysis of a complex normal faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1631-1647.
- Bernardini, A., e Lagomarsino, S. (2008). The seismic vulnerability of architectural heritage. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Structures and Buildings*, 161(4), 171-181.
- Brozzetti, F. (2011). The Campania-Lucania Extensional Fault System, southern Italy: A suggestion for a uniform model of active extension in the Italian Apennines. *Tectonics*, 30(5).

- Cardani, G., e Garavaglia, E. (2024). Seismic Vulnerability Assessment of Historic Centers with Two Fast Methods Based on CARTIS Survey Methodology and Fragility Curves. *Heritage*, 7(10), 5356-5372. <https://doi.org/10.3390/heritage7100252>.
- Cascini, L., Cuomo, S., e Della Sala, M. (2011). Spatial and temporal occurrence of rainfall-induced shallow landslides of flow type: A case of Sarno-Quindici, Italy. *Geomorphology*, 126(1-2), 148-158.
- Ceroni F., Prota A. (2009), Case study: Seismic upgrade of a masonry bell tower by GFRP ties, *ASCE Journal of Composite for Construction*, Vol. 13, No. 3, June 1, 2009, pp. 188-197.
- Ceroni, F., Casapulla, C., Cescatti, E., Follador, V., Prota, A., e da Porto, F. (2022). Damage assessment in single-nave churches and analysis of the most recurring mechanisms after the 2016–2017 central Italy earthquakes. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 20(15), 8031-8059.
- Chester, D. K., Duncan, A. M., Wetton, P., e Wetton, R. (2007). Responses of the AngloAmerican military authorities to the eruption of Vesuvius, March 1944. *Journal of Historical Geography*, 33(1), 168-196
- Croci, G. (1998). *The conservation and structural restoration of architectural heritage* (Vol. 1). WIT Press.
- Cubellis, E., e Marturano, A. (2013). Felt index, source parameters and ground motion evaluation for earthquakes at Mt. Vesuvius. *Annals of Geophysics*.
- de Sanctis L, Iovino M, Maiorano RMS e Aversa S (2020). Seismic stability of the excavation fronts in the ancient Roman city of Pompeii. *Soils and Foundations*, 60(4), 856-870.
- de Silva F, Sica S, Silvestri F e Aversa S (2016). Estimation of the ground shaking from the response of rigid bodies. *Annals of Geophysics*, 59, FASTTRACK5.
- de Silva F, Ceroni F, Sica S e Silvestri F (2018). Non-linear analysis of the Carmine bell tower under seismic actions accounting for the soil-foundation-structure interaction. *Bulletin Earthquake Engineering*, 16(7), 2775–2808.

CAPITOLO 1

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

- Fiorentino G, Quaranta G, Mylonakis G, Lavorato D, Pagliaroli A, Carlucci G, Sabetta F, Della Monica G, Lanzo G, Aprile V, Marano GC, Briseghella B, Monti G, Squeglia N, Bartelletti R e Nuti C (2019). Seismic reassessment of the leaning Tower of Pisa: monitoring, site response and SSI. *Earthquake Spectra*, 35,703-736.
- Flora A, Chiaradonna A, de Sanctis L, Lignola GP, Nappa V, Oztoprak S, Ramaglia G e Sargin S (2021). Understanding the damages caused by the 1999 Kocaeli earthquake on one of the towers of the Theodosian Walls of Constantinople. *International Journal of Architectural Heritage*, published online, 02 Feb 2021.
- Hine, H. M. (1984). The date of the Campanian earthquake AD 62 or AD 63, or both?. *L'Antiquité Classique*, 266-269.
- ICOMOS: INTERNATIONAL SCIENTIFIC COMMITTEE FOR ANALYSIS AND RESTORATION OF STRUCTURES OF ARCHITECTURAL HERITAGE
- Lai CG (2019). Geotechnical modelling and design earthquake at archaeological and cultural heritage sites. *Proc. of the International Symposium on Geotechnical Aspects of Heritage Structures*, IIT Madras, Chennai (India), 16-18 September 2019.
- Lanzo G, Olivares L, Silvestri F e Tommasi P (2004). Seismic response analyses of historical towns rising on rock slabs overlying a clayey substratum. *Proc. 5th International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering*, 1-6, New York, USA.
- Licata, V., Forte, G., d'Onofrio, A., Santo, A., e Silvestri, F. (2019). A multi-level study for the seismic microzonation of the Western area of Naples (Italy). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 17, 4711-4741.
- Lignola G.P., Di Sarno L., Di Ludovico M., Prota A., Manfredi G., (2016), "The protection of artistic assets through the base isolation of historical buildings: a novel uplifting technology", *Materials and Structures/Materiaux et Constructions*, 49 (10): 4247-4263.
- Martelli A. e Forni M. (2009), «La protezione degli edifici dal terremoto mediante isolamento sismico e dissipazione di energia», *Energia, Ambiente e Innovazione*, Bimestrale dell'ENEA, Speciale Terremoti, Anno 55 (maggio-giugno), pp. 89-106.

CAPITOLO 1

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

- Martino, S., Caprari, P., Fiorucci, M., e Marmoni, G. M. (2020). Il Catalogo CEDIT: Dall'inventario degli effetti sismoindotti all'analisi di scenario. Mem. Descr. Carta Geol. D'it, 107, 441-450.
- Massa, B., D'Auria, L., Cristiano, E., e De Matteo, A. (2016). Determining the stress field in active volcanoes using focal mechanisms. *Frontiers in Earth Science*, 4, 103.
- Pagliaroli A, Quadrio B, Lanzo G e Sanò T (2014). Numerical modelling of site effects in the Palatine Hill, Roman Forum and Coliseum Archeological Area. *Bulletin Earthquake Engineering*, 12, 1383-1403.
- Pesando, F., e Guidobaldi, M. P. (2012). Pompei. Guida per un giorno.
- Pino, N. A., Piatanesi, A., Valensise, G., e Boschi, E. (2009). The 28 December 1908 Messina Straits earthquake (Mw 7.1): A great earthquake throughout a century of seismology. *Seismological Research Letters*, 80(2), 243-259.
- Prometeia. (2019). Natural disasters in Italy: Evolution and economic impact, P. Lazzaretto (Ed.), Note di Lavoro, 01-2019 / Lazzaretto, P. Natural disasters in Italy: evolution and economic impact.
- Ricciardi, T., Picone, G., e Fiorentino, L. (2020). Il terremoto dell'Irpinia: Cronaca, storia e memoria dell'evento più catastrofico dell'Italia repubblicana. Donzelli editor.
- Ruggieri, N. (2017). Seismic vulnerability of the ancient Pompeii through the evaluation of the 62 AD earthquake effects. *International Journal of Architectural Heritage*, 11(4), 490-500.
- Salzano P., Casapulla C., Ceroni F., Prota A. (2020). Seismic vulnerability and safety assessments of historical masonry churches in the island of Ischia (Italy) after the 2017 earthquake, *International Journal of Architectural Heritage: Conservation, Analysis, and Restoration*, Francis Taylor, <https://doi.org/10.1080/15583058.2020.1759732>.
- Schambach, L., Grilli, S. T., Tappin, D. R., Gangemi, M. D., e Barbaro, G. (2020). New simulations and understanding of the 1908 Messina tsunamis for a dual seismic and deep submarine mass failure source. *Marine Geology*, 421, 106093.

CAPITOLO 1

IL RISCHIO SISMICO IN ITALIA

- Trigila, A., Iadanza, C., Esposito, C., e Scarascia-Mugnozza, G. (2015). Comparison of Logistic Regression and Random Forests techniques for shallow landslide susceptibility assessment in Giampileri (NE Sicily, Italy). *Geomorphology*, 249, 119-136.
- Trigila A., Iadanza C., Lastoria B., Bussetini M., Barbano A. (2021) Dissesto idrogeologico in Italia: pericolosità e indicatori di rischio - Edizione 2021. ISPRA, Rapporti 356/2021.
- Viggiani C (2019). Senza neanche toccarla. La stabilizzazione della Torre di Pisa. Hevelius.
- Westaway, R., e Jackson, J. (1987). The earthquake of 1980 November 23 in Campania—Basilicata (southern Italy). *Geophysical Journal International*, 90(2), 375-443.
- Zucca, M., Reccia, E., Vecchi, E., Pintus, V., Dessì, A., e Cazzani, A. (2024). An Evaluation of the Structural Behaviour of Historic Buildings Under Seismic Action: A Multidisciplinary Approach Using Two Case Studies. *Applied Sciences*, 14(22), 10274. <https://doi.org/10.3390/app14221027>

SITI INTERNET

- <https://servizio-nazionale.protezionecivile.gov.it/it/pagina-base/il-terremoto-dellirpinia/>.
- <https://www.protezionecivile.gov.it/it/>
- <https://whc.unesco.org/en/statesparties/it>
- <https://whc.unesco.org/en/list/829>

CAPITOLO 2

2 MICROZONAZIONE SISMICA

2.1 GENERALITÀ

La microzonazione sismica (MS) è uno studio che consente di suddividere il territorio in aree omogenee dal punto di vista sismico, al fine di valutare come le caratteristiche locali (geologiche, morfologiche e geotecniche) possano modificare l'azione del moto sismico e di quantificare gli effetti attesi, permanenti o temporanei.

Negli ultimi 40/50 anni, gli studi sulla Microzonazione Sismica (MS) hanno registrato un significativo progresso scientifico; è noto da tempo, infatti, che le caratteristiche locali dei terreni di fondazione influenzano in maniera determinante gli effetti di un terremoto (Dolce et al., 2011)

La microzonazione sismica si è affermata come uno degli strumenti più efficaci per la gestione e la prevenzione del rischio sismico nelle aree urbane e nei siti di interesse storico. In Italia, l'applicazione di tecniche di microzonazione è stata fondamentale per comprendere le dinamiche sismiche, con particolare attenzione alla risposta sismica locale, che può variare in modo significativo anche su brevi distanze. Sono svariati pertanto gli studi svolti; un esempio che merita di essere menzionato è lavoro proposto da Pagliaroli et al. (2020), nel quale sono stati studiati diversi centri

urbani situati in varie aree a configurazione geologica e geomorfologica differente nel Centro Italia (Figura 2.1).

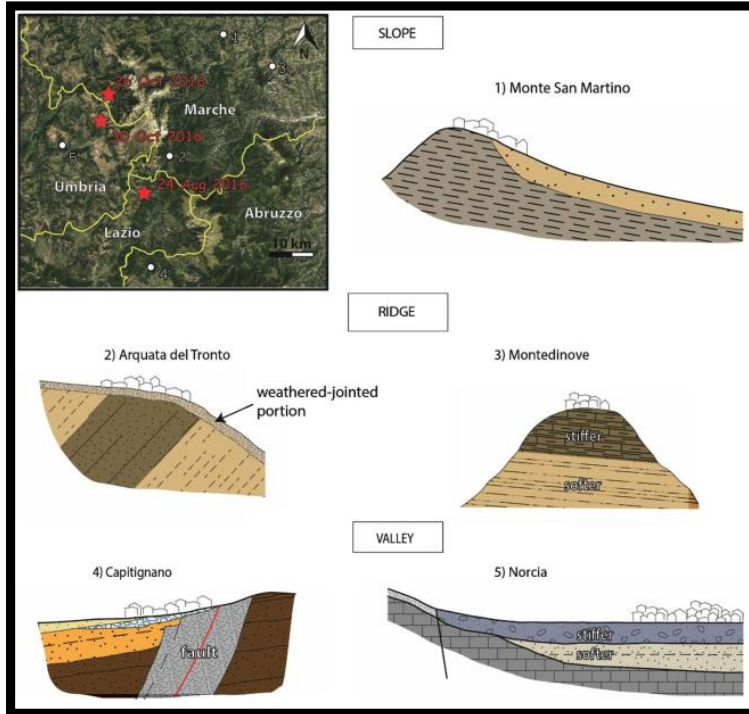


Figura 2.1: Configurazioni geologiche e geomorfologiche tipicamente riscontrabili (Pagliaroli et al. 2020)

Questo strumento diventa cruciale per contesti storici come Pompei, ove tra l'altro sussiste anche un elevato rischio vulcanico che bisogna prendere in considerazione, poiché la presenza di un vulcano attivo come il Vesuvio può generare dei terremoti di natura vulcanica anche abbastanza forti (Cubellis e Marturano, 2013), inoltre la complessa geologia regionale dell'area caratterizzata da importanti strutture geologiche, come il sistema di faglie Campano-Lucano (Bello et

al.,2021) alimentano maggiormente i valori di rischio rendendo il sito particolarmente vulnerabile sotto questo punto di vista.

Le prove raccolte dai terremoti passati hanno mostrato come il danno sismico dipende principalmente da una serie di fattori: la sorgente e il percorso del terremoto, le condizioni geologiche e geotecniche locali, la progettazione strutturale e le caratteristiche costruttive (Figura 2.2).

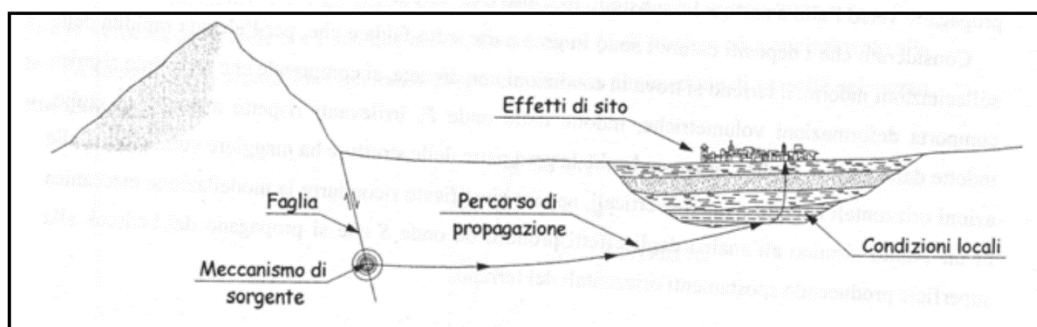


Figura 2.2: Schema delle condizioni che determinano il moto sismico finale (da Pagliaroli, 2006).

La microzonazione sismica si concentra sulla valutazione dei fattori quali sorgente, percorso del terremoto e le condizioni geologiche e geotecniche; rappresentando le fondamenta di una politica sostenibile per la mitigazione del rischio sismico. Si richiede un approccio multidisciplinare con importanti contributi dalla sismologia, dalla geologia e dall'ingegneria geotecnica (Licata et al., 2019).

Gli Indirizzi e i Criteri per la Microzonazione Sismica (DPC - 2008), descrivono i principi e gli elementi di base per la realizzazione di questi studi e per la loro applicazione per quanto concerne la pianificazione territoriale. Il documento, di riferimento nazionale, descrive anche alcuni strumenti operativi per

CAPITOLO 2

MICROZONAZIONE SISMICA

l'implementazione degli studi di microzonazione sismica, compresa la programmazione delle indagini e la realizzazione delle cartografie tematiche.

La microzonazione sismica consiste nel valutare la pericolosità sismica locale individuando zone del territorio aventi comportamento sismico omogeneo; tali zone vengono classificate in una delle tre categorie sottostanti:

- Zone stabili: dove non si ipotizzano effetti locali di rilievo.
- Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali: zone dove sono attese amplificazioni del moto sismico dovute alla litostratigrafia e alla morfologia locale.
- Zone suscettibili di instabilità: zone dove gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio.

Le varie tipologie di instabilità sono:

- Instabilità di versante;
- Liquefazioni;
- Faglie attive e capaci;
- Cedimenti differenziali.

Alla luce di ciò sono stati definiti tre livelli di approfondimento, con complessità ed impegno crescenti:

- Livello I: Consistente nella raccolta e nell'elaborazione di dati preesistenti con scopo di suddividere il territorio in microzone con comportamento sismico qualitativamente omogeneo. Questo livello di risulta fondamentale per i successivi livelli di approfondimento; solo in alcuni casi particolari può essere

considerato esaustivo. Il risultato del Livello 1 è la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS).

- Livello II: Vengono condotti degli approfondimenti per le incertezze individuate nel Livello I, viene pertanto associato alle microzone omogenee un elemento quantitativo, espresso come fattore di amplificazione “Fa”, con metodi semplificati (abachi e leggi empiriche). Il risultato di questo approfondimento è la Carta di microzonazione sismica.

- Livello III: Rappresenta il livello di maggiore dettaglio ed approfondimento. Viene realizzato focalizzandosi sulle aree stabili suscettibili di amplificazioni locali e nei casi di situazioni geologiche e geotecniche complesse, non risolvibili con l’uso dei metodi semplificati. I risultati espressi in questo Livello sono di tipo numerico, come spettri di risposta per le amplificazioni, spostamenti, cedimenti, indice di liquefazione. Il prodotto di questo Livello è la Carta di microzonazione sismica con approfondimenti su tematiche o aree particolari. (<https://www.centromicrozonazioneisismica.it/it/>).

In questo contesto, un ruolo cruciale (per ciò che concerne la Microzonazione Sismica di Livello III) è svolto dall'analisi di risposta sismica locale, uno strumento fondamentale per approfondire e quantificare gli effetti delle condizioni geologiche e geotecniche locali sul moto sismico. Questa analisi permette di integrare le conoscenze sviluppate attraverso la Microzonazione Sismica, fornendo informazioni dettagliate per la valutazione del rischio sismico a scala locale.

2.2 ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

Come definito da Pagliaroli (2006) e Puglia (2008), un terremoto rappresenta una perturbazione dello stato di equilibrio di un sistema (rocce e/o terreni), provocato da un improvviso rilascio di energia accumulatasi per un periodo di tempo lungo strutture tettoniche dovuto a movimenti litosferici. L'energia rilasciata si propaga dall'ipocentro verso la superficie sotto forma di onde sismiche, le cui caratteristiche variano in base alle proprietà geometriche e meccaniche dei materiali attraversati. Come visto prima la definizione del moto sismico alla superficie di un sito in condizioni di campo libero (free-field) è influenzata da tre fattori principali, meccanismo della sorgente (determina l'intensità e la direttività del sisma), propagazione delle onde sismiche che si sviluppano dalla sorgente al sito ed effetti locali del sito (le modifiche del moto sismico dovute alle condizioni geologiche e morfologiche locali).

I primi due fattori contribuiscono a definire il moto sismico di riferimento, che può essere successivamente alterato da fenomeni di riflessione, rifrazione e filtraggio legati alle caratteristiche del sito. Gli effetti di modifica del moto sismico vengono complessivamente denominati "effetti di sito" o "Risposta Sismica Locale"; tali effetti comprendono le modifiche nel percorso, nell'ampiezza, nel contenuto in frequenza e nella durata del moto sismico e sono legate alle condizioni geomorfologiche e stratigrafiche dei terreni e dalle loro proprietà fisico-meccaniche. Gli effetti, che generati dalle condizioni di cui sopra, si manifestano attraverso fenomeni fisici quali riflessioni multiple, diffrazione, risonanza e focalizzazione delle onde; tali effetti possono essere valutati mediante approcci numerici, sperimentali e analitici (Pagliaroli, 2006).

Un modo per valutare la risposta sismica locale è quello di prendere come riferimento il moto sismico relativo all'affioramento della formazione rocciosa di base. Il moto sismico in un dato punto può essere analizzato sia nel dominio del tempo che nel dominio delle frequenze; nel dominio del tempo, i parametri principali sono il valore di picco di accelerazione, la velocità o lo spostamento in funzione della durata, nel dominio delle frequenze, si utilizza lo spettro di Fourier.

La valutazione quantitativa della risposta sismica locale confronta le grandezze del moto in superficie rispetto a quelle del moto registrato sull'affioramento roccioso. Nel dominio del tempo, un parametro chiave è il rapporto tra l'accelerazione massima in superficie (A_{maxS}) e quella alla formazione rocciosa (A_{maxR}); questo rapporto può indicare amplificazione o riduzione del moto sismico.

Tuttavia, non basta considerare solo le variazioni di ampiezza, il contenuto in frequenza risulta cruciale (il terreno potrebbe amplificare alcune frequenze e attenuarne altre). Per analizzare tale effetto, si utilizza la funzione di trasferimento $H(f)$ definita come il rapporto tra lo spettro di Fourier del segnale registrato in superficie e lo spettro di Fourier del segnale registrato sulla formazione rocciosa di riferimento. La funzione di trasferimento è una funzione complessa, il cui modulo, (noto come spettro di ampiezza $A(f)$) viene chiamato funzione di amplificazione (Lanzo e Silvestri, 1999).

Come spiegato da Kramer (1996), si parte dal caso più semplice, ovvero considerando un modello monodimensionale ove viene fatta propagare un'oscillazione armonica costituita da onde di taglio. Del modello monodimensionale considerato si distinguono 4 casi:

2.2.1. CASO 1: TERRENO ELASTICO SU BEDROCK RIGIDO

Modello costituito da uno strato di terreno elastico di spessore “H”, posto su un basamento roccioso orizzontale (Figura 2.3). Il layer costituente il modello presenta, una data densità “ ρ ” e una data velocità delle onde di taglio “ V_s ”.

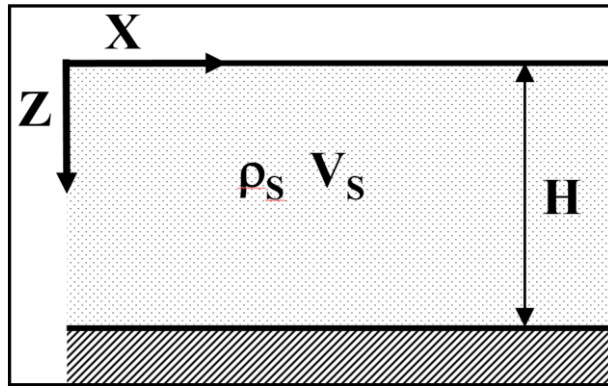


Figura 2.3: Modello monodimensionale costituito da uno strato elastico posto su un bedrock rigido

Imponendo un'oscillazione armonica alla base, lo spostamento orizzontale sarà descritto da:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad \text{Eq. 2.1}$$

Dove “A” e “B” rappresentano rispettivamente le ampiezze progressive e regressive, “ ω ” è la frequenza circolare dello scuotimento, “k” è il numero d'onda (ω/V_s), “z” è la profondità e “t” è il tempo.

Ponendoci nella condizione $z = 0$ cioè nell'interfaccia substrato elastico-superficie libera, lo sforzo di taglio è nullo quindi:

$$\tau(0, t) = G\gamma(0, t) = G \frac{\partial u(0, t)}{\partial z} = 0, \quad \text{Eq. 2.2}$$

Sostituendo la derivata dell'equazione (1.1), all'interno dell'equazione (2.1), otteniamo:

$$\tau(0, t) = G \cdot ik (Ae^{i\omega t} - Be^{i\omega t}) = 0 \quad \text{Eq. 2.3}$$

Ciò implica che $A=B$, per tanto lo spostamento può essere espresso come:

$$u(z, t) = A \left(e^{i(\omega t + kz)} + e^{i(\omega t - kz)} \right) \quad \text{Eq. 2.4}$$

Considerando l'identità Euleriana “ $e^{xt} + e^{-xt} = 2\cos(x)$ ” otteniamo:

$$u(z, t) = 2Ae^{i\omega t} \cos(kz) \quad \text{Eq. 2.5}$$

L'equazione (2.5) descrive un'onda stazionaria di ampiezza “ $2A\cos(kz)$ ”. L'equazione (2.5) può essere quindi utilizzata per definire la funzione di trasferimento che descrive al meglio il rapporto che sussiste tra le ampiezze in termini di spostamento tra due punti ed in particolare quando $z = H$ (ponendoci alla profondità del Bedrock).

Ponendo quindi $z = H$ si ottiene:

$$u(H, t) = 2Ae^{i\omega t} \cos(kH) \quad \text{Eq. 2.6}$$

Di conseguenza il calcolo della funzione di trasferimento sarà:

$$H(f) = \frac{u(0, t)}{u(H, t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2Ae^{i\omega t} \cos(kH)} \quad \text{Eq. 2.7}$$

Semplificando i termini comuni:

$$H(f) = \frac{1}{\cos(kH)} \quad \text{Eq. 2.8}$$

$$H(f) = \frac{1}{\cos\left(\frac{2\pi f H}{V_s}\right)}$$

Eq. 2.9

Dove “ $V_s = \omega/k$ ” (Velocità delle onde di taglio), “ f ” la frequenza, “ H ” lo spessore del substrato e “ $k = \omega/V_s$ ” ovvero “ $k = 2\pi f/V_s$ ” numero d’onda.

Il modulo della funzione di trasferimento è la funzione di amplificazione:

$$A(f) = \left| \frac{1}{\cos\left(\frac{2\pi f H}{V_s}\right)} \right|$$

Eq. 2.10

L’equazione (2.10) può essere descritta dalla figura 2.4. Dalla figura si evince chiaramente che l’andamento della funzione di amplificazione è periodica ed assume sempre valori maggiori o uguali all’unità; ciò significa che l’ampiezza dello spostamento in superficie è sempre almeno pari a quella della formazione rocciosa. La funzione di amplificazione può però assumere valori che tendono ad infinito, ciò accade in corrispondenza delle così dette “frequenze naturali” del deposito. Tale fenomeno (risonanza) implica che anche in questo modello molto semplice la risposta del deposito dipende fortemente dalla frequenza del moto di input e dalle caratteristiche del deposito (spessore e velocità delle onde).

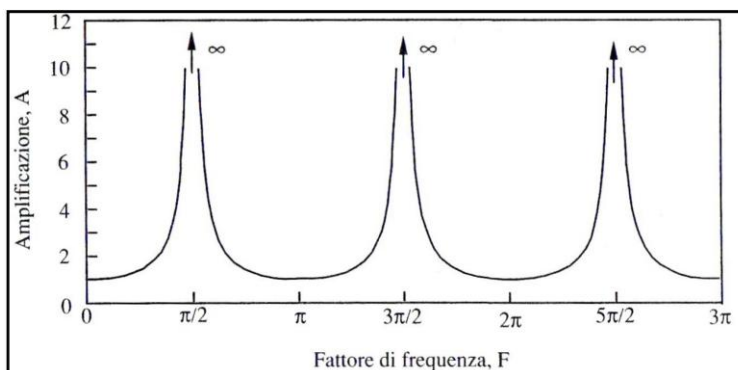


Figura 2.4: Funzione di amplificazione per un modello di terreno composto da uno strato elastico su bedrock rigido (da Lanzo e Silvestri 1999)

La distribuzione degli spostamenti $u(z, t)$ in funzione della profondità può essere espressa in forma dimensionale; in questo modo a ciascuna frequenza naturale è associata una forma modale (Figura 2.5).

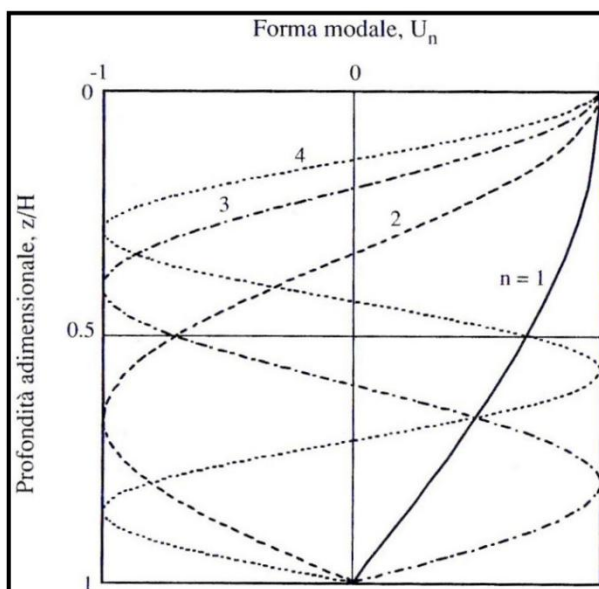


Figura 2.5: Forme modali per un modello di terreno composto da uno strato elastico su bedrock rigido (da Lanzo e Silvestri 1999)

2.2.2. CASO 2: TERRENO VISCO-ELASTICO SU BEDROCK RIGIDO

L'amplificazione illimitata prevista dall'analisi precedente è irrealizzabile, poiché essa trascura la dissipazione energetica del terreno. Per ottenere risultati più accurati, è necessario includere l'effetto dello smorzamento. Consideriamo adesso uno strato di terreno viscoelastico di spessore “ H ”, Damping Factor “ D ”, una data densità “ ρ ” ed una velocità delle onde di taglio “ V_s ”, poggiato su un bedrock rigido (Figura 2.6).

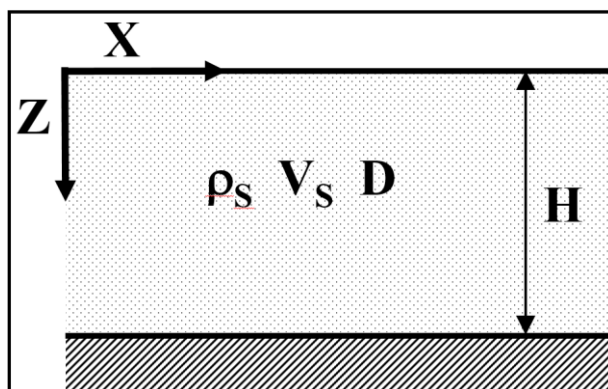


Figura 2.6: Modello monodimensionale costituito da uno strato visco elastico posto su un bedrock rigido

Il terreno ha una velocità di propagazione delle onde di taglio “ V_s ” complessa, tenendo conto dello smorzamento viscoso, si assume un comportamento

viscoelastico del terreno descritto dal modello di Kelvin-Voigt; l'equazione dell'onda diventa:

$$\rho_s \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \mu \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} \quad \text{Eq. 2.11}$$

Supponiamo una soluzione di tipo onda piana armonica per descrivere gli spostamenti dell'Eq. 2.1:

$$u(z, t) = U e^{i(\omega t - k^* z)} \quad \text{Eq. 2.12}$$

Ove “ ω ” è la frequenza angolare, “ k^* ” il numero d'onda complesso e “ U ” l'ampiezza. Successivamente si passa al calcolo delle derivate:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\omega^2 U e^{i(\omega t - k^* z)} \quad \text{Eq. 2.13}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = (k^*)^2 U e^{i(\omega t - k^* z)} \quad \text{Eq. 2.14}$$

$$\frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} = -i\omega (k^*)^2 U e^{i(\omega t - k^* z)} \quad \text{Eq. 2.15}$$

Sostituendo le derivate ricavate (Eq. 2.13, Eq. 2.14 ed Eq. 2.15) nell'Eq. 2.11, si ottiene:

$$\rho_s (-\omega^2 U e^{i(\omega t - k^* z)}) = G (k^*)^2 U e^{i(\omega t - k^* z)} + \mu (-i\omega (k^*)^2 U e^{i(\omega t - k^* z)}) \quad \text{Eq. 2.16}$$

Semplificando l'Eq. 2.16 dividendo entrambi i membri per “ $U e^{i(\omega t - k^* z)}$ ” che non è mai zero, otteniamo:

$$-\rho_s \omega^2 = G (k^*)^2 - i\mu \omega (k^*)^2 \quad \text{Eq. 2.17}$$

Risolvendo per “ K^* ” l’Eq. 2.17, otteniamo:

$$k^* = \frac{\omega}{V_s^*} \quad \text{Eq. 2.18}$$

Ove il valore “ V_s^* ” sarà:

$$V_s^* = \sqrt{\frac{G - i\mu\omega}{\rho_s}} \quad \text{Eq. 2.19}$$

In questo modo vediamo come l'effetto della viscosità “ μ ” introduce un numero d'onda complesso con una parte immaginaria (quest'ultima rappresenta lo smorzamento dell'onda di taglio). Il risultato finale è che la soluzione dell'equazione differenziale diventa:

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + k^* z)} + Be^{i(\omega t - k^* z)} \quad \text{Eq. 2.20}$$

Avendo a disposizione adesso il moto descritto dall’Eq. 2.20, è possibile adesso applicare le condizioni al contorno. Sulla superficie libera e cioè a $z = 0$ la tensione tangenziale sarà pari a zero:

$$\tau(0, t) = G^* \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0. \quad \text{Eq. 2.21}$$

Quindi dalla condizione di superficie libera si ottiene:

$$G^* (Ak^* e^{i(\omega t)} - Bk^* e^{i(\omega t)}) = 0. \quad \text{Eq. 2.22}$$

Affinché l’Eq. 2.22 sia soddisfatta, “ A ” deve essere uguale a “ B ”, si ha pertanto la soluzione:

$$u(z, t) = Ae^{i\omega t} (e^{ik^* z} + e^{-ik^* z}) = 2Ae^{i\omega t} \cos(k^* z) \quad \text{Eq. 2.23}$$

Per quanto riguarda il moto all'interfaccia tra substrato visco elastico e bedrock rigido, il moto alla base è noto ed è dato da “ $u(H,t)$ ”; quindi è possibile adesso definire la funzione di trasferimento come:

$$H(f) = \frac{u(0,t)}{u(H,t)} = \frac{2Ae^{i\omega t} \cos(0)}{2Ae^{i\omega t} \cos(k^*H)} \quad \text{Eq. 2.24}$$

Risolvendo l'Eq. 2.24 si ottiene:

$$H(f) = \frac{1}{\cos(k^*H)} \quad \text{Eq. 2.25}$$

Il valore assoluto della funzione di trasferimento permette di trovare la funzione di amplificazione quindi:

$$A(f) = |H(f)| = \frac{1}{\left| \cos\left(\frac{2\pi fH}{V_s^*}\right) \right|} \quad \text{Eq. 2.26}$$

Facendo le dovute semplificazioni, la funzione di amplificazione per questo caso sarà:

$$|A(f)| \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2(kH) + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H/V_s) + [\xi(\omega H/V_s)]^2}} \quad \text{Eq. 2.27}$$

ove “ $\omega=2\pi f$ ” è la pulsazione, “ V_s ” è la velocità delle onde di taglio, “ H ” è lo spessore dello strato e “ ξ ” è il parametro di smorzamento viscoso.

Come illustrato nella Figura 8, l'Eq. 17.2 rivela che, per bassi rapporti di smorzamento, l'amplificazione raggiunge un picco locale, ma rimane finita a causa della presenza di “ ξ ”, che mantiene il denominatore positivo. I picchi di amplificazione corrispondono alle frequenze naturali del terreno. Nella figura si mostra inoltre come il fattore di amplificazione varia con la frequenza per diversi

livelli di smorzamento. Confrontando la figura 2.7 con la figura 2.4, si osserva che lo smorzamento ha un impatto maggiore sulla risposta alle alte frequenze.

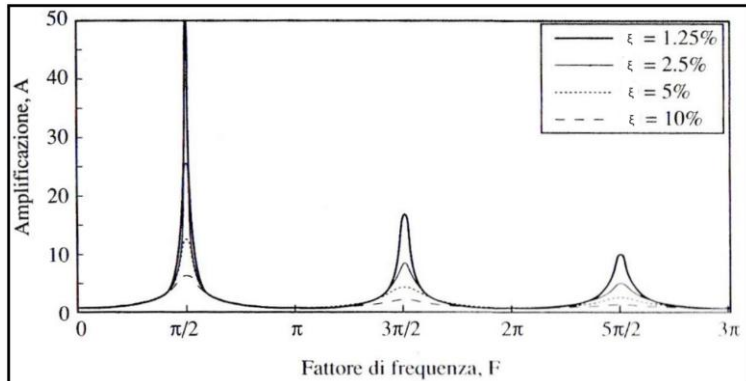


Figura 2.7: Funzione di amplificazione per un modello di terreno composto da un substrato visco elastico su bedrock rigido (da Lanzo e Silvestri 1999)

Come per il caso precedente anche qui la distribuzione degli spostamenti “ $u(z, t)$ ” in funzione della profondità può essere espressa in forma dimensionale (Figura 2.8).

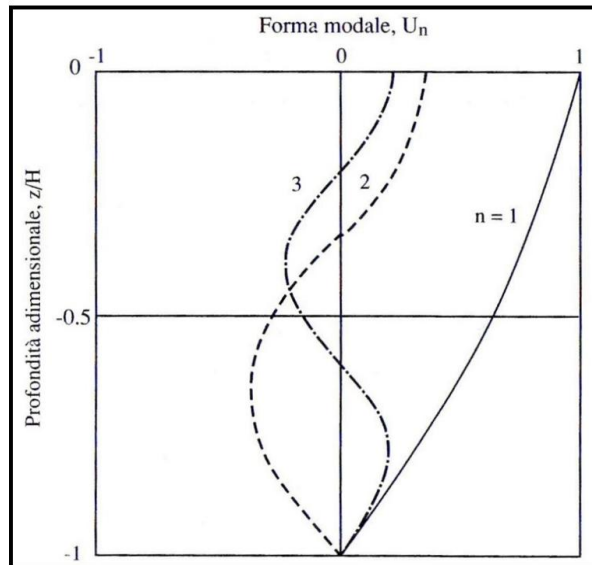


Figura 2.8: Forme modali per un modello di terreno composto da un substrato visco elastico su bedrock rigido (da Lanzo e Silvestri 1999).

2.2.3. CASO 3: TERRENO ELASTICO SU BEDROCK DEFORMABILE

Seguendo adesso lo stesso approccio rigoroso usato in precedenza, si parte da un modello di terreno presente in figura 2.9 costituito da uno strato elastico avente un certo spessore “ H ”, una data densità “ ρ_s ” ed una velocità delle onde di taglio “ V_{Ss} ” sopra un bedrock deformabile avente a sua volta una data densità “ ρ_r ” ed una velocità delle onde di taglio “ V_{Sr} ”.

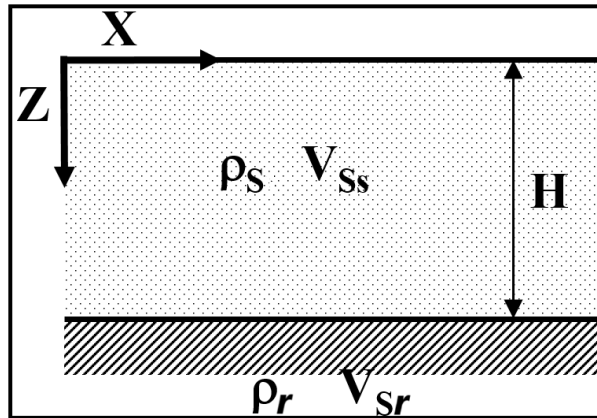


Figura 2.9: Modello monodimensionale costituito da un substrato elastico posto su un bedrock deformabile

Partendo dall'equazione di propagazione delle onde di taglio si arriverà come in precedenza a definire la funzione di trasferimento e di amplificazione.

L'equazione di propagazione delle onde di taglio sarà in questo caso:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad \text{Eq. 2.28}$$

La soluzione dell'Eq. 2.28 per entrambi i mezzi sarà:

$$u_s(z, t) = Ae^{i(\omega t - k_s z)} + Be^{i(\omega t + k_s z)} \quad \text{Eq. 2.29}$$

$$u_r(z, t) = Ce^{i(\omega t - k_r z)} + De^{i(\omega t + k_r z)} \quad \text{Eq. 2.30}$$

La soluzione descritta dall'Eq. 2.29 sarà relativa allo strato elastico in copertura, mentre la soluzione descritta dall'Eq. 2.30 è relativa al bedrock. Per valutare adesso i coefficienti delle soluzioni bisogna imporre le condizioni al contorno.

La prima condizione imposta in assoluto è relativa alle tensioni tangenziali in superficie che saranno pari a zero, pertanto:

$$\tau_s = G_s \frac{\partial u_s}{\partial z} = 0 \quad \text{Eq. 2.31}$$

Come già noto in precedenza ne consegue che a $z = 0$ si avrà $A = B$, quindi la soluzione sarà:

$$u(0, t) = 2Ae^{i\omega t} \cos(k_s H) \quad \text{Eq. 2.32}$$

Adesso bisogna imporre altre due condizioni, più precisamente in corrispondenza del contatto bedrock-strato di copertura cioè a $z = H$. La prima condizione sarà quella di continuità di spostamento:

$$Ae^{-ik_s H} + Be^{ik_s H} = Ce^{-ik_r H} + De^{ik_r H} \quad \text{Eq. 2.33}$$

Sempre in corrispondenza del contatto bisogna imporre la seconda condizione che descrive l'equilibrio degli sforzi tangenziali:

$$G_s k_s (-Ae^{-ik_s H} + Be^{ik_s H}) = G_r k_r (-Ce^{-ik_r H} + De^{ik_r H}) \quad \text{Eq. 2.34}$$

Applicando le condizioni al contorno di cui sopra e risolvendo il sistema, è possibile trovare la funzione di trasferimento $H(f)$:

$$H(\omega) = \frac{1}{\cos k_s H + i\xi \sin k_s H} \quad \text{Eq. 2.35}$$

dove “ ξ ” risulta essere:

$$\xi = \frac{\rho_r V_r}{\rho_s V_s} \quad \text{Eq. 2.36}$$

Come fatto per i casi precedenti, il modulo della funzione di trasferimento, sarà la funzione di amplificazione, per cui:

$$A(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) + \left(\xi \sin\left(\frac{\omega H}{V_s}\right)\right)^2}} \quad \text{Eq. 2.37}$$

Nell'ipotesi di roccia deformabile, la funzione di amplificazione espressa dall'Eq. 2.37 è influenzata sia dalle proprietà meccaniche del terreno che da quelle del basamento roccioso. Tale dipendenza è quantificata attraverso il rapporto di impedenza “ ξ ”.

Definendo adesso il fattore di frequenza “F” come “ $F = \left(\frac{\omega}{V_s}\right) * H = K_s * H$ ” si semplifica l'Eq. 2.37 ottenendo:

$$A(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 F + (\xi \sin F)^2}} \quad \text{Eq. 2.38}$$

L'andamento di quest'ultima equazione può essere mostrata nella figura 2.10 per diversi valori di contrasti di impedenza “ ξ ”.

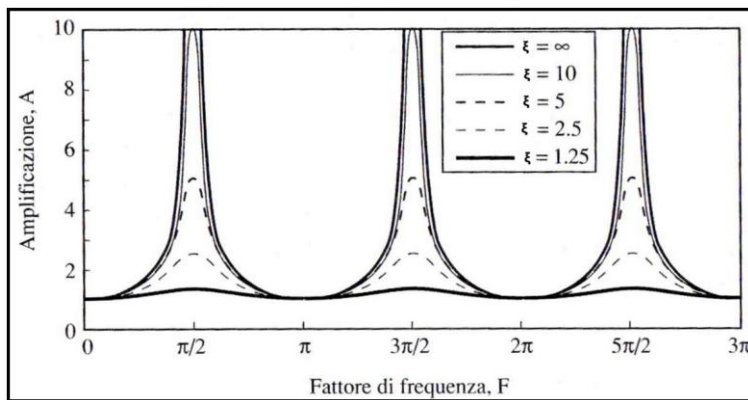


Figura 2.10: Funzione di amplificazione per un modello di terreno composto da un substrato elastico su bedrock deformabile (da Lanzo e Silvestri 1999)

La figura 11 mostra come nel caso in cui “ ξ ” (contrasto di impedenza) tenda all'infinito, quindi con ipotesi di bedrock rigido, la funzione di amplificazione assume un comportamento periodico e tende all'infinito alle varie “frequenze naturali”, come accadeva per il caso 1. Poiché in questo caso il valore di picco della funzione di amplificazione coincide con il rapporto di impedenza “ ξ ”, l'amplificazione del moto sismico risulta direttamente proporzionale al contrasto tra l'impedenza del basamento roccioso e quella del terreno sovrastante.

2.2.4. CASO 4: TERRENO VISCO-ELASTICO SU BEDROCK DEFORMABILE

Per una generalizzazione dei problemi precedentemente descritti, si può considerare il caso di uno strato con comportamento viscoelastico di spessore “ H ”, Damping Factor “ D ”, una data densità “ ρ_s ” ed una velocità delle onde di taglio “ V_{Ss} ”, sovrapposto a un substrato deformabile avente a sua volta una data densità “ ρ_r ” ed una velocità delle onde di taglio “ V_{Sr} ” come mostrato in figura 2.11.

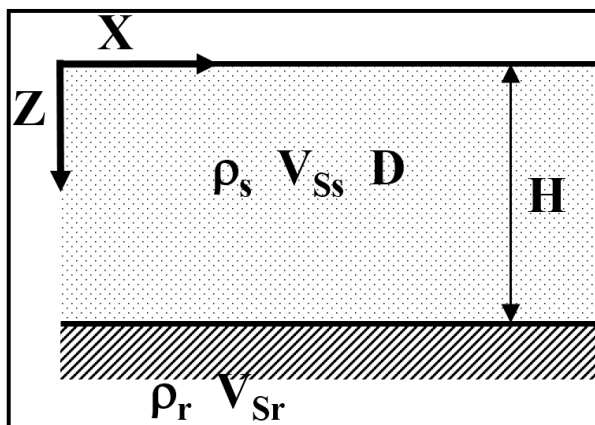


Figura 2.11: Modello monodimensionale costituito da un substrato visco elastico posto su un bedrock deformabile

È possibile adesso dimostrare come ottenere la funzione di trasferimento e la funzione di amplificazione seguendo un procedimento rigoroso come per gli altri casi; imponendo quindi un'oscillazione armonica alla base del modello già semplificata come sotto che attraversa sia il bedrock sia lo strato visco elastico:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V_s^{*2}} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Eq. 2.39

Dove “ $u(z, t)$ ” è lo spostamento nel mezzo, “ V_s^* ” è la velocità complessa delle onde di taglio nel mezzo visco-elastico e “ ω ” è la frequenza angolare dell'onda.

L'Eq.1.4 ammette una generica soluzione sia per il mezzo visco elastico sia per il bedrock di questo tipo:

$$u_s(z, t) = (Ae^{ik_s z} + Be^{-ik_s z}) e^{i\omega t} \quad \text{Eq. 2.40}$$

$$u_r(z, t) = (Ce^{ik_r z} + De^{-ik_r z}) e^{-i\omega t} \quad \text{Eq. 2.41}$$

Il passo successivo è quello di imporre le stesse condizioni al contorno viste per il caso 3. La prima condizione impone di posizionarsi sulla superficie libera e cioè a “ $z = 0$ ” ove le tensioni tangenziali sono zero, quindi:

$$\tau(0, t) = G_s \left. \frac{\partial u_s}{\partial z} \right|_{z=0} = 0 \quad \text{Eq. 2.42}$$

Le altre 2 condizioni al contorno sono applicate in corrispondenza del contatto tra lo strato soprastante visco elastico e il bedrock deformabile e cioè a “ $z =$

H ”; in questa condizione si avrà una continuità degli spostamenti ed una continuità delle tensioni tangenziali, per cui:

$$u_s(H, t) = u_r(H, t) \quad \text{Eq. 2.43}$$

$$G_s \frac{\partial u_s}{\partial z} \Big|_{z=H} = G_r \frac{\partial u_r}{\partial z} \Big|_{z=H} \quad \text{Eq. 2.44}$$

Sviluppando le condizioni imposte, di cui sopra, effettuando i dovuti passaggi algebrici si ottiene come visto già in precedenza, per la prima condizione cioè che “ $A = B$ ”, mentre per le due condizioni successive otteniamo:

$$Ae^{ik_s H} + Be^{-ik_s H} = Ce^{ik_r H} + De^{-ik_r H} \quad \text{Eq. 2.45}$$

$$G_s k_s (Ae^{ik_s H} - Be^{-ik_s H}) = G_r k_r (Ce^{ik_r H} - De^{-ik_r H}) \quad \text{Eq. 2.46}$$

Dopo aver sviluppato le tre condizioni ed aver semplificato eliminando la dipendenza dal tempo, troveremo un sistema composto dalle 2 equazioni soprastanti che sarà risolto per C e D in termini di A e B:

$$\begin{cases} Ae^{-ik_s H} + Be^{ik_s H} = Ce^{-ik_r H} + De^{ik_r H} \\ G_s (-ik_s Ae^{-ik_s H} + ik_s Be^{ik_s H}) = G_r (-ik_r Ce^{-ik_r H} + ik_r De^{ik_r H}) \end{cases} \quad \text{Sist. 2.1}$$

Risolviendo il sistema sarà ottenuta la funzione di trasferimento espressa come nel caso precedente, quindi come il rapporto tra il moto sismico valutato alla sommità del deposito e il moto sismico valutato sul substrato in corrispondenza di un affioramento:

$$H(f) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega \cdot H}{V_{Ss}^*}\right) + i \cdot \frac{1}{\xi^*} \cdot \text{sen}\left(\frac{\omega \cdot H}{V_{Ss}^*}\right)} \quad \text{Eq. 2.47}$$

Dove “ ξ^* ” il rapporto di impedenza complesso espresso come:

$$\xi = \frac{\rho_r V_r^*}{\rho_s V_s^*} \quad \text{Eq. 2.48}$$

Il modulo della funzione di trasferimento (Eq. 2.47) sarà:

$$A(f) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(k_s H) + \left(\frac{G_r k_s}{G_r k_r}\right)^2 \sin^2(k_s H)}} \quad \text{Eq. 2.49}$$

I valori di picco della funzione di amplificazione (Eq. 2.49) possono essere espressi in corrispondenza dei massimi dalla seguente relazione:

$$(A_d^*)_{\max, n} \approx \frac{1}{\xi + (2n-1)\frac{\pi}{2}D} \quad \text{Eq. 2.50}$$

I picchi della funzione di amplificazione, che si verificano alle frequenze naturali dello strato, dipendono unicamente dal rapporto di impedenza e dallo smorzamento. Il massimo dell'Eq. 12.4 si raggiunge alla frequenza fondamentale per $n = 1$. In assenza di smorzamento cioè a $D = 0$, il picco è pari al rapporto di impedenza. Con la presenza dello smorzamento ($D > 0$), l'amplificazione massima diminuisce all'aumentare del rapporto di impedenza I e all'aumentare di D , a parità di rapporto di impedenza. Ciò dimostra che il rapporto di impedenza ha un effetto sull'amplificazione massima analogo allo smorzamento del terreno.

2.3 EFFETTI DI SITO

Come definito precedentemente, gli effetti di sito sono il risultato della combinazione di diversi fenomeni fisici che accadono quando le onde incontrano generalmente discontinuità, eterogeneità, variazioni topografiche etc.; la loro

classificazione viene fatta in funzione del fenomeno fisico predominante, distinguiamo per tanto:

Effetti Stratigrafici (1D)

Effetti di Valle (2D e 3D)

Effetti topografici (2D e 3D)

2.3.1. Effetti stratigrafici (1D): Alterazioni del moto sismico dovute alla stratificazione orizzontale dei depositi.

Gli effetti stratigrafici rappresentano modifiche del moto sismico causate dalla propagazione verticale delle onde attraverso depositi stratificati orizzontalmente. Tali fenomeni includono il confinamento delle onde sismiche a causa dei contrasti di impedenza tra i diversi strati, la risonanza tra onde riflesse e incidenti, influenzata dalle caratteristiche stratigrafiche e fisico-meccaniche dei terreni. La risonanza avviene tipicamente a determinate frequenze naturali del deposito, con un massimo di amplificazione alla frequenza fondamentale. La velocità delle onde di taglio “ V_s ” e lo spessore del deposito “ H ” sono parametri chiave per stimare la frequenza fondamentale. Tuttavia, in condizioni non lineari, l'amplificazione massima diminuisce a causa dell'aumento dello smorzamento indotto dalle deformazioni.

La modifica del moto può essere valutata, mettendo in rapporto i parametri del moto alla superficie del deposito a quelli del relativo basamento in affioramento. Nell'ipotesi che le onde di taglio incidenti siano delle sinusoidi con frequenza “ f ”, l'accelerazione sull'affioramento rigido e quella alla superficie del deposito sono

anch'esse sinusoidi di frequenza "f" e di ampiezze che chiameremo rispettivamente "AmaxR" e "AmaxS" (Kramer, 1996; Lanzo e Silvestri, 1999).

Considerando casi reali, in corrispondenza della frequenza fondamentale o periodo fondamentale, la funzione di amplificazione generalmente assume valori compresi tra 6 e 10, in casi rari come Città del Messico risultata maggiore di 20.

Dalle relazioni descritte in precedenza si evince che le frequenze di risonanza del deposito, in campo lineare, sono una caratteristica del sito in esame e per tanto indipendenti dall'azione sismica. Ne consegue che eventuali fenomeni di amplificazione si hanno qualora gli input sismici siano caratterizzati da un elevato contenuto energetico in corrispondenza delle stesse frequenze naturali del sistema a maggior ragione per frequenze prossime a quella fondamentale.

I valori di velocità delle onde di taglio "Vs" e lo spessore del banco "H" sono fondamentali nello stimare la frequenza fondamentale del deposito; mentre il valore massimo dell'amplificazione valutato in corrispondenza delle frequenze naturali dipende dal contrasto di impedenza (deposito-basamento) e dalle caratteristiche dissipative dei terreni di copertura.

Comunemente il fattore di amplificazione è calcolato mettendo a rapporto le ampiezze massime registrate dagli accelerogrammi alla superficie del deposito ed al sito di riferimento, mentre la funzione di amplificazione può essere stimata rapportando i corrispondenti spettri di Fourier o di risposta. Il fattore di amplificazione da una stima quantitativa della risposta di sito nel dominio del tempo, mentre la funzione di amplificazione quantifica le modifiche nel contenuto in frequenza del segnale sismico.

Le considerazioni esposte finora risultano valide fintanto che il comportamento del terreno si mantiene nel campo lineare. Tuttavia, al crescere dei parametri che definiscono l'intensità dell'input sismico, come ad esempio l'ampiezza, le deformazioni tangenziali possono superare la soglia di linearità, facendo sì che il terreno mostri un comportamento non lineare. In tali circostanze, per ottenere una stima più accurata degli effetti di sito, è fondamentale prendere in considerazione le variazioni della rigidezza e dello smorzamento in funzione della deformazione indotta dal sisma. All'aumentare dell'incidenza del comportamento non lineare, la frequenza fondamentale tende a diminuire a causa della riduzione della rigidezza al taglio; parallelamente, l'amplificazione massima si riduce per via dell'aumento del rapporto di smorzamento. In presenza di comportamento non lineare, la funzione di amplificazione non può essere considerata una caratteristica intrinseca del sito, poiché è influenzata sia dalle proprietà stratigrafiche del sottosuolo che dall'ampiezza e dal contenuto in frequenza del moto sismico al basamento (Pagliaroli, 2006).

2.3.2. Effetti di valle: Fenomeni associati alle caratteristiche bidimensionali o tridimensionali delle valli.

Gli studi effettuati su questa tipologia di aree (Pitarka et al., 1996 (a); 1996 (b); Raptakis et al., 2000; Chaljub et al., 2006; Delèpine e Semblat, 2012; Riga et al., 2016; Pagliaroli et al., 2020 etc.) confermano come nelle valli alluvionali si possono generare significative amplificazioni sismiche e incrementi della durata del moto. Gli effetti generati sono dovuti a fenomeni come la focalizzazione delle onde sismiche (causata da un'interferenza costruttiva tra onde le rifratte e incidenti), la

generazione di onde di superficie ai margini della valle (nello specifico in corrispondenza del contatto basamento – terreni di copertura) e l'intrappolamento delle onde all'interno della valle (proprio questo fenomeno può causare fenomeni di risonanza dell'intero deposito). Tutto ciò causa una risposta dinamica variabile lungo la superficie della valle e spesso analisi con modellazioni monodimensionali non riescono ad individuare queste dinamiche complesse. In Figura 2.12 è riportato un esempio tratto dallo studio di Pagliaroli et al., 2020. Dalle analisi di risposta sismica locale, estraendo gli spettri nel punto "A" (bacino di accumulo sedimentario), si osserva che l'accelerazione spettrale ottenuta con l'analisi 2D risulta leggermente superiore a quella derivante dall'analisi 1D per bassi periodi. Per periodi medio-alti, invece, l'accelerazione spettrale calcolata con l'approccio 2D risulta significativamente maggiore, mettendo in evidenza gli effetti bidimensionali legati alla morfologia sepolta.

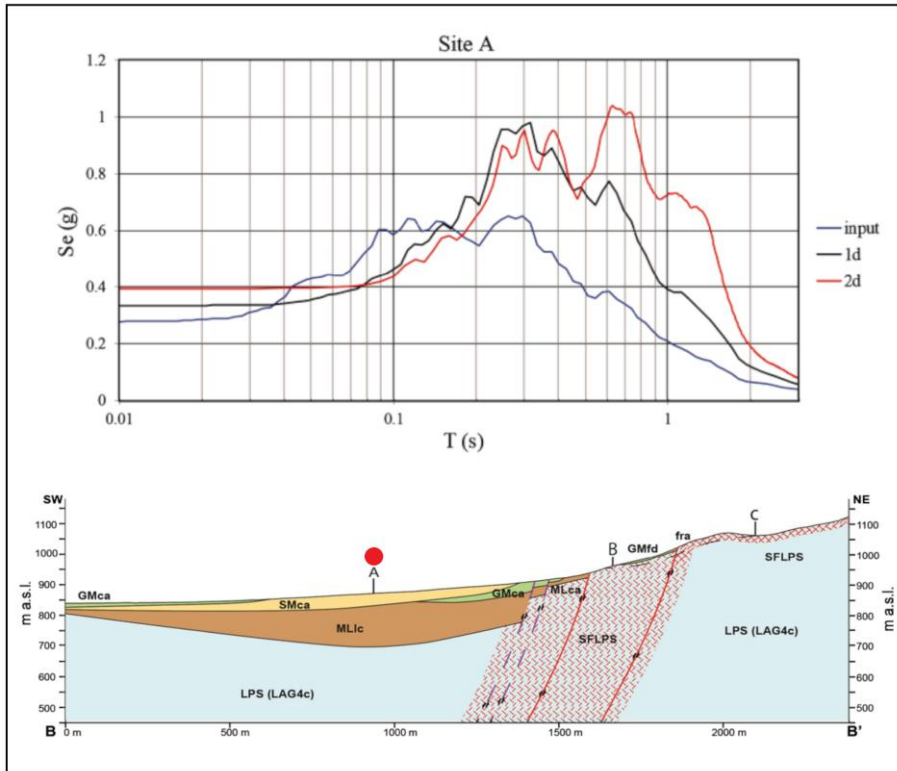


Figura 2.12: Confronto tra gli spettri in superficie estratti nel punto rosso (A) derivanti da una modellazione 1D (in nero) e 2D (in rosso) (da Pagliaroli et al., 2020 modificato).

La geometria della valle, espressa dal rapporto tra profondità e larghezza “ h/l ”, è determinante per il tipo di risonanza (monodimensionale, bidimensionale o tridimensionale). Le valli profonde generalmente presentano una risposta più complessa, caratterizzata da amplificazioni elevate e risonanza bidimensionale.

Come riportato in Pagliaroli, 2006, le onde superficiali, di tipo “Rayleigh” e di tipo “Love” generate rispettivamente da onde di taglio SV e SH lungo le discontinuità della valle, presentano una velocità leggermente inferiore rispetto alle

CAPITOLO 2

MICROZONAZIONE SISMICA

onde di taglio. I periodi delle onde superficiali generate sono generalmente compresi tra 0,5 e 5 secondi, (0,2 e 2 Hz) e ciò che distingue questo tipo di onde è la durata, che tipicamente si estende per diverse decine di secondi.

La risposta sismica di un deposito dipende fortemente dalla sua geometria. Un parametro di grande rilevanza è il rapporto di forma della valle, definito come il rapporto tra la massima profondità “h” e la sua semi-larghezza “l”. In funzione di ciò si possono individuare 2 situazioni, ovvero il caso in cui una valle presenta un rapporto di forma “h/l” basso (solitamente considerato inferiore a 0,2) ed in caso in cui il rapporto di forma sia elevato (maggiore di 0,2).

Per il caso con rapporto “h/l” inferiore a 0,2 le valli vengono considerate come “valli superficiali” e l’amplificazione, nel dominio della frequenza, presenta caratteristiche simili a quelle di un fenomeno monodimensionale (Pagliaroli, 2006; Pagliaroli et al., 2020). Ciò vuol dire in questo caso che la frequenza fondamentale, associata al massimo livello di amplificazione del moto, risulta prossima a quella prevista in un modello 1D e molto spesso per i punti distanti dai margini della valle, le principali caratteristiche del moto possono talvolta essere stimate anche tramite semplici modelli monodimensionali. In questa categoria rientra per l’appunto il caso studio del già citato lavoro fatto da Pagliaroli et al., 2020 per quanto riguarda il comune di Norcia (Figura 14). Nel caso esaminato in figura 2.13 i risultati estratti nel punto P1 (Triangolo in giallo al centro della valle) da analisi su modello monodimensionale e bidimensionale in termini di spettri di risposta in accelerazione, indicano che l'amplificazione del moto del suolo è dovuta principalmente agli effetti stratigrafici, ben previsti dall'analisi della risposta sismica 1D (in azzurro), mentre

gli effetti 2D dalle analisi su modello bidimensionale (in rosso) sono quasi trascurabili (da Pagliaroli et al. 2020 modificato).

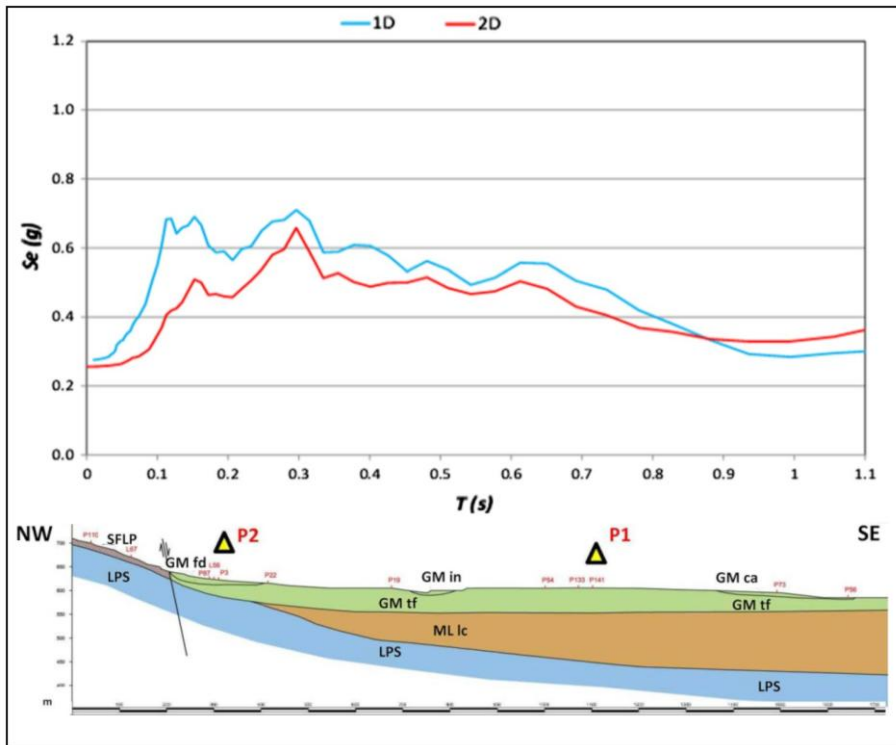


Figura 2.13: Confronto tra gli spettri in accelerazione estratti nel punto (P1) derivanti da una modellazione 1D (ciano) e 2D (in rosso) (da Pagliaroli et al. 2020 modificato).

Il secondo caso sussiste per valori più elevati del rapporto “ h/l ”, tipici delle cosiddette “valli profonde”, ove la risposta dinamica si differenzia significativamente a causa degli effetti bidimensionali. Come evidenziato da Delèpine e Semblat (2012) e dalle modellazioni numeriche del più recente lavoro di Riga et al. (2016), un aumento del rapporto di forma “ h/l ” causa una maggiore

amplificazione con un conseguente aumento dei fattori di aggravamento (quest'ultimo è rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione 2D e 1D sulla superficie del bacino; per uno studio più approfondito dei fattori di aggravamento e del loro uso in merito, si rimanda proprio all'articolo Riga et al.,2016). In figura 2.14 sono riportati, a titolo di esempio, i risultati dello studio condotto da Delèpine e Semblat (2012). Le funzioni di amplificazione, estratte nel punto C (linea verticale rossa) da analisi condotte con modelli monodimensionale e bidimensionale, mostrano che l'amplificazione del moto del suolo, risulta più marcata nel caso 2D. Tale comportamento è attribuibile agli effetti bidimensionali della valle, che nell'esempio considerato presenta un elevato rapporto di forma.

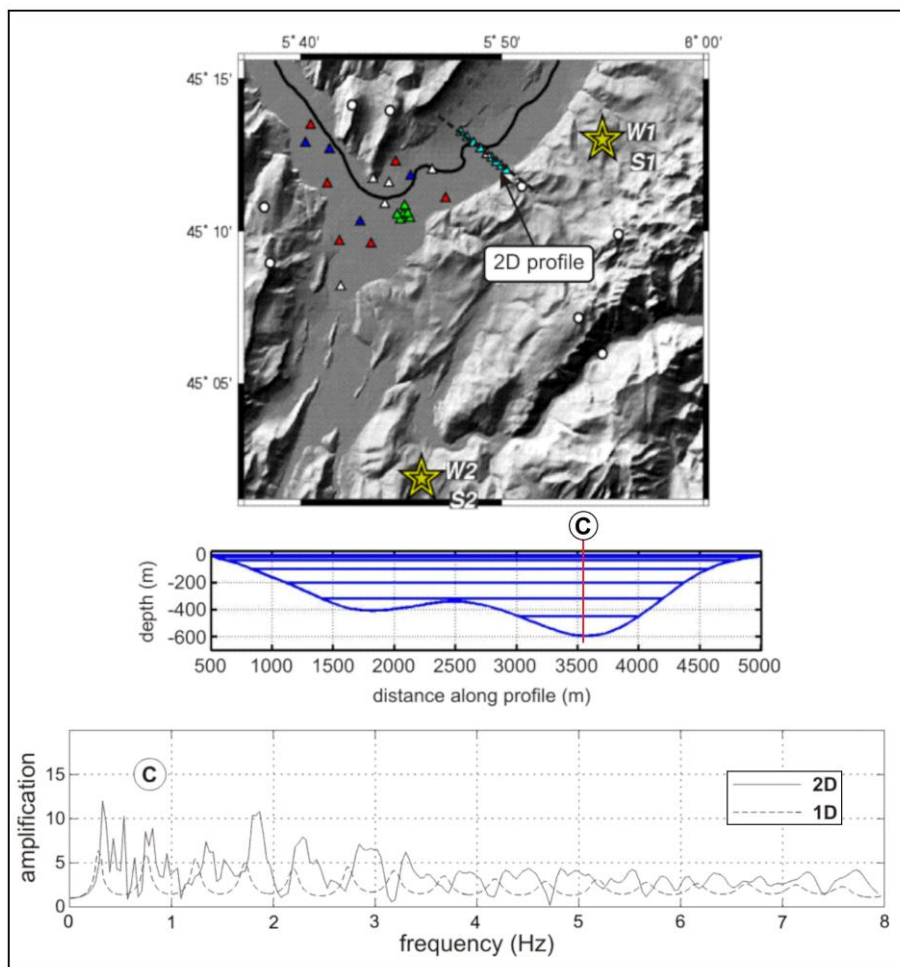


Figura 2.14: Confronto tra analisi 1D e 2D delle funzioni di amplificazione nel bacino di Grenoble (da Delépine e Semblat, 2012 modificato).

Gli studi numerici e sperimentali effettuati già nella metà degli anni ottanta rispettivamente da Bard e Bouchon nel 1985 e Tucker e King nel 1984 e recentemente dal già citato Riga et al., 2016; hanno messo in evidenza come le

caratteristiche principali che regolano il fenomeno della risonanza 2D in una valle sedimentaria profonda sono circa 3 ovvero:

- la frequenza associata al massimo dell'amplificazione spettrale (frequenza fondamentale) rimane costante in ogni punto della superficie indipendentemente dallo spessore locale dei sedimenti
- alla frequenza di risonanza, il moto è in fase in tutta la superficie della valle
- l'amplificazione è massima al centro della valle e diminuisce avvicinandocisi ai bordi, dove diventa unitario.

Pagliaroli 2006 riporta come per il caso monodimensionale anche per il caso bidimensionale e tridimensionale, esistono diversi modi di vibrazione. In genere, presi valori tipici di smorzamento da parte dei terreni, si ha l'abbattimento dei modi superiori e pertanto la risposta dinamica di una valle risulta controllata dai primi tre modi. Inoltre dalle analisi numeriche fatte da Bard e Bouchon, 1985 e in special modo da Bard e Riepl-Thomas, 1999, si evince che la frequenza fondamentale di risonanza riscontrata con modellazioni 2D e 3D può essere superiore alla frequenza di risonanza calcolata con modellazioni 1D al centro della valle (Figura 2.15).

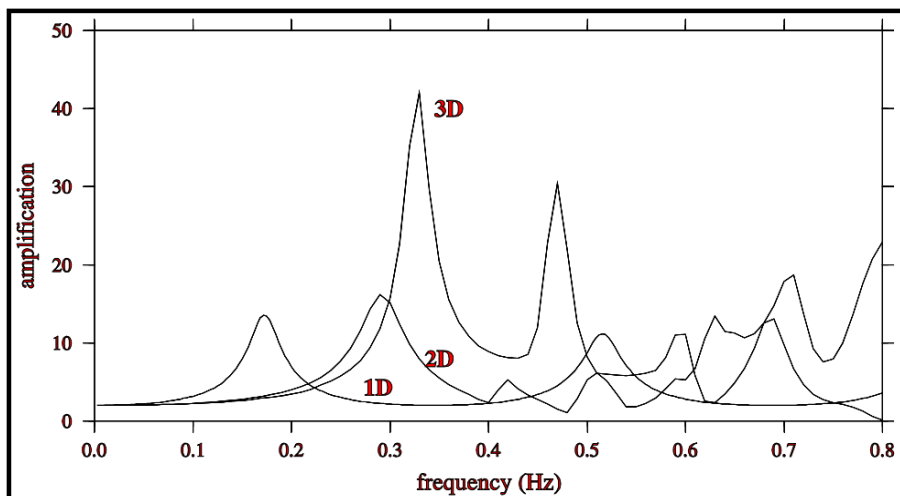


Figura 2.15: Funzione di amplificazione estratta al centro di una valle da analisi su modelli 1D, 2D e 3D, (da Bard e Riepl-Thomas, 1999).

Gli studi fatti per esempio da Chaljub et al., 2006 e confermati successivamente da Delèpine e Semblat, 2012 in un caso studio effettuato nel bacino di Grenoble (Alpi francesi) (considerata come valle profonda) dimostra come i valori della frequenza fondamentale e dell'ampiezza ricavata dalla analisi è maggiore in modellazioni 2D. Nel caso studio di Delèpine e Semblat, 2012 l'amplificazione spettrale calcolata infatti raggiunge un valore elevato (circa 20!) e l'amplificazione all'interno del bacino risulta significativa per frequenze più elevate (lunghezze d'onda più brevi) rispetto ad un'analisi su un modello monodimensionale.

I meccanismi principali di risonanza bidimensionale, evidenziati da Bard e Bouchon, 1985 su modelli di valle costituite da materiale omogeneo a comportamento elastico lineare e soggette a differenti tipi di sollecitazioni sismiche, sono essenzialmente tre:

CAPITOLO 2

MICROZONAZIONE SISMICA

- in-plane bulk: associato alle onde P, che provocano movimenti prevalentemente verticali del terreno.
- in-plane shear: riguarda le onde SV, che inducono movimenti orizzontali nel piano verticale.
- antiplane shear: relativo alle onde SH, che causano movimenti orizzontali perpendicolari al piano verticale.

Sempre Bard e Bouchon nel 1985 evidenziarono che la risonanza 2D dipende dalla combinazione di due parametri chiave: il rapporto di forma “ h/l ” e il contrasto di impedenza tra il terreno e il basamento. Più precisamente per uno specifico contrasto di impedenza esiste un valore di rapporto di forma critico al di sotto del quale il comportamento della valle è dominato da fenomeni di risonanza monodimensionali e dalla generazione di onde superficiali; queste ultime tendono a propagarsi in modo separato rispetto alle onde dirette arrivando in ritardo al centro della valle. Per rapporti di forma più elevati si verificano fenomeni di risonanza 2D ove le onde di superficie, se caratterizzate da una lunghezza d’onda simile alla larghezza della valle, tendono a interferire con le onde dirette; tale fenomeno, insieme al fenomeno di interferenza tra onde dirette e riflesse in prossimità della superficie, porta alla risonanza 2D.

Per quanto riguarda la relazione che lega il rapporto di forma e il contrasto di impedenza Bard e Bouchon mostrano per il caso di una valle sinusoidale con incidenza di onde SH, all’aumento del contrasto di impedenza, il rapporto di forma richiesto per la risonanza 2D diminuisce ed inoltre per lo stesso contrasto di impedenza, i tre meccanismi di risonanza enunciati prima si manifestano a differenti valori di rapporto h/l (Per ulteriori approfondimenti si rimanda all’articolo di Bard e

Bouchon, 1985). In figura 2.16, dallo studio condotto proprio da Bard e Bouchon, 1985, si riporta il confronto tra rapporto di forma e il contrasto di impedenza di una generica valle di forma sinusoidale sottoposta ad onde di tipo SH, al verificarsi degli effetti 1D o 2D. Si può notare come il fenomeno può avere luogo se in una condizione, individuata da un punto definito dal rapporto di forma e dal contrasto di impedenza, quest'ultimo ricade al di sopra della curva (ove prevalgono gli effetti bidimensionali) o al di sotto della curva (ove il fenomeno principale è costituito dalla generazione e propagazione di onde di superficie)

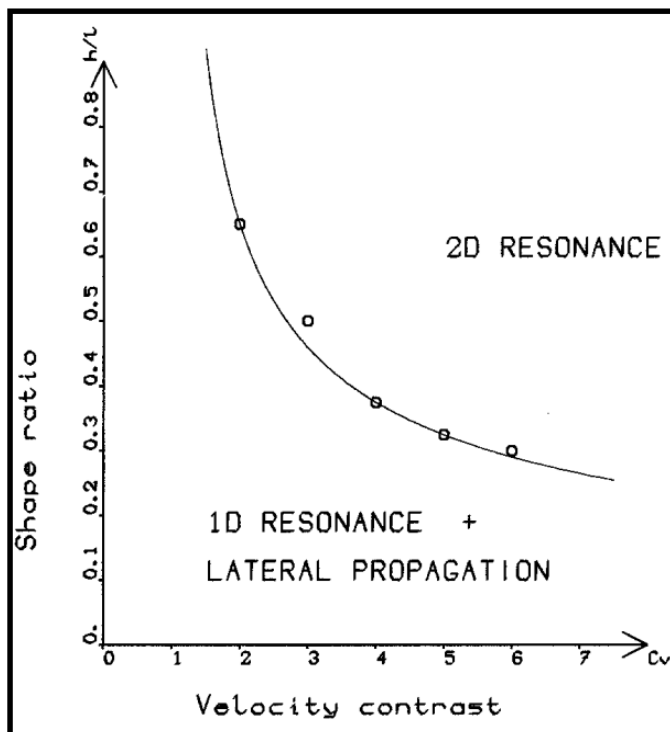


Figura 2.16: Condizione di esistenza della risonanza 2D dallo studio di Bard e Bouchon, 1985.

2.3.3. Effetti topografici: Amplificazioni legate alla morfologia superficiale, come rilievi o pendii.

Le irregolarità morfologiche, come rilievi isolati e pendii, influenzano significativamente la risposta sismica, determinando amplificazioni che variano con la configurazione topografica. Proprio sui rilievi il moto sismico è amplificato rispetto alla base, specie per rilievi convessi ove la focalizzazione delle onde verso l'area di massima curvatura, determina fenomeni di amplificazione. Bisogna considerare inoltre che l'amplificazione è più marcata quando la lunghezza d'onda (λ) è numericamente vicino alla semilarghezza (L) della base del rilievo e analogamente, come per il caso delle valli precedentemente trattato, gioca un ruolo fondamentale il rapporto "h/l" (definito questa volta come l'altezza "h" rispetto alla larghezza "l"), più è grande questo rapporto, maggiore sarà l'amplificazione (Lazzari, 2010).

Gli effetti generati dalla topografia sono l'amplificazione del moto orizzontale, la variazione del contenuto in frequenze e del segnale sismico. I fenomeni di concentrazione dei danni strutturali su rilievi o pendii ben documentati in passato e di recente (per citarne alcuni cronologicamente: Alaska 1964 - Idriss e Seed, 1967 – Seed e Idriss, 1969; Irpinia 1980 - Siro, 1982; Atene 1999 - Athanasopoulos et al., 2001; Boumerde 2003 – Meslem et al., 2012 (a) e (b); Arquata del Tronto 2016 – Primofiore et al., 2020; Kashmir 2005 - Khan et al., 2020) suggeriscono quindi un ruolo cruciale della morfologia nella modifica del segnale. Sebbene gli effetti topografici siano qualitativamente ben compresi, la loro quantificazione rimane complessa a causa della limitata disponibilità di dati sperimentali (Pagliaroli, 2006; Lazzari, 2010); inoltre da diversi studi numerici sono

stati ricavati vari parametri fondamentali, ma che nel complesso tendono a sottostimare gli effetti amplificativi (Allimant et al., 2022). Possiamo dire in generale che non esiste attualmente un accordo quantitativo fra le osservazioni sperimentali e le amplificazioni calcolate mediante analisi numeriche utilizzando modelli 2D e 3D; solitamente le amplificazioni misurate risultano più elevate da quelle calcolate mediante analisi, in particolar modo se queste ultime sono fatte adottando un modello omogeneo, (esempio lo studio condotto nel borgo di Civita di Bagnoregio da Cercato et al. 2020, che pone sotto analisi un modello eterogeneo 2D, i cui risultati calcolati sono diversi da quelli effettuati da altri autori nel 2002 che utilizzarono una modellazione omogenea della stessa collina; si rimanda all'articolo per ulteriori approfondimenti).

L'entità dell'amplificazione topografica e i fenomeni fisici che la governano variano a seconda della configurazione morfologica presente. Come definito da Stewart et al. 2002, è possibile distinguere tre categorie morfologiche (Figura 2.17) quali rilievo isolato, pendio e canyon.

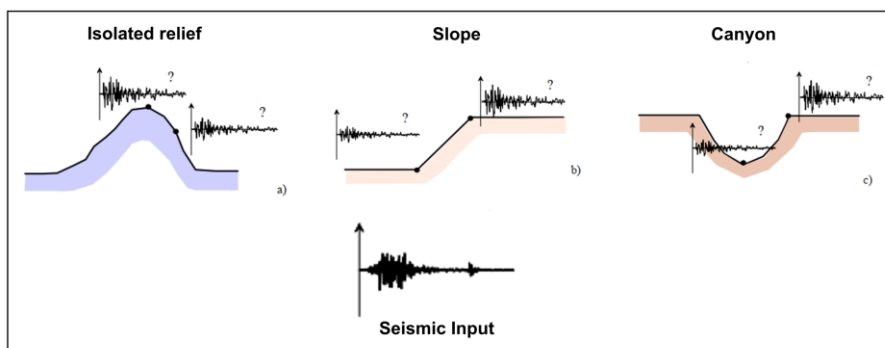


Figura 2.17: Differenti configurazione morfologiche definite da Stewart et al. 2002 (da Pagliaroli, 2006 modificato)

Naturalmente le irregolarità topografiche sono spesso legate a terreni eterogenei per cui in natura gli effetti sono legati alle condizioni topografiche e alle variazioni di impedenza fra i materiali coinvolti. La scissione fondamentale fra le amplificazioni legate alla topografia e alla stratigrafia consente di capire quanto siano rilevanti i fenomeni di amplificazione topografica in determinate aree di studio, spesso si mettono a confronto o a rapporto i risultati derivanti da una modellazione bidimensionale (che tiene conto delle amplificazioni sia topografiche che stratigrafiche) rispetto a una monodimensionale (che tiene conto delle amplificazioni legate alla stratigrafia). Un esempio di applicazione è riportato in figura 2.18, relativo al caso studio condotto da Pagliaroli et al. (2020) nel comune di Montedinove (Marche). I risultati delle analisi 1D e 2D sulle corrispondenti sezioni, espressi in termini di spettri di risposta elastica e di rapporti spettrali 2D/1D in corrispondenza della cresta (pallino rosso), evidenziano la dipendenza in frequenza degli effetti topografici. Inoltre, si osserva come l'amplificazione risulti maggiore nella sezione caratterizzata da una topografia più ripida, dove gli effetti topografici sono più marcati rispetto alla sezione a pendenza più lieve.

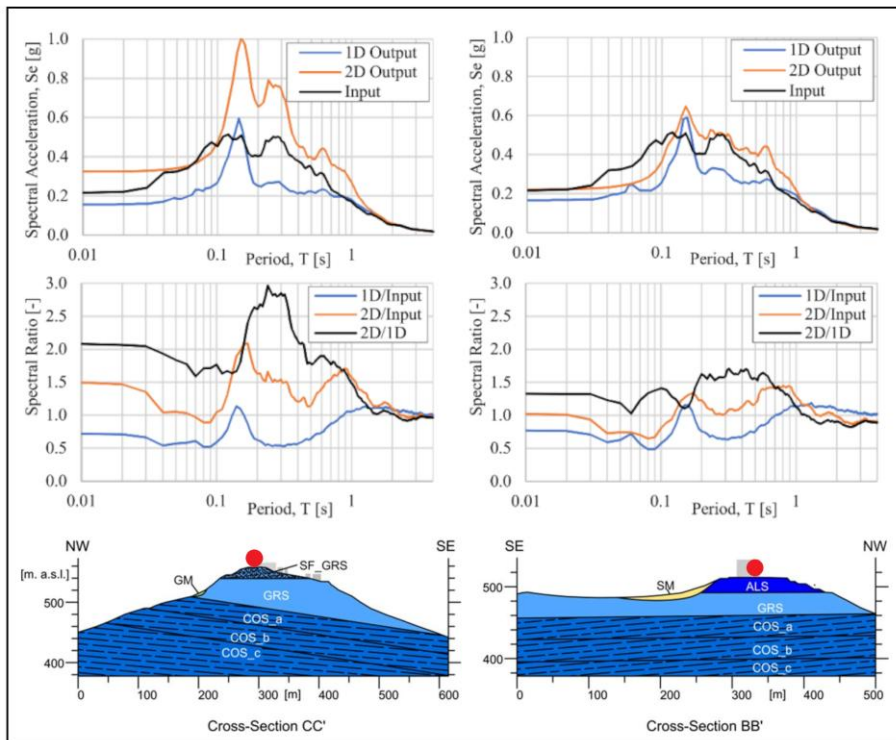


Figura 2.18: Confronto degli spettri estratti in superficie 1D e 2D per la valutazione degli effetti topografici (da Pagliaroli et al. 2020 modificato).

BIBLIOGRAFIA

- Allimant, M., Bertrand, E., Glinsky, N., & Bourdeau, C. (2022). Seismic hazard assessment in Menton, France: Topographical site effect zoning considering a semi-empirical approach and a Machine Learning scheme. arXiv preprint arXiv:2209.07781.
- Athanasopoulos, G. A., Pelekis, P. C., & Xenaki, V. C. (2001). Topography effects in the Athens 1999 earthquake: the case of hotel Dekelia.
- Bard, P. Y., & Bouchon, M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(2), 519-541.
- Bard, P. Y., & Riepl-Thomas, J. (2000). Wave propagation in complex geological structures and their effects on strong ground motion. *Wave motion in earthquake engineering*, 37-95.
- Bello, S., de Nardis, R., Scarpa, R., Brozzetti, F., Cirillo, D., Ferrarini, F., ... & Lavecchia, G. (2021). Fault pattern and seismotectonic style of the Campania–Lucania 1980 earthquake (Mw 6.9, Southern Italy): New multidisciplinary constraints. *Frontiers in Earth Science*, 8, 608063.
- Cercato, M., De Donno, G., Di Giulio, A., Lanzo, G., & Tommasi, P. (2020). Dynamic characterization of the hill of Civita di Bagnoregio (Viterbo, Central Italy) for seismic response analysis. *Engineering Geology*, 266, 105463.
- Chaljub, E., Cornou, C., Bard, P. Y., Cotton, F., & Guéguen, P. (2006, August). Numerical benchmark of 3D ground motion simulation in the valley of Grenoble, French Alps. In *Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Grenoble, France (Vol. 2).
- Cubellis, E., & Marturano, A. (2013). Felt index, source parameters and ground motion evaluation for earthquakes at Mt. Vesuvius. *Annals of Geophysics*.
- Delépine, N., & Semblat, J. F. (2012). Site effects in an alpine valley with strong velocity gradient: interest and limitations of the ‘classical’BEM. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 38, 15-24.
- Dolce M., Albarello D., Castellaro S., Castenetto S., Colombi A., Compagnoni M., Di Filippo M., Di Nezza M., Eva C., Foti S., Martini G., Naso G., Pergalani F., Santucci de

Magistris F., Scarascia Mugnozza G., Silvestri F. (2011) – Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. *Ingegneria sismica*, anno XXVIII, 2, 65 pp.

- Idriss, I. M., & Seed, H. B. (1967). Response of earth banks during earthquakes. *Journal of the soil mechanics and foundations division*, 93(3), 61-82.
- Khan, S., Van Der Meijde, M., Van Der Werff, H., & Shafique, M. (2020). The impact of topography on seismic amplification during the 2005 Kashmir earthquake. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(2), 399-411.
- Kramer, S.L. (1996) *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice-Hall, New Jersey.
- Lanzo, G., & Silvestri, F. (1999). *Risposta sismica locale-Teoria ed esperienze*. Hevelius.
- Licata, V., Forte, G., d'Onofrio, A., Santo, A., & Silvestri, F. (2019). A multi-level study for the seismic microzonation of the Western area of Naples (Italy). *Bulletin of Earthquake Engineering*, 17, 4711-4741.
- Lazzari, M., 2010. Influenza dei fattori morfologici e topografici sui possibili effetti di amplificazione sismica locale nell'area del Vulture. In: Gizzi, F.T., Masini, N. (Eds.), *Dalle Fonti all'Evento. Percorsi strumenti e metodi per l'analisi del terremoto del 23 luglio 1930 nell'area del Vulture*. Edizioni Scientifiche Italiane, Napoli, ISBN 978- 88-495-2050-7, pp. 211–226.
- Meslem, A., Yamazaki, F., Maruyama, Y., D'Ayala, D., Naili, M., & Benouar, D. (2012). Effect of topographic reliefs on building damage distribution in Boumerdes City during the 2003 Algeria earthquake. In *15th World Conference on Earthquake Engineering*, Lisbon. (a)
- Meslem, A., Yamazaki, F., Maruyama, Y., Benouar, D., Kibboua, A., & Mehani, Y. (2012). The effects of building characteristics and site conditions on the damage distribution in Boumerdès after the 2003 Algeria earthquake. *Earthquake Spectra*, 28(1), 185-216. (b)
- Pagliaroli, A. (2006). *Studio numerico e sperimentale dei fenomeni di amplificazione sismica locale di rilievi isolati*. Dottorato di ricerca in *Ingegneria Geotecnica-XVIII Ciclo*-Università di Roma "La Sapienza".

CAPITOLO 2

MICROZONAZIONE SISMICA

- Pagliaroli, A., Pergalani, F., Ciancimino, A., Chiaradonna, A., Compagnoni, M., de Silva, F., ... & Teramo, C. (2020). Site response analyses for complex geological and morphological conditions: relevant case-histories from 3rd level seismic microzonation in Central Italy. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18, 5741-5777.
- Pitarka, A., & Irikura, K. (1996). Basin structure effects on long-period strong motions in the San Fernando Valley and the Los Angeles Basin from the 1994 Northridge earthquake and an aftershock. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(1B), S126-S137. (a)
- Pitarka, A., Irikura, K., Iwata, T., & Kagawa, T. (1996). Basin structure effects in the Kobe area inferred from the modeling of ground motions from two aftershocks of the January 17, 1995, Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Journal of Physics of the Earth*, 44(5), 563-576. (b)
- Primofiore, I., Baron, J., Klin, P., Laurenzano, G., Muraro, C., Capotorti, F., ... & Vessia, G. (2020). 3D numerical modelling for interpreting topographic effects in rocky hills for Seismic Microzonation: The case study of Arquata del Tronto hamlet. *Engineering Geology*, 279, 105868.
- Puglia, R. (2008). *Analisi della risposta sismica locale di San Giuliano di Puglia* (Doctoral dissertation)
- Raptakis, D., Chávez-García, F. J., Makra, K., & Pitilakis, K. (2000). Site effects at Euroseistest—I. Determination of the valley structure and confrontation of observations with 1D analysis. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19(1), 1-22.
- Riga, E., Makra, K., & Pitilakis, K. (2016). Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: A code-oriented parametric study. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 91, 116-132.
- Seed, H. B., & Idriss, I. M. (1969). Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division*, 95(1), 99-137.
- Siro, L. (1982, June). Emergency microzonations by Italian Geodynamics Project after November 23, 1980 earthquake: a short technical report. In *Proc. Third Intern'l Conf. on Microzonation* (Vol. 3, pp. 1417-1427).

CAPITOLO 2

MICROZONAZIONE SISMICA

- Stewart, J. P., Chiou, S. J., Bray, J. D., Graves, R. W., Somerville, P. G., & Abrahamson, N. A. (2002). Ground motion evaluation procedures for performance-based design. *Soil dynamics and earthquake engineering*, 22(9-12), 765-772.
- Tucker, B. E., & King, J. L. (1984). Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties. *Bulletin of the seismological society of america*, 74(1), 153-165.

SITI INTERNET

- <https://www.centromicrozonazioneismica.it/it/>

CAPITOLO 3

**3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE
DELL'AREA DI POMPEI**

L'antica città di Pompei ricade all'interno di un'area che si colloca nella zona di raccordo tra le pendici sud-occidentali del Somma-Vesuvio e la piana alluvionale del fiume Sarno. Quest'area ricade nella parte meridionale di un'area ben più vasta in subsidenza che dal punto di vista geologico-strutturale risulta essere un graben. Il graben Campano (Figura 3.1), la cui genesi è datata tra Pleistocene e Quaternario, è limitato da diversi sistemi di faglia: a Sud-Est dalla dorsale Monti Lattari-Penisola Sorrentina, a Nord e a Nord-Est dai Monti di Caserta e dalla dorsale del Partenio e dai margini più occidentali dei Picentini infine a Nord-Ovest dalla dorsale del Monte Massico (Ippolito et al. 1973; Ortolani e Aprile, 1985; Cinque et al. 1987; Cinque e Irollo, 2004; Di Girolamo et al., 1988).

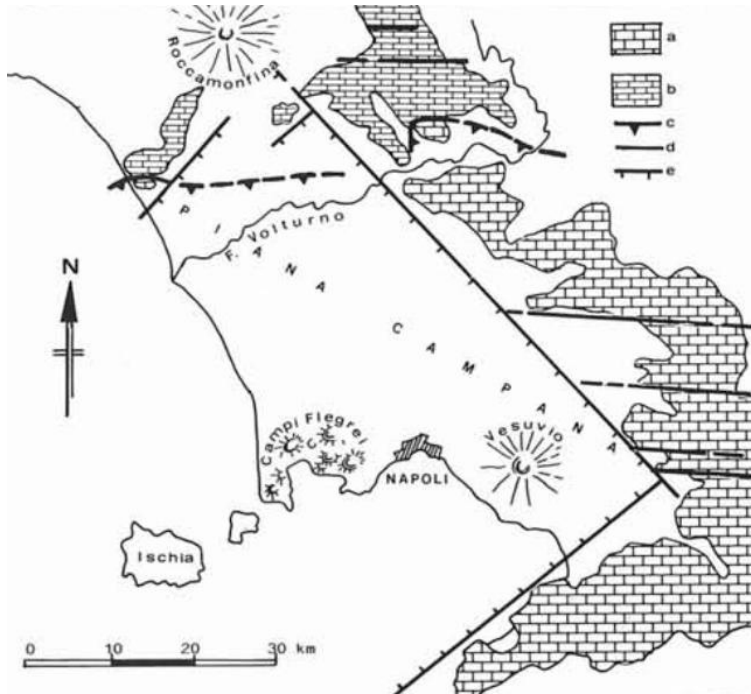


Figura 3.1: Graben Campano (Cinque et al. 1987 modificato)

A partire dall'inizio del Pliocene, il bacino tirrenico si è esteso progressivamente verso est, coinvolgendo i settori interni appenninici e provocando la formazione di graben costieri (bacini peri-Tirrenici). Proprio a partire dal basso Pleistocene, il segmento campano-lucano (Appennino meridionale) è stato interessato da attività tettonica che ad oggi ha portato alla suddivisione di quest'ultimo in una zona esterna, una assiale e una interna. Per quanto riguarda le zone esterne e assiali, queste rivelano il *tilting* delle formazioni sedimentarie pre-Pleistocene che nell'area interna sono interessati da subsidenza (Brocchini et al. 2001; Cinque et al., 1993).

Le dorsali che bordano l'intero graben sono costituite da potenti successioni carbonatiche databili all'epoca mesozoica ed ascrivibili alle unità della Piattaforma Campano-Lucana e della Piattaforma Abruzzese-Campana tettonicamente sovrapposte. Sui rilievi carbonatici inoltre si possono individuare dei piccoli lembi che appartenevano all'originaria copertura composta da sedimenti terrigeni miocenici, limitati solamente alle aree strutturalmente depresse all'interno delle dorsali (De, Blasio. et al. 1981; Pescatore e Sgrosso, 1973).

Il Graben Campano ribassa con un tasso di subsidenza di circa 2 mm annui le unità della catena sud appenninica attraverso sistemi di faglia di importanza regionale originatesi durante il Pleistocene inferiore; l'orientazione di tali strutture è prevalentemente in direzione Nord-Ovest Sud-Est, Nord-Est Sud-Ovest e occasionalmente secondo direzioni Est-Ovest (Brancaccio et al. 1991; Cinque et al. 1987; Cinque et al. 2000). Al contempo la subsidenza dell'intera area è stata accompagnata dall'attività vulcanica di sistemi vulcanici quali Somma Vesuvio, Campi Flegrei, Ischia, Vivara ecc. che insieme definiscono dei marker ben precisi per la datazione dei depositi (Barbieri et al. 1979).

Oltre ai prodotti vulcanici, il parziale riempimento della depressione va imputato all'accumulo di potenti successioni sedimentarie alimentate dai fiumi appenninici. Durante il corso del Pleistocene e dell'Olocene, la depressione è stata spesso sede di un golfo marino la cui posizione è stata influenzata nel tempo dai processi eustatici e di subsidenza e per tanto si è spinto più volte fino alla base, o quasi, dei primi rilievi appenninici (Cinque e Irollo, 2004).

Nell'ultimo periodo di regressione coincidente con l'ultimo Massimo Glaciale (Glaciazione Wurm), la linea di costa si è spinta fino alla prossimità della

piattaforma continentale. L'avanzamento così importante è stato favorito non solo dal Massimo Glaciale che si è instaurato in quel periodo ma anche dalla crescita dell'edificio Somma-Vesuvio, dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana e dall'estendersi di conoidi alluvionali dai Monti Lattari.

Oltre ai dati derivanti da sondaggi profondi e vari studi, anche dati geofisici hanno fatto luce sull'assetto del sottosuolo del Graben Campano, che consiste in tre depocentri principali e la piana di Sarno risulta essere quello più a sud-est (Cella et al. 2007; Milia, e Torrente, 2015).

Per quanto riguarda l'area della piana di Sarno, gli studi effettuati hanno permesso di ricostruire a grandi linee l'andamento del substrato calcareo al di sotto del potente riempimento sedimentario e vulcanico. Esso è caratterizzato da un sistema di faglie dirette ciascuna con rigetti di diverse centinaia di metri che individuano una serie di blocchi a gradinata creando uno sprofondamento crescente dai bordi verso il centro della piana ove si raggiungono profondità di circa 2 000 m (Figura 3.2). Il settore più depresso, si allunga verso W al di sotto del sistema Somma-Vesuvio ed è limitato a mare da un alto monoclinale la cui evidenza in superficie è rappresentata dall'isolotto calcareo di Rovigliano (Cinque et al. 1987).

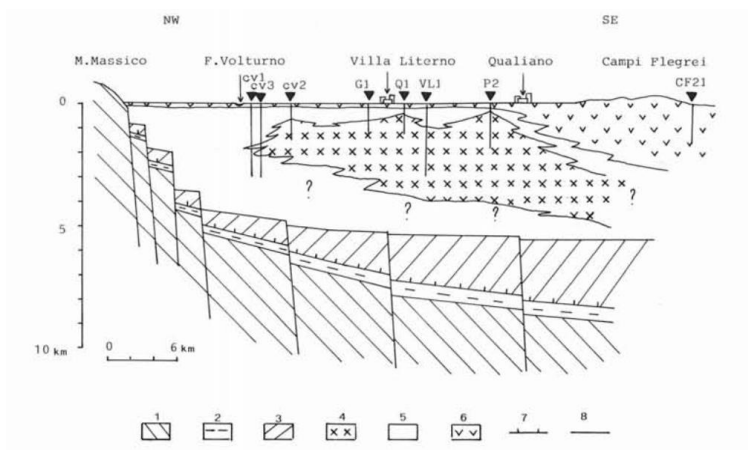


Figura 3.2: Sistemi a gradinata che ribassano la piana (Cinque et al. 1987 modificato)

Le sequenze deposizionali quaternarie che caratterizzano la piana di Sarno, sono essenzialmente composte da una successione di circa 1,8 km di spessore composta da sedimenti marini, di transizione e sedimenti continentali, con abbondante presenza di prodotti vulcanici, la cui età è compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene. I sedimenti che caratterizzano tale area tendono ad assottigliarsi verso le aree più interne della piana, ove il substrato carbonatico si trova a profondità superiori a 250 m (Valente et al. 2021).

Le rovine di Pompei sono situate proprio nella parte centro-settentrionale della piana di Sarno; la cui complessa storia geologica, come già visto, è costituita da una storia sedimentaria influenzata da interazioni vulcaniche, vulcanotettoniche e variazioni eustatiche. Proprio sul luogo ove sorge Pompei si riescono ancora a scorgere le forme di un antico vulcano denominato Pompei-Vulcano costituito da

una coalescenza di più crateri il cui periodo di attività va dai 40 ka fino a 20 ka circa (Cinque e Irollo, 2004).

Sul fronte tirrenico i fianchi del vulcano sono stati erosi dal mare durante la fase di trasgressione marina (primo Olocene) generando ripide scogliere che raggiungono anche i 15m in altezza. Successivamente alla fase di trasgressione marina la collina è stata sotto il controllo dei processi erosivi e di sedimentazione locale dovuto a processi gravitativi, fluvio-gravitativi, alluvionali e pedogenetici, nonché da deposizioni dei prodotti vulcanici provenienti dalle eruzioni tardo Pleistoceniche-Oloceniche dei vulcani Somma-Vesuvio e Campi Flegrei (Amato et al., 2022)

Tra le eruzioni più importanti del vulcano Somma Vesuvio che ricoprono il periodo pleistocenico-olocenico e che raggiunsero l'area di Pompei furono:

- l'eruzione delle Pomici di Base (18 ka)
- l'eruzione delle Pomici di Mercato (9 ka)
- l'eruzione delle Pomici di Avellino (4 ka)
- l'eruzione di Pompei del 79 d.C.
- le eruzioni tra la tarda età romana e l'ultima, avvenuta nel 1944 d.C.

Per quanto riguarda il sistema Flegreo, tra le eruzioni di interesse storico e che hanno raggiunto l'area di Pompei si individua:

- l'eruzione del Tufo Giallo Napoletano (15 ka)
- l'eruzione di Agnano Pomici Principali (11 ka)
- l'eruzione di Agnano Monte Spina (4,5 ka)

Secondo quanto scritto da Amato (2021) e Amato et al. (2022), di cui si riporta in figura 3.3 una stratigrafia schematica, le litologie presenti sono essenzialmente composte da:

- Lava grigio scuro compatta a lava altamente porosa rossastra ricca in fenocristalli di leucite e augite con spessore di circa 20 m. che costituisce il bedrock della collina Pompeiana.
- Prodotti vulcanici sciolti, principalmente pomici, scorie, cenere e colate laviche Vesuvio. Le maggiori quantità sono depositi di ricaduta e correnti piroclastiche dell'eruzione del 79 d.C.
- Prodotti vulcanici sciolti e scarsamente cementati con intercalazioni di sabbie e ghiaie di ambienti alluvionali.
- Depositi costieri e di piana alluvionale costituiti da sabbie dunali e di spiaggia, argille e torbe e depositi fluviali sabbiosi e limosi, con età antecedente il 79 d.C.
- Depositi costieri e di piana alluvionale costituiti da sabbie dunali e di spiaggia, argille e torbe lagunari e palustri, depositi fluviali sabbiosi e limosi, con età post 79 d.C.

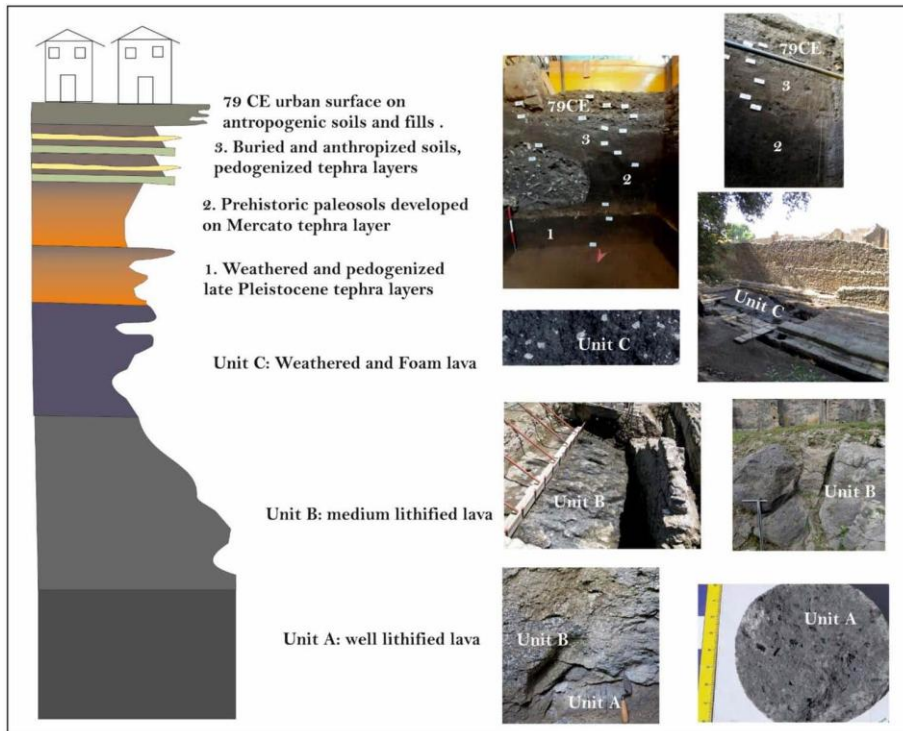


Figura 3.3: Stratigrafia schematica delle litologie che costituiscono il sottosuolo della città antica (da Amato et al., 2022)

L'antica città, come già detto, poggia su di una collina vulcanica composta alla base da strati lavici e in alto da depositi vulcanoclastitici sciolti e scarsamente cementati.

La successione lavica alla base costituente il bedrock, risulta costituita da tre strati lavici sovrapposti che dall'alto verso il basso vengono distinti come unità "C", "B" e "A".

L'unità "C" è una lava molto porosa, fratturata, non cementata e molto degradata di colore rossastro ricca di fenocristalli leucitici e augitici il cui spessore

risulta inferiore ai 2m, mentre l'unità "A" che si trova alla base presenta un colore grigio scuro con presenza di minerali leucitici, augitici e biotitici con spessore oltre i 15m molto compatta. Per quanto riguarda l'unità "B", presenta delle caratteristiche intermedie fra l'unità "A" e "C" con spessori variabili da 2 a 3 m.

Per quanto riguarda la stratigrafia che costituisce la copertura del bedrock, risulta essere composta da:

- Paleosuoli preistorici: composto da due orizzonti di cui uno basale costituito da sabbie limose giallo-brune con presenza di intercalazioni composte da ceneri e pomici millimetriche ascrivibili all'eruzione delle Pomici di Mercato (9,0 ka); ed uno superiore costituito da sabbie limose ricche di materiali organici e di bitoturbazioni.
- Paleosuoli protostorici e storici: costituiti da un'alternanza di ceneri fini e pomici ascrivibili all'eruzione vesuviana delle Pomici di Avellino (3,9 ka), strati di tephra e paleosuoli grigio-bruni.
- Depositi alluvionali e colluviali: costituiti da alternanza di sabbie siltose vulcanoclastiche sciolte e strati di ghiaia sabbiosa.
- Riempimenti antropici: costituiti da terreni sepolti e antropici, riempimenti antropici grossolani e medi scarsamente selezionati, e localizzati principalmente all'interno di depressioni locali e lungo i confini occidentali e meridionali della città antica. (Amato et al., 2022)

BIBLIOGRAFIA

- Amato, V. (2021). L'approccio geoarcheologico per la ricostruzione crono-stratigrafica del sottosuolo di Pompei: l'esempio dei saggi di scavo all'Insula dei Casti Amanti. L'approccio geoarcheologico per la ricostruzione crono-stratigrafica del sottosuolo di Pompei: l'esempio dei saggi di scavo all'Insula dei Casti Amanti, 117-130.
- Amato, V., Covolan, M., Dessales, H., & Santoriello, A. (2022). Seismic Microzonation of the Pompeii Archaeological Park (Southern Italy): Local Seismic Amplification Factors. *Geosciences*, 12(7), 275.
- Barbieri, M., Di Girolamo, P., Locardi, E., Lombardi, G., & Stanzione, D. (1979). Petrology of the calc-alkaline volcanics of the Parete 2 well (Campania, Italy). *Periodico di Mineralogia*, 48, 53-74.
- Brancaccio, L., Cinque, A., Romano, P., Roskopf, C., Russo, F., Santangelo, N., & Santo, A. (1991). Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of the Southern Apennines (Region of Naples, Italy). *Z Geomorph NF*, 82, 47-58.
- Brocchini, D., Principe, C., Castradori, D., Laurenzi, M. A., & Gorla, L. (2001). Quaternary evolution of the southern sector of the Campanian Plain and early Somma-Vesuvius activity: insights from the Trecase 1 well. *Mineralogy and Petrology*, 73, 67-91.
- Cella, F., Fedi, M., Florio, G., Grimaldi, M., & Rapolla, A. (2007). Shallow structure of the Somma-Vesuvius volcano from 3D inversion of gravity data. *Journal of volcanology and geothermal research*, 161(4), 303-317.
- Cinque, A. L. D. O., Alinaghi, H. H., Laureti, L., & Russo, F. (1987). Osservazioni preliminari sull'evoluzione geomorfologica della Piana del Sarno (Campania, Appennino meridionale). *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 10(I), 161-174.
- Cinque A, Patacca E, Scandone P, Tozzi M (1993) Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. *Ann Geo@s* 36(2): 249±259

- Cinque, A., Ascione, A., & Caiazza, C. (2000). Distribuzione spazio-temporale e caratterizzazione della fagliazione quaternaria in Appennino meridionale. Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica, 203-218.
- Cinque, A., & Irollo, G. (2004). Il "Vulcano di Pompei": nuovi dati geomorfologici e stratigrafici. *Alpine and Mediterranean Quaternary*, 17(1), 101-116.
- De Blasio, I., Lima, A., & Perrone, V. (1981). Nuove vedute sui depositi miocenici della penisola sorrentina. *Bollettino Della Società Geologica Italiana*, 100, 57-70.
- Di Girolamo, P., Morra, V., Ortolani, F., & Pagliuca, S. (1988). Osservazioni petrologiche e geodinamiche sul magmatismo "orogenico transizionale" della Campania nell'evoluzione della fascia tirrenica della catena appenninica. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 107, 561-578.
- Ippolito, F., Ortolani, F., & Russo, M. (1973). Struttura marginale tirrenica dell'Appennino Campano: reinterpretazione di dati di antiche ricerche di idrocarburi.
- Milia, A., & Torrente, M. M. (2015). Tectono-stratigraphic signature of a rapid multistage subsiding rift basin in the Tyrrhenian-Appennine hinge zone (Italy): A possible interaction of upper plate with subducting slab. *Journal of Geodynamics*, 86, 42-60.
- Ortolani, Franco & Aprile, F. (1985). Principali caratteristiche stratigrafiche e strutturali dei depositi superficiali della Piana Campana. *Boll. Soc. Geol. Ital.*. 104. 195-206.
- Pescatore, T., & Sgrosso, I. (1973). I rapporti tra la piattaforma campano-lucana e la piattaforma abruzzese-campana nel casertano.
- Valente, E., Allocca, V., Riccardi, U., Camanni, G., & Di Martire, D. (2021). Studying a subsiding urbanized area from a multidisciplinary perspective: The inner sector of the Sarno Plain (Southern Apennines, Italy). *Remote Sensing*, 13(16), 3323.

CAPITOLO 4

4 PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE (POMPEI)

Sulla base delle fonti storiche disponibili, è possibile affermare che l'antico abitato di Pompei, così come l'intera area circostante, sia da secoli soggetto a frequenti sollecitazioni sismiche. A conferma di ciò, l'analisi del Database Macrosismico Italiano (DBMI15 - <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>), che raccoglie e organizza dati macrosismici (Macroseismic Data Points) a fini di ricerca e prevenzione, consente di ricostruire nel tempo gli effetti dei terremoti su migliaia di località italiane. La versione DBMI15 v2.0, in particolare, comprende ben 15.332 località (Locati et al., 2019). I dati raccolti, espressi in termini di intensità macrosismica, permettono di elaborare le cosiddette "storie sismiche" per ciascuna località, documentando gli effetti di scuotimento o di danno osservati nel corso dei secoli.

Parallelamente, il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), aggiornato al 2020, raccoglie un totale di 4.894 eventi sismici verificatisi tra l'anno 1000 e il 2020. Il catalogo include i terremoti con intensità epicentrale pari o superiore al grado V della scala macrosismica, nonché quelli con magnitudo strumentale equivalente (Rovida et al., 2020; 2022).

Dalla consultazione dei cataloghi sopra menzionati, si riportano in figura 4.1 i dati relativi all'area di Pompei.

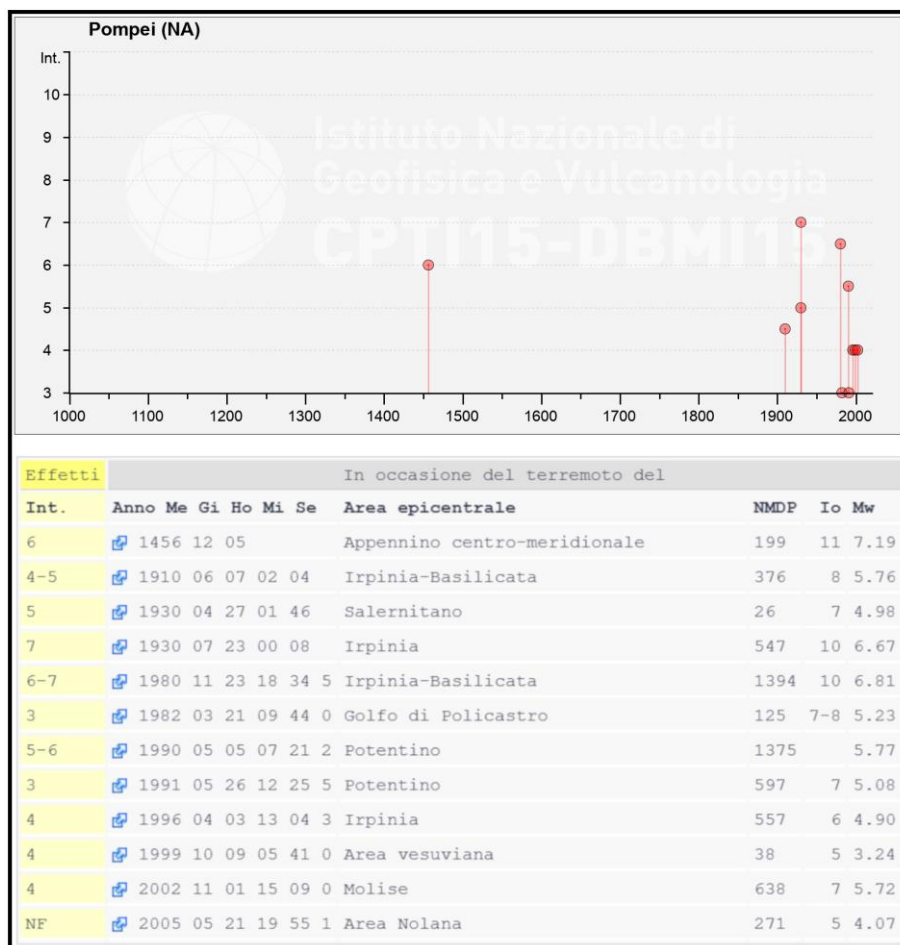


Figura 4.1: Dati sismici relativi al territorio Pompei (NA) dall'anno 1000 fino al 2020; in tabella Int: intensità degli effetti rilevati in sito, espressa secondo la scala Mercalli–Cancani–Sieberg (MCS); Area Epicentrale dell'evento; NMDP: Number Macroseismic Data Point; Io: intensità macrosismica epicentrale (scala MCS) secondo i dati del catalogo CPTI11; Mw: magnitudo momento associata all'evento sismico.

Come visibile nella figura, la maggiore concentrazione di eventi sismici si registra a partire dal 1900. Tale distribuzione, tuttavia, non implica l'assenza di terremoti nei periodi precedenti (anno 100–1450 e 1450–1900), ma riflette, come evidenziato da Locati et al. (2022), l'aumento progressivo del numero di MDP rilevati a partire dalla seconda metà del XIX secolo. Ciò è attribuibile non solo al miglioramento delle tecnologie e della rete sismica in Italia, ma anche alla crescita e diffusione degli insediamenti umani, che hanno consentito un più accurato censimento dei danni causati dai terremoti successivi.

È opportuno distinguere, inoltre, due macro zone: una zona detta sismogenetica e una zona soggetta a scuotimento indiretto. La prima corrisponde alle aree in cui ha origine l'attività sismica, sia essa di natura vulcanica o tettonica, dove si verifica la liberazione di energia dalle strutture tettoniche attive (faglie) e talvolta accompagnata da fenomeni di fagliazione superficiale. La seconda zona comprende invece territori che, pur non essendo direttamente coinvolti nel processo di rottura, risentono comunque degli effetti dei terremoti provenienti dalle aree epicentrali.

Per quanto riguarda l'area di Pompei, si segnalano (Figura 4.1) dodici eventi sismici documentati, di cui sei con intensità pari o superiore al grado IV della scala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg). In particolare, secondo la scala MCS, un'intensità pari a IV corrisponde a “una scossa moderata, avvertita da molte persone, con tremito di infissi e cristalli e leggere oscillazioni di oggetti appesi”. Gli eventi di intensità maggiore registrati nell'area sono quelli relativi ai terremoti dell'Irpinia del 1930 e del 1982, con un'intensità pari al grado VII, descritta come “una scossa molto forte, con caduta di fumaioli e lesioni negli edifici” (Figura 4.2).

CAPITOLO 4

PERICOLOSITA' SISMICA DI BASE (POMPEI)

Grado	Scossa	Descrizione
I	impercettibile	Avvertita solo dagli strumenti sismici.
II	molto leggera	Avvertita solo da qualche persona in opportune condizioni.
III	leggera	Avvertita da poche persone. Oscillano oggetti appesi con vibrazioni simili a quelle del passaggio di un'automobile.
IV	moderata	Avvertita da molte persone; tremito di infissi e cristalli, e leggere oscillazioni di oggetti appesi.
V	piuttosto forte	Avvertita anche da persone addormentate; caduta di oggetti.
VI	forte	Qualche leggera lesione negli edifici e finestre in frantumi.
VII	molto forte	Caduta di fumaioi, lesioni negli edifici.
VIII	rovinosa	Rovina parziale di qualche edificio; qualche vittima isolata.
IX	distruttiva	Rovina totale di alcuni edifici e gravi lesioni in molti altri; vittime umane sparse ma non numerose.
X	completamente distruttiva	Rovina di molti edifici; molte vittime umane; crepacci nel suolo.
XI	catastrofica	Distruzione di agglomerati urbani; moltissime vittime; crepacci e frane nel suolo; maremoto.
XII	apocalittica	Distruzione di ogni manufatto; pochi superstiti; sconvolgimento del suolo; maremoto distruttivo, dislocamento della crosta terrestre.

Figura 4.2: Scala Mercalli-Cancani-Sieberg (MCS)

Lo studio condotto dall'INGV, noto come progetto "ZS9" (Meletti et al., 2004), ha definito 36 zone sismogenetiche, intese come aree delimitate da strutture tettoniche attive caratterizzate da specifiche dinamiche, distribuzione spaziale, frequenza degli eventi e magnitudo massima rilasciata. In figura 4.3 è riportata la carta delle 36 zone sismogenetiche individuate, mentre in figura 4.4 è rappresentato il meccanismo focale medio associato, sulla stessa figura si può osservare la diversa dimensione dei simboli, in quanto proporzionali al logaritmo del momento sismico complessivo rilasciato (Meletti et al., 2004).

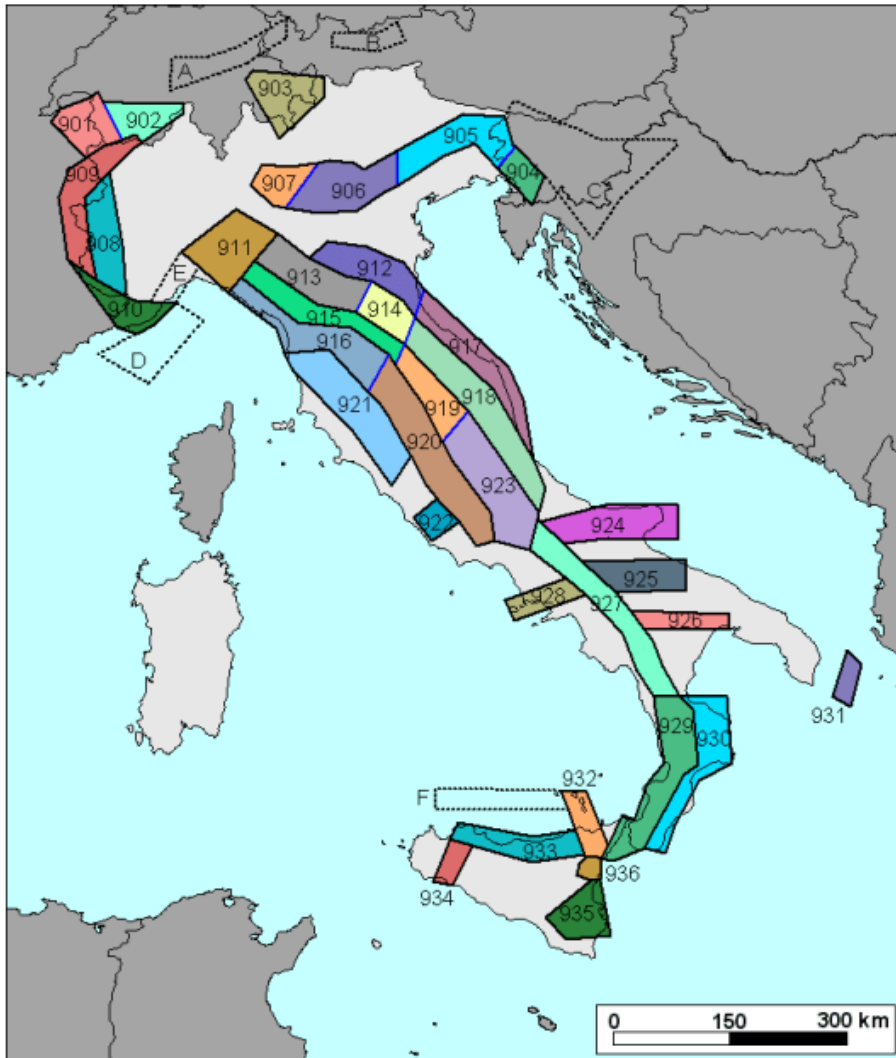


Figura 4.3: Zone sismogenetiche per l'Italia individuate da Meletti et al., 2004

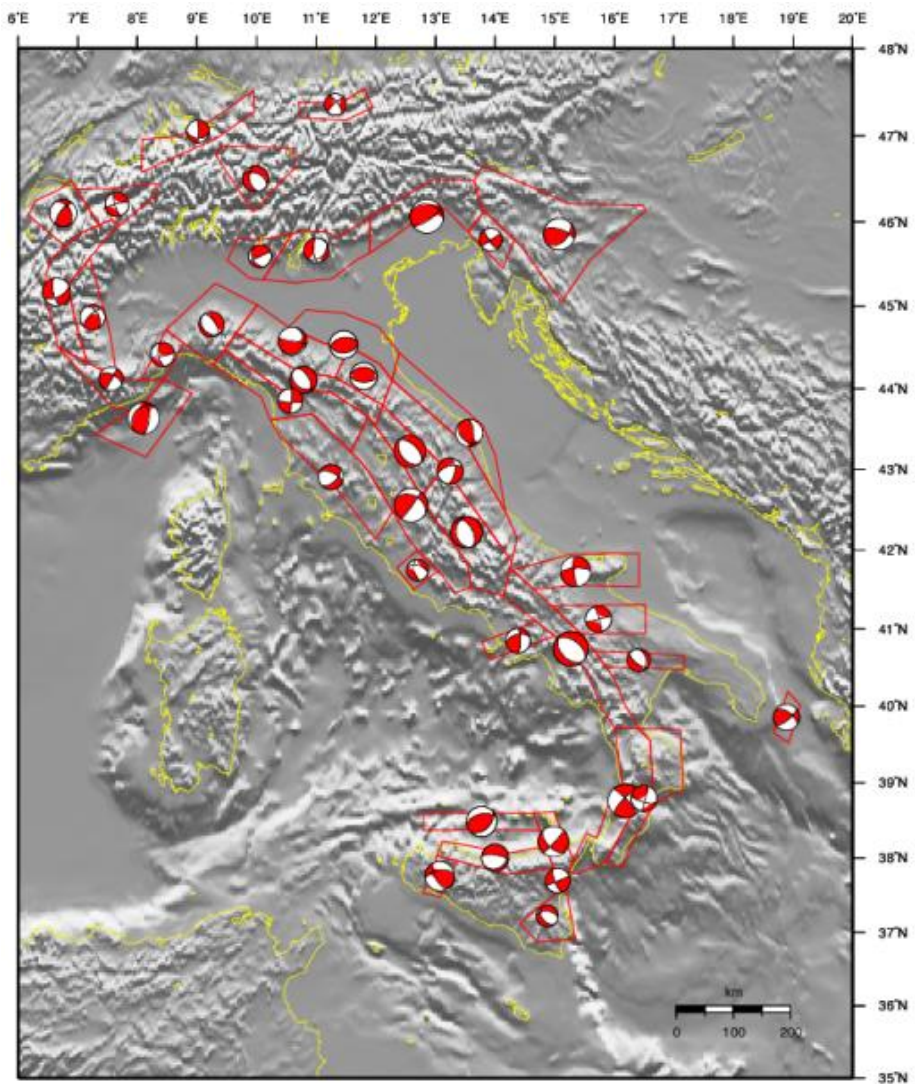


Figura 4.4: Meccanismi focali medi calcolati per ogni zona sismogenetica. (Meletti et al., 2004)

Per l'area di Pompei, la zona sismogenetica di riferimento individuata nello studio (Meletti et al., 2004) non è esclusivamente la ZS 928. Secondo gli autori, tale

area non presenta un'elevata sismicità e il suo contributo alla Peak Ground Acceleration (PGA) risulta trascurabile rispetto a quello generato dalla zona adiacente, la ZS 927. Per questo motivo, in un'ottica di valutazione cautelativa della pericolosità sismica, la ZS 928 è stata estesa fino a comprendere la ZS 927, caratterizzata da un rilascio di energia più significativo, legato a un'attività tettonica di tipo estensionale. Ciò lo si può notare dal meccanismo focale medio di tipo "normale" calcolato per quest'area in figura 4.4.

Infine, l'analisi della mappa di pericolosità sismica nazionale MPS04-S1 redatta dall'INGV, che esprime la pericolosità sismica in funzione dell'accelerazione di picco atteso $a(g)$ su affioramento rigido, indica per l'area di Pompei un valore compreso tra 0.125 e 0.150 (Figura 4.5). I dati dalla mappa sono stati estratti considerando una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, corrispondenti a un periodo di ritorno (TR) degli eventi sismici pari a 475 anni.

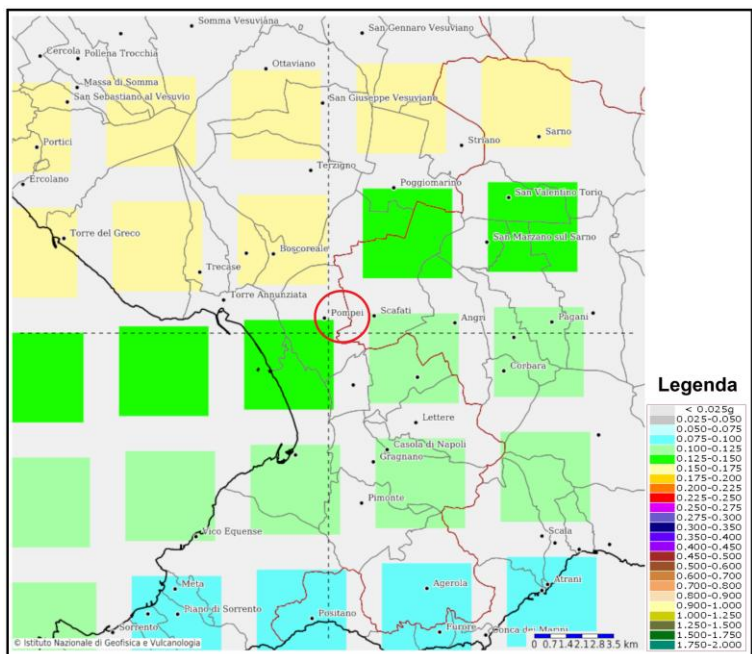


Figura 4.5: Mappa di pericolosità sismica per l'area di Pompei indicata con il cerchio rosso (<https://esse1-gis.mi.ingv.it/>)

BIBLIOGRAFIA

- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Antonucci A. (2019). Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 2.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/DBMI/DBMI15.2>
- Locati, M., Camassi, R., Rovida, A., Ercolani, E., Bernardini, F., Castelli, V., ... & Rocchetti, E. (2022). Database Macrosismico Italiano (DBMI15).
- Meletti C., Galadini F., Valensise G., Stucchi M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E. (2004). Zonazione sismogenetica ZS9 [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/sh/zs9>
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (2020). The Italian earthquake catalogue CPTI15. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(7), 2953-2984. <https://doi.org/10.1007/s10518-020-00818-y>
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P., Antonucci A. (2022). Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0 [Data set]. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <https://doi.org/10.13127/cpti/cpti15.4>

SITI INTERNET

- <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>
- <https://esse1-gis.mi.ingv.it/>

CAPITOLO 5

5 RICERCA E SISTEMATIZZAZIONE DELLE INDAGINI PREGRESSE

L'importanza storica e archeologica del Parco Archeologico di Pompei ha favorito, nel corso degli anni, un'intensa attività di ricerca e studio da parte di numerosi enti e istituzioni. Le indagini condotte hanno affrontato il sito da molteplici punti di vista (storico, architettonico, geologico e geotecnico) generando un'ampia mole di dati oggi fondamentali per la comprensione delle caratteristiche del sottosuolo e per la pianificazione di interventi futuri.

Ai fini della caratterizzazione geotecnica e geofisica del sito, è stato effettuato un approfondito lavoro di raccolta e sistematizzazione delle indagini pregresse, con il supporto del personale tecnico del Parco.

L'obiettivo principale di questa fase di lavoro è stato quello di raccogliere, organizzare, reinterpretare criticamente e fare una scrematura di tutte le indagini già eseguite sul territorio di Pompei, con l'intento di costruire un database strutturato e aggiornato delle informazioni geotecniche e geofisiche esistenti. Tale attività ha previsto sia la consultazione di fonti bibliografiche e lavori scientifici, sia un'interlocuzione diretta con gli enti coinvolti nella gestione e nello studio del sito, in particolare con il personale tecnico del Parco Archeologico di Pompei e con i

professionisti dell'azienda "TecnoIn srl.", che ha condotto diverse indagini nel corso degli anni.

Il recupero dei dati pregressi è stato finalizzato non solo alla comprensione del comportamento meccanico e dinamico dei terreni sottostanti l'antica città, ma anche all'individuazione delle aree ancora prive di indagine, così da orientare in modo mirato le campagne di misure integrative effettuate e trattate nel capitolo successivo.

La varietà e la quantità di dati recuperati alle quali si aggiungono i saggi archeologici consultati presso la biblioteca di Pompei, testimoniano l'interesse scientifico per il sito pompeiano e la complessità delle problematiche affrontate nel tempo. Le indagini pregresse effettuate sono state suddivise in tre grandi categorie: indagini geognostiche, penetrometriche e geofisiche. Nel paragrafo dedicato si discute inoltre dei saggi archeologici trovati consultando i volumi disponibili presso la biblioteca di Pompei.

È doveroso precisare che tutte le indagini pregresse e saggi archeologici rinvenuti saranno presentati come allegati alla presente tesi.

5.1 SONDAGGI GEOGNOSTICI

Sono stati recuperati i rapporti di 37 sondaggi geognostici, di cui 21 localizzati all'interno delle mura della città antica e a nord poco al di fuori, mentre 16 sondaggi sono localizzati a sud fuori dalle mura, nell'area di Insula Meridionalis (Figura 5.1, Tab. 5.1). I sondaggi presentano stratigrafie molto dettagliate e risultano fondamentali per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico del sottosuolo. Le profondità raggiunte variano significativamente, da 1,5 m per i micro-carotaggi

condotti in determinate insule come la Casa delle Nozze d’Argento, fino a 25 m per i sondaggi profondi, in grado di intercettare il banco lavico di base. E’ doveroso segnalare che, solo una parte dei sondaggi presentava la quota bocca foro (riportata nella tabella seguente); per gli altri sondaggi, ove non era presente la quota bocca foro, è stato ricavato il valore successivamente tramite dato lidar.

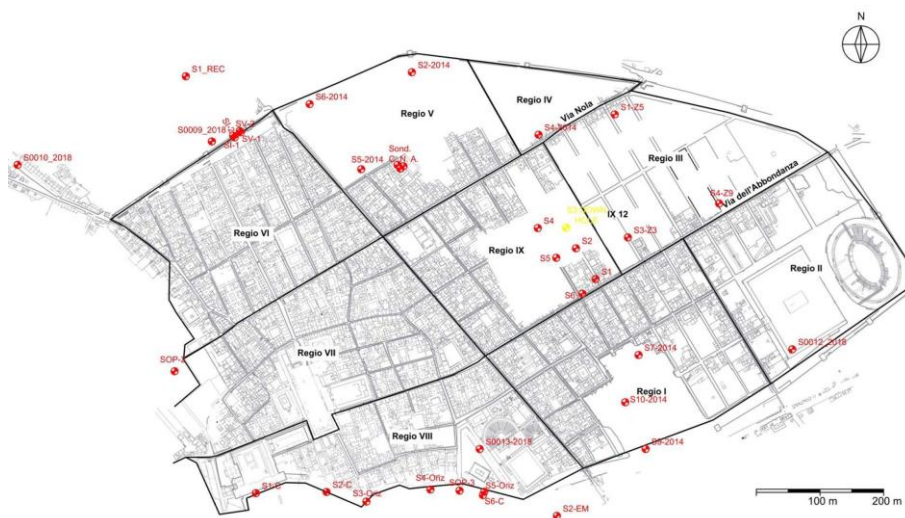


Figura 5.1: Ubicazione dei sondaggi pregressi effettuati all’interno e all’esterno delle mura delle Città antica

Tab. 5.1 – Tabella riassuntiva dei sondaggi effettuati nella città antica, le ubicazioni sono riferite al sistema di riferimento WGS 84 33N EPSG 32633.

Sigla	X-Est	Y-Nord	Quota	Profondità	Campioni		Campioni
	Wgs 84	Wgs 84	(m s.l.m.)	(m)	Indisturbati	Rimaneggiati	Litoidi
S2 – 2014	456671.0120	4511570.299	40.31	15.00	2	1	
S4 – 2014	456870.1980	4511472.142	36.20	15.00		2	
S5 – 2014	456591.4140	4511418.002	41.79	15.00	2	1	
S6 – 2014	456510.3050	4511520.380	45.60	15.00	1	2	
S7 – 2014	457027.3860	4511126.419	24.50	15.00	2	1	
S9 – 2014	457038.4870	4510978.711	18.20	15.00	2		
S10 – 2014	457006.4870	4511052.160	21.50	15.00	2	1	
S1	456959.8440	4511245.677	26.40	21.00			
S2	456928.993	4511293.901	30.43	25.00			

Sigla	X-Est	Y-Nord	Quota	Profondità	Campioni	Campioni	Campioni
	Wgs 84	Wgs 84	(m s.l.m.)	(m)	Indisturbati	Rimaneggiati	Litoidi
S3 DOWN HOLE	456913.660	4511326.263	34.40	18.00			
S4	456868.9770	4511325.674	34.30	16.60			
S5	456898.0220	4511279.004	33.60	25.90			
S6	456939.0260	4511222.553	25.30	13.60			
S1 C.N.A.	456658.3680	4511422.697	35.48	3.00			
S2 C.N.A.	456652.9350	4511418.961	35.34	4.00			
S3 C.N.A.	456647.9100	4511424.872	35.44	4.00			
S1Z5	456989.9050	4511504.060	31.54	13.00		2	
S3Z3	457010.6170	4511310.984	30.97	11.00		2	
S4Z9	457154.0660	4511364.250	29.45	10.00		2	
S1 – C	456425.8180	4510909.481	19.88	25.00		5	
S2 – C	456537.0160	4510911.281	19.86	20.00	3	2	
S6 – C	456782.7120	4510906.382	6.09	20.00		4	2
S2 E.M.	456899.0000	4510873.814	\	18.00	1		
S1 REC.	456315.7000	4511563.934	\	20.00	1		
20009-2018	456356.539	4511461.61	\	7.00			
20013-2018	456777.689	4510978.718	\	5.00			
S0012-2018	457268.952	4511135.29	\	5.00			
S0010-2018	456051.243	4511424.870	\	5.00			
SOP 2	456298.0440	4511100.875	\	26.50			
SOP 3	456746.0220	4510913.377	\	20.90			
S3 Oriz.	456599.5150	4510896.282	15.21	20.00		4	3
S4 Oriz.	456700.2130	4510915.182	11.65	20.00		2	4
S5 Oriz.	456784.9120	4510911.582	7.67	20.00		2	4
Si-1	456400.4630	4511478.152	44.61	6.80	1		
Si-2	456390.1360	4511471.336	44.38	6.20	1		
SV-1	456401.9930	451147.0160	47.61	12.00	2		
SV-2	456392.4310	451146.9740	47.41	12.50	3		

Una fase centrale del lavoro effettuato sui sondaggi è stata l'omogeneizzazione delle relative stratigrafie. Tale processo si è reso necessario per superare le incongruenze terminologiche e interpretative dovute all'eterogeneità delle descrizioni geologiche redatte in tempi, da soggetti e con strumenti diversi.

L'omogeneizzazione (Figura 5.2) ha condotto alla definizione di una legenda stratigrafica condivisa, articolata in sette principali unità litologiche:

- Terreno vegetale attuale;
- Cineriti contenenti pomici, depositatesi durante il surge terminale dell'eruzione del 79 d.C.;

- Pomici e ceneri da fall-out;
- Paleosuolo del 79 d.C., riconoscibile per la sua orizzontalità e compattezza;
- Alternanze di paleosuoli e livelli cineritici preistorici;
- Cappellaccio lavico alterato;
- Banco lavico compatto e poco fratturato, costituente il substrato geotecnico.

Questa classificazione ha consentito di semplificare la stratigrafia e renderla idonea per una modellazione adatta a poterla implementare nei software utilizzati, mantenendo tuttavia un alto livello di dettaglio e rispondenza al contesto in esame.

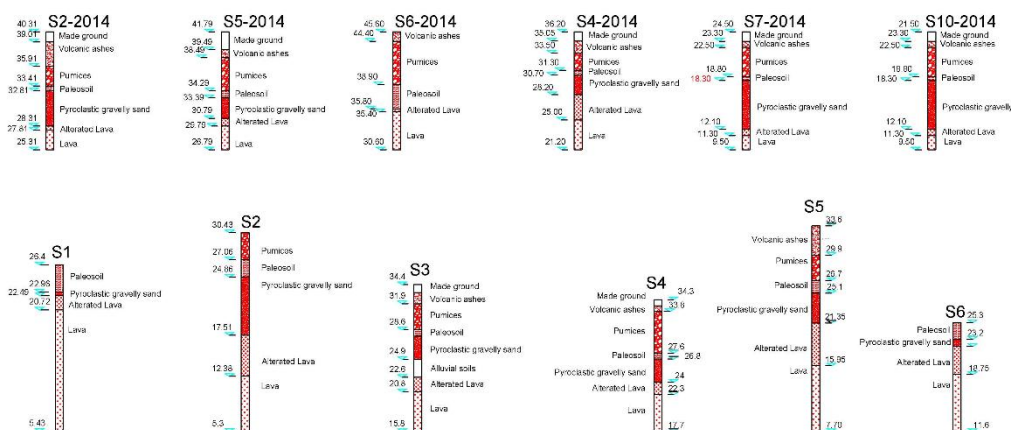


Figura 5.2: Parte dei sondaggi omogeneizzati e quotati su AutoCad

Oltre alla stratigrafia, in tali sondaggi si contano una prova Down Hole (risultati mostrati in Figura 5.3) e una serie di campioni indisturbati, rimaneggiati e litoidi prelevati, su cui sono state eseguite numerose prove di laboratorio. I dati raccolti (Figura 5.4) da tali prove sono stati un supporto fondamentale per la realizzazione del modello geotecnico presente al paragrafo dedicato.

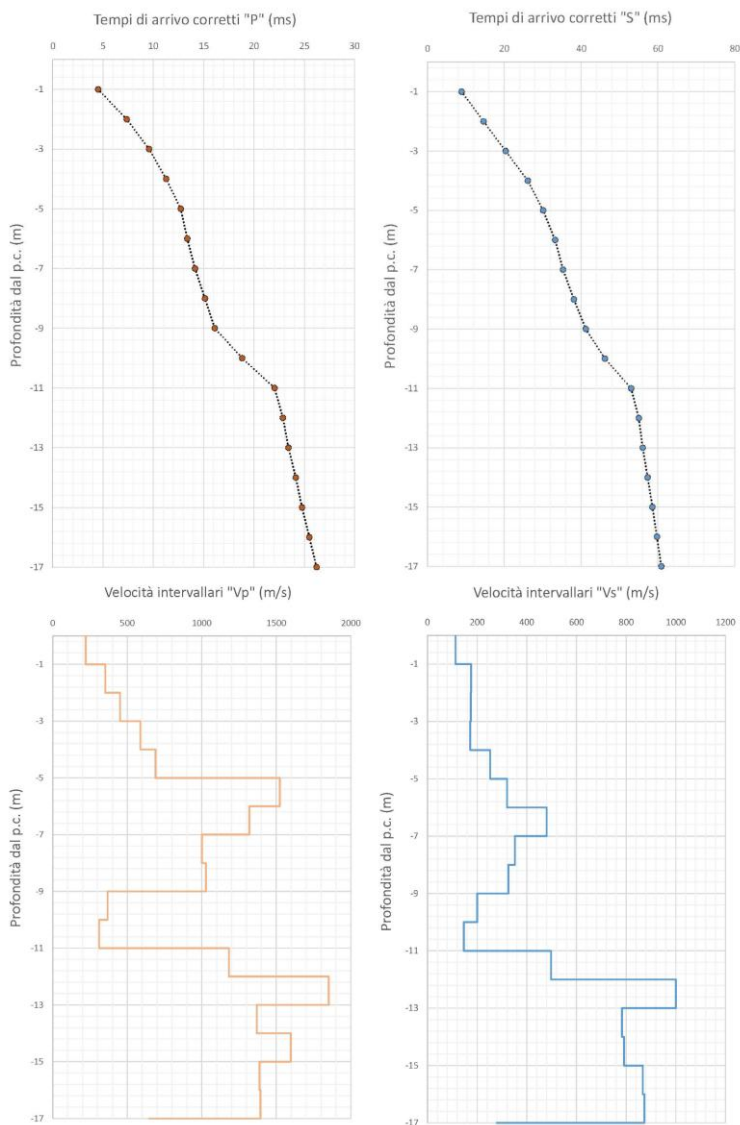


Figura 5.3: Plot dei tempi di arrivo corretti e dei valori di Vp e Vs intervallari della prova Down Hole eseguita sul sondaggio S3

Caratteristiche fisiche campioni dei sondaggi sigla "SZ"

Campione	Profondità (m)	γ (kN/m ³)	γ_s (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)	E	n %	Sr %	W %
S ₁ Z ₃ C ₁	2.00 – 2.60	10,9	23,96	6,9	13,9	2,48	71,3	56,9	57,9
S ₁ Z ₃ C ₂	3.80 – 4.40	9,6	24,17	6,1	13,4	2,99	75,0	48,5	58,9
S ₂ Z ₁ C ₁	2.50 – 3.10	10,2	24,04	7,9	14,5	2,03	67,2	34,8	29,1
S ₂ Z ₁ C ₂	4.80 – 5.40	8,9	24,10	5,5	13,0	3,41	77,3	45,3	63,0
S ₂ Z ₁ C ₃	10.50 – 11.00	15,1	24,48	11,5	16,7	1,12	52,9	69,3	31,2
S ₃ Z ₃ C ₁	2.00 – 2.50	16,0	23,96	12,4	17,1	0,93	48,2	75,4	28,7
S ₃ Z ₃ C ₂	5.00 – 5.50	10,4	24,14	6,9	13,9	2,48	71,3	49,6	50,0
S ₄ Z ₉ C ₁	1.00 – 1.50	10,5	24,04	7,6	14,3	2,17	68,5	43,5	38,6
S ₄ Z ₉ C ₂	4.00 – 4.60	9,8	23,89	6,3	13,5	2,80	73,7	48,8	56,1

Caratteristiche fisiche campioni dei sondaggi sigla "S-2014"

Regio	Sond.	Camp.	Prof. prelievo (m)	Prof. media	γ (kN/m ³)	γ_s (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	γ_{sat} (kN/m ³)
V	S2	S2-C1	4.00÷4.40	4,2	11,93	24,6	9,24	15,36
V	S5	S5-C1	8.00÷8.40	8,2	14,07	24,85	11,86	16,98
I	S7	S7-C1	0.80÷1.20	1	13,97	24,93	11,57	16,82
I	S9	S9-C1	5.00÷5.40	5,2	15,88	24,93	13,34	17,9
I	S10	S10-C1	1.60÷2.00	1,8	12,98	24,77	9,44	15,51

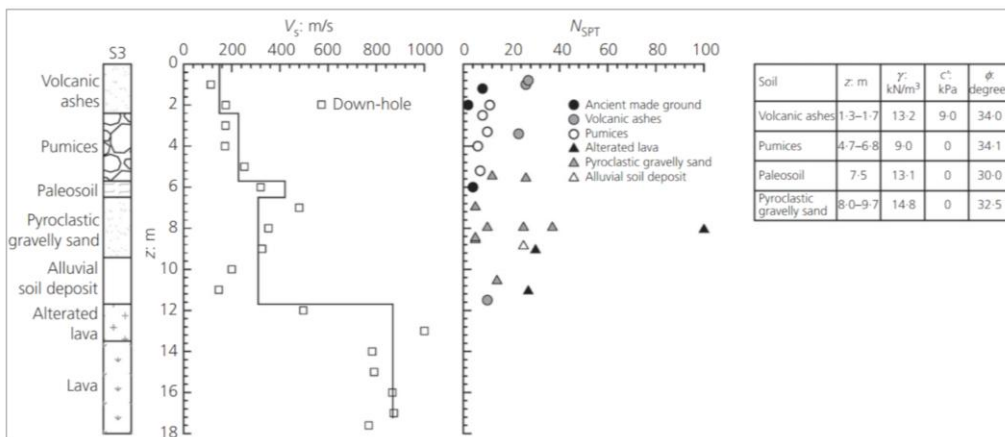


Figura 5.4: Valori derivanti dalle relazioni dei lavori pregressi eseguiti e dallo studio eseguito da de Sanctis et al., 2019

5.2 PROVE PENETROMETRICHE

Sono state raccolte un totale di 14 prove penetrometriche suddivise in 12 prove dinamiche leggere (DPM) e 2 prove dinamiche pesanti (DPSH).

Le prove penetrometriche, grazie alla loro rapidità esecutiva e alla capacità di fornire dati anche in aree non accessibili per sondaggi tradizionali, sono state utili per stimare la profondità del tetto del banco lavico (ove è stato possibile), elemento chiave per la costruzione dei modelli geologici e la calibrazione di determinate indagini geofisiche.

Queste prove hanno fornito informazioni importanti soprattutto nelle aree già scavate, dove l'impossibilità di effettuare indagini invasive rende le prove penetrometriche uno strumento efficace per acquisire dati indiretti ma affidabili sul substrato. Per le relative ubicazioni, specifiche e risultati si veda la figura 5.5, la figura 5.6 e la Tab. 5.2.



Figura 5.5: Ubicazione delle prove penetrometriche pregresse effettuate all'interno della Città antica

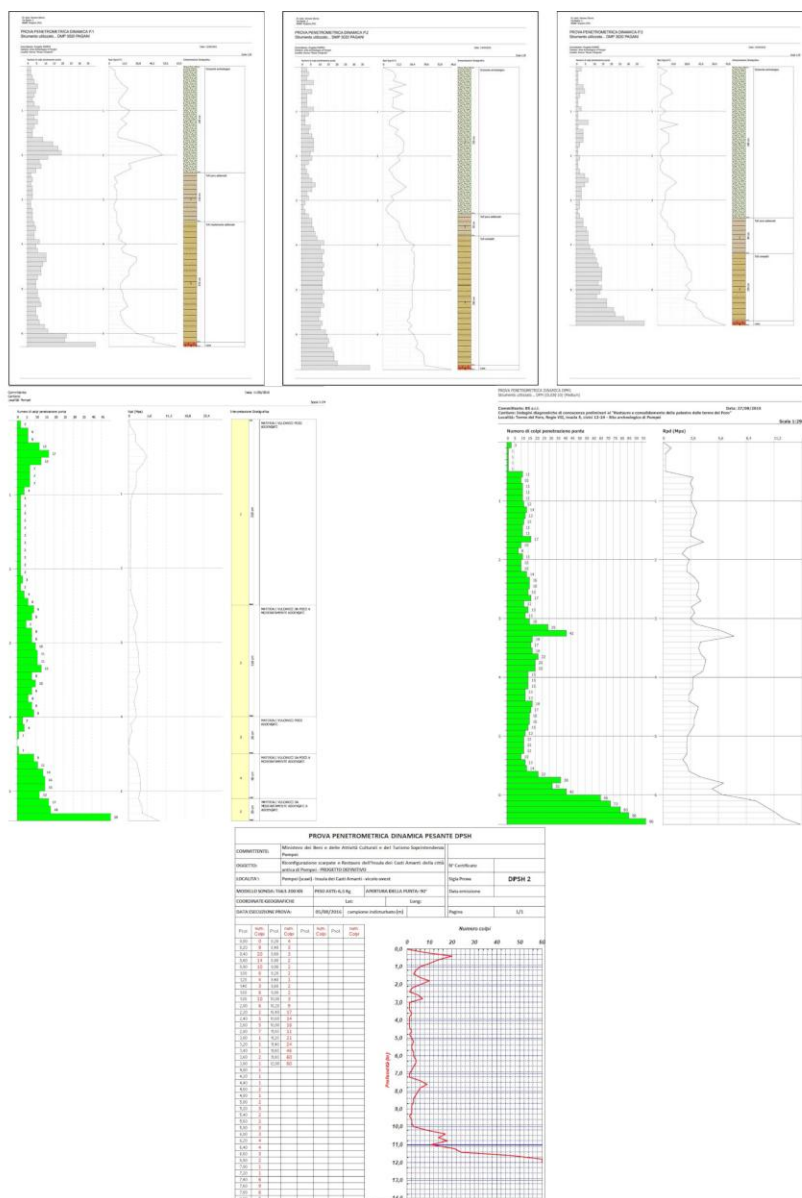


Figura 5.6: Risultati delle prove penetrometriche eseguite in a) Casa Nozze Argento, b) Torre di Mercurio, c) Terme Femminili di Foro, c) Casa Casti Amanti

Tab. 5.2 – Tabella riassuntiva delle prove penetrometriche effettuate nella città antica, le ubicazioni sono riferite al sistema di riferimento WGS 84 33N EPSG 32633.

Sigla	X-Est	Y-Nord	Profondità	Ubicazione
	Wgs 84	Wgs 84	(m)	
DPM1	456399.2	4511480	1	Torre di Mercurio
DPM2	456358.4	4511454	0.5	
DPM3	456362	4511449	8.6	
DPM4	456383.7	4511463	5.4	
DPM5	456412.8	4511474	3	
DPM6	456380.9	4511469	3.5	
DPM1	456658.8	4511423	6.3	Casa Nozze Argento
DPM2	456671.3	4511410	6.8	
DPM3	456649.3	4511401	5.8	
DPM1	456454.8	4511161	6.5	Terme Femminili del Foro
DPM2	456459.3	4511168	3.6	
DPM3	456453.2	4511154	6.4	
DPSH1	456923.4	4511296	17.2	Casa Casti Amanti
DPSH2	456898.6	4511290	12	

5.3 INDAGINI GEOFISICHE

Le indagini geofisiche pregresse, eseguite in diversi punti della città antica con finalità di restauro, consolidamento e studio del rischio, comprendono:

- Misure HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio): 8 misure con geofono a 3 componenti, utili per determinare le frequenze di risonanza naturale dei terreni;
- Prove MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves): 11 prove impiegate per la definizione del profilo di velocità Vs;
- Down Hole: 1 prova effettuata presso l’Insula dei Casti Amanti, ha fornito un profilo sismo-stratigrafico;

- Tomografie Sismiche e Elettriche 2D: rispettivamente 12 e 50 profili acquisiti, impiegati per stimare la variazione laterale dei parametri fisici e la profondità del bedrock ove sia stato possibile.

Tali tecniche non invasive sono state cruciali per la comprensione tridimensionale del sottosuolo urbano, permettendo anche una prima interpretazione della variazione spaziale delle stratificazioni e delle proprietà meccaniche e dinamiche. La posizione di tutte le indagini è stata ricavata dalle relative planimetrie presenti nelle relazioni dei lavori pregressi, si mostra per tanto l'ubicazione di tutte le indagini in figura 5.7. In questo caso non viene riportata la tabella con le relative coordinate, in quanto per correttezza si dovrebbero inserire le coordinate del primo, dell'ultimo ricevitore o di tutti i ricevitori costituenti gli stendimenti, non presenti nelle relazioni dei vecchi lavori trovati. Alla figura 5.8 e 5.9 si riportano degli esempi di risultati delle indagini pregresse.



Figura 5.7: Ubicazione delle indagini geofisiche eseguite nei lavori pregressi

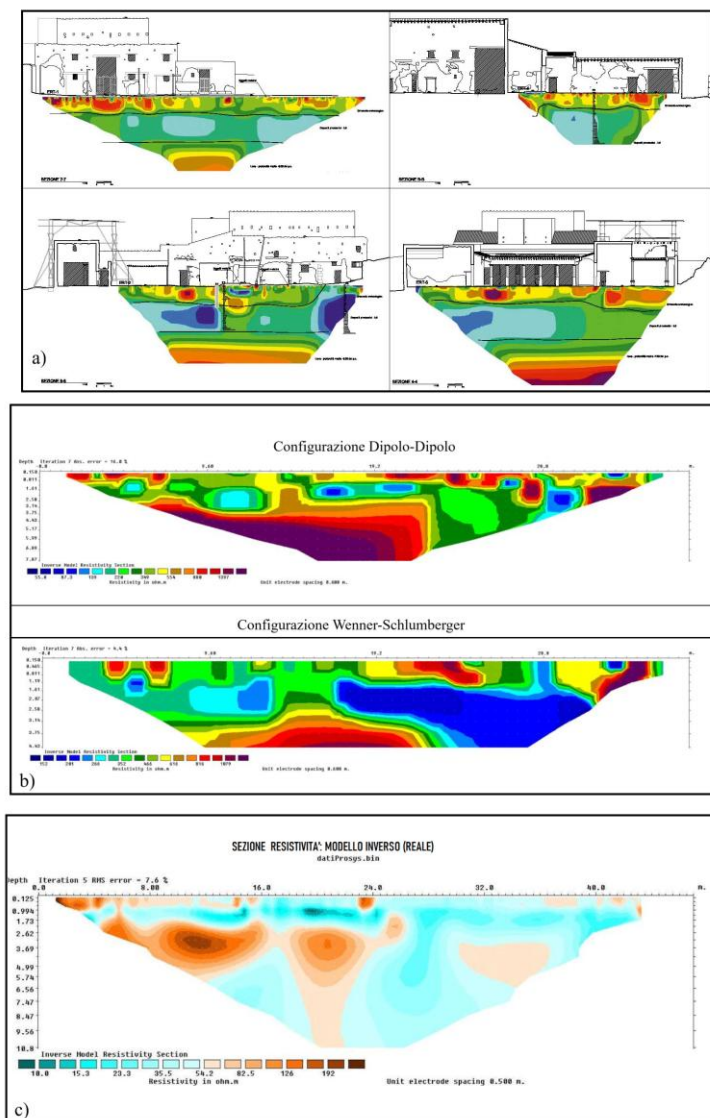


Figura 5.8: Esempio di risultati presenti nelle relazioni dei lavori pregressi, in a) Tomografia elettrica eseguita in Casa Nozze Argenti, b) Tomografia elettrica

eseguita in Casa Casti Amanti, c) Tomografia elettrica eseguita nell'area di Insula Meridionalis

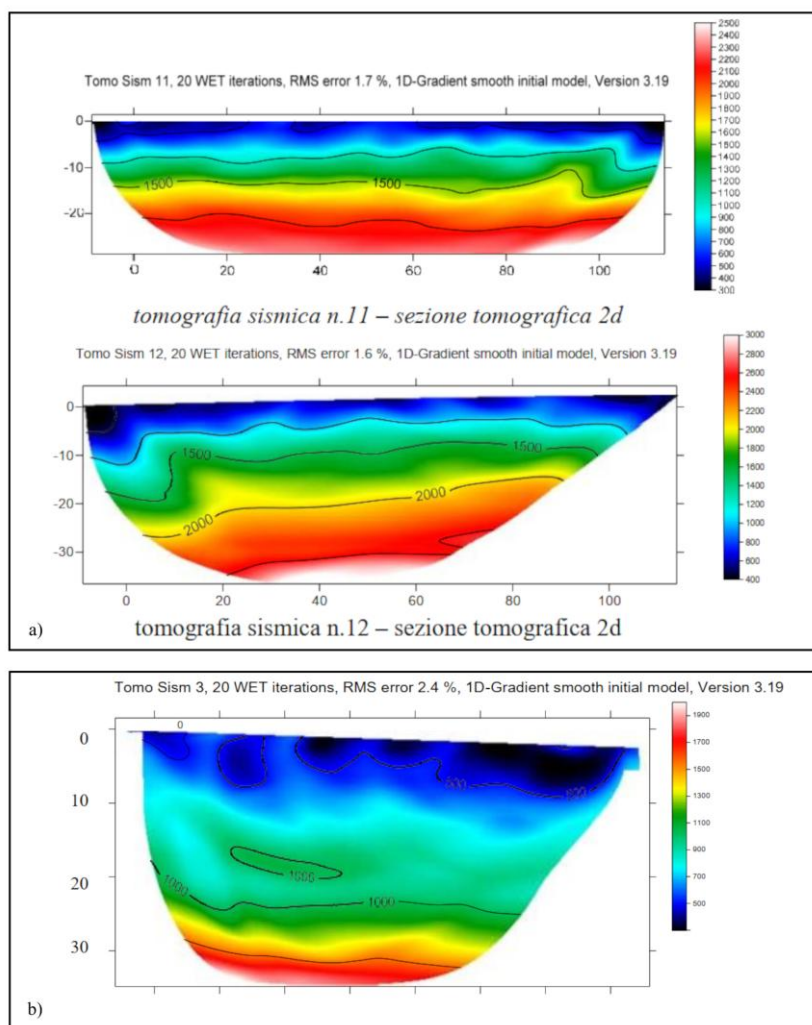


Figura 5.9: Esempio di risultati presenti nelle relazioni dei lavori progressi relative a tomografie sismiche eseguite in a) Regio I, b) Insula Meridionalis

5.4 SAGGI ARCHEOLOGICI

Presso la Biblioteca Pompeiana, è stata effettuata una raccolta e una sistematizzazione di differenti saggi/trincee archeologiche effettuati dalla fine dell'ottocento fino a oggi. La vera e propria ricerca bibliografica ha permesso, attraverso la consultazione di volumi antichi e quaderni di campagna, di ritrovare le descrizioni prodotte dagli studiosi dell'epoca, permettendo di ricavare ulteriori informazioni dal punto di vista stratigrafico, laddove possibile, nelle aree già scavate della città. Le ubicazioni di questi interventi, riportate nella figura 5.10, sono state ricostruite mediante l'analisi delle planimetrie storiche disponibili; sebbene la precisione non possa dirsi assoluta, esse offrono comunque un quadro complessivo utile a delineare la stratigrafia del sito. È noto sottolineare che tali descrizioni sono state fatte da autori afferenti a diversi settori di ricerca (archeologi, storici, geologici, ingegneri), inoltre le profondità di indagine non sono elevate, spesso si arriva intorno al 3/3.5 m. L'obiettivo fondamentale di questa ricerca è stato quello di ricavare informazioni relative alla stratigrafia nelle porzioni superficiali, fondamentali per caratterizzare dal punto di vista geotecnico i terreni di copertura come si può dedurre nei successivi capitoli.



Figura 5.10: Ubicazioni dei saggi archeologici consultati, eseguiti durante l'ultimo secolo

CAPITOLO 6

6 PROGETTAZIONE ED ESECUZIONE DELLE INDAGINI INTEGRATIVE

La seguente fase di studio è finalizzata ad approfondire la conoscenza del sottosuolo della città antica e a ricostruire in modo dettagliato la topografia. Data l'estensione dell'area oggetto di indagine e la necessità imprescindibile di preservare l'integrità del patrimonio archeologico, non è stato possibile ricorrere a metodologie di indagine tradizionalmente invasive, quali sondaggi meccanici o prove penetrometriche, che comporterebbero un'alterazione fisica del patrimonio storico.

Ulteriori limitazioni sono rappresentate da restrizioni di carattere logistico, nonché dal considerevole afflusso quotidiano di visitatori, che rende impraticabile l'impiego di determinati macchinari o strumentazioni in specifiche fasce orarie e in particolari aree del sito archeologico. In considerazione di tali vincoli, si è scelto di adottare tecniche di indagine geofisica non invasive, le quali, pur non consentendo un'acquisizione puntuale e diretta dei dati stratigrafici, permettono di ottenere informazioni indirette ma estese sul sottosuolo, in tempi ridotti e nel rispetto delle esigenze di tutela del bene culturale.

La campagna di indagini condotta su larga scala, è stata studiata come supporto alle indagini pregresse discusse precedentemente; l'attività condotta ha previsto le seguenti misure:

- 83 misurazioni di rumore ambientale elaborate mediante tecnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio);
- 8 allineamenti di sismica attiva (MASW);
- rilievi GNSS finalizzati all'elaborazione di un modello topografico di elevata precisione, da affiancare e integrare con il modello fornitoci dal parco, composto da 89 punti quotati;
- 3 video-ispezioni di pozzi antichi.

L'ubicazione dei punti di misura è stata pianificata con l'intento di garantire una copertura omogenea dell'intera area, in modo da integrare e supportare i dati acquisiti in precedenti campagne di indagine prevalentemente localizzate in zone non scavate (area occidentale) e raramente in aree già scavate della porzione orientale della città.

6.1 METODOLOGIE DELLE INDAGINI ESEGUITE

6.1.1. SISMICA ATTIVA (MASW)

La sismica attiva è una tecnica geofisica che prevede la generazione controllata di onde elastiche nel sottosuolo, mediante l'impiego di sorgenti artificiali (come mazze, cariche esplosive, cannoncini sismici, ecc.) e una serie di sensori (geofoni) che registrano il segnale generato, allo scopo di investigarne la struttura e le proprietà meccaniche.

Tra tutte le tipologie di indagine che rientrano in questa classe, si possono citare la SASW (Spectral Analysis of Surface Waves), la MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves), la sismica a rifrazione e la sismica a riflessione.

Per il presente studio si è fatto utilizzo dell'indagine MASW, questa tecnica di indagine, introdotta dal Kansas Geological Survey (Park et al., 1999), si avvale dello studio delle onde superficiali (Rayleigh o Love) per stimare la variazione di velocità delle onde di taglio con la profondità (Imposa et al., 2017b; Rahimi et al., 2021) per ottenere profili di velocità delle onde di taglio (V_s) in sottosuolo.

In un sottosuolo stratificato, le onde di Rayleigh viaggiano a velocità diverse " V_R " in funzione della loro frequenza " f ", campionando porzioni di terreno con spessori proporzionali alla lunghezza d'onda " λ ", secondo la relazione 6.1:

$$\lambda = V_R / f. \quad \text{Eq. 6.1}$$

Come espressamente riportato anche da Garofalo et al., (2016) in un mezzo stratificato, la propagazione delle onde di superficie è controllata dalla dispersione geometrica; lunghezze d'onda diverse sondano profondità differenti e, di conseguenza, la velocità di fase a ciascuna frequenza riflette le proprietà del sottosuolo a quella profondità. La relazione tra velocità di fase e frequenza (o lunghezza d'onda) prende appunto il nome di curva di dispersione.

A partire dalla misura della curva di dispersione sperimentale " V_R - f o V_R - λ ", è possibile risalire alla velocità delle onde di taglio (V_s) mediante la risoluzione del problema inverso (Evangelista et al., 2011).

La procedura per l'applicazione consta di tre step: misurazioni sul campo, elaborazione dei dati e inversione. Le misure sul campo, vengono effettuate attraverso la stesa di cavi sismici collegati ad una serie di geofoni (verticali o

orizzontali) infissi nel terreno, l'intero sistema viene successivamente collegato a un sismografo. L'energizzazione avviene in corrispondenza del primo e dell'ultimo geofono ad una distanza prefissata. La fase di elaborazione dei dati MASW è una parte fondamentale; essa prevede come primo passo l'individuazione della curva di dispersione sperimentale (velocità di fase – frequenza; v-f) dai dati misurati, successivamente la creazione di un modello teorico di V_s di partenza a cui viene associata una curva di dispersione teorica. Il modello teorico di V_s sarà modificato in termini di spessori, h , e velocità, V_s (processo di inversione), in modo che le curve di dispersione teoriche e sperimentali tendano a sovrapporsi trovando di conseguenza il modello di V_s finale (Angglena et al., 2022).

6.1.2. SISMICA PASSIVA (HVSr)

La tecnica HVSr (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) rientra tra le tecniche di sismica passiva, in quanto rispetto alla sismica attiva non prevede l'emissione di un segnale da parte di una sorgente artificiale. In questo caso, il segnale analizzato è costituito dai microtremori (o rumore ambientale, detto anche microsismica), generati da sorgenti naturali o antropiche. Questa tecnica resa famosa da Nakamura (1989), applicata alle registrazioni dei microtremori, permette, mediante stima dei rapporti spettrali, di ricavare una frequenza di picco associabile alla frequenza fondamentale dei terreni.

Secondo Gutenberg (1958) i microsismi, ovvero il microtremore registrato, viene definito come “una serie di oscillazioni del terreno, di natura più o meno regolare, non associata a terremoti o esplosioni; presenta periodi o pseudo-periodi

generalmente inferiori a pochi minuti e si caratterizza per una persistenza prolungata nel tempo, estendendosi su numerosi cicli”.

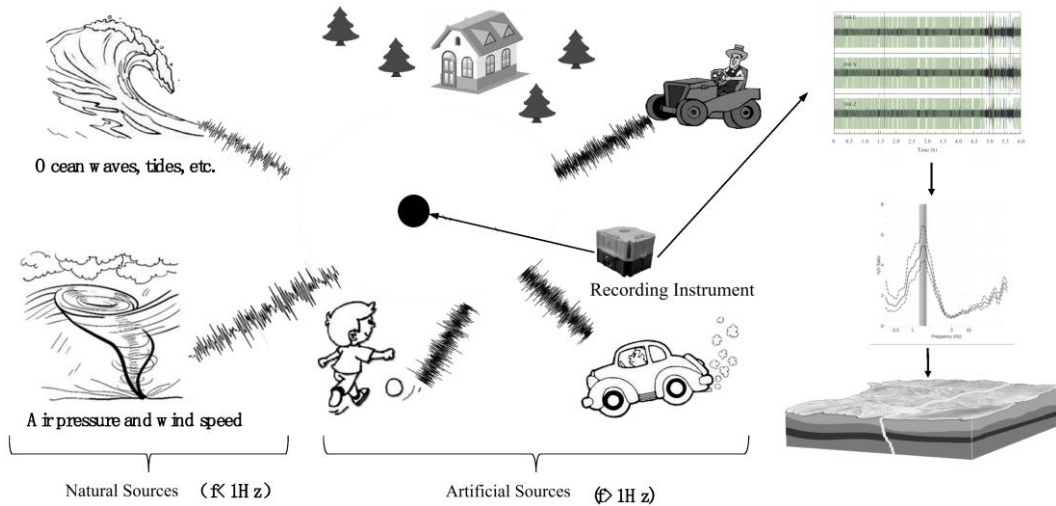


Figura 6.1: Rappresentazione schematica della distribuzione isotropa del rumore ambientale attorno allo strumento di misura durante l'acquisizione dati

Facendo riferimento alla figura 6.1, l'identificazione precisa delle sorgenti responsabili dei microtremori non è semplice, basti considerare la moltitudine di sorgenti in gioco. Già il citato Gutenberg nel 1958 e Asten negli studi del 1978 e 1984 hanno cercato di classificare le diverse sorgenti di rumore in funzione delle frequenze/periodi caratteristici. A ciò si riporta l'originale tabella dello studio condotto da Asten nel 1984 in figura 6.2.

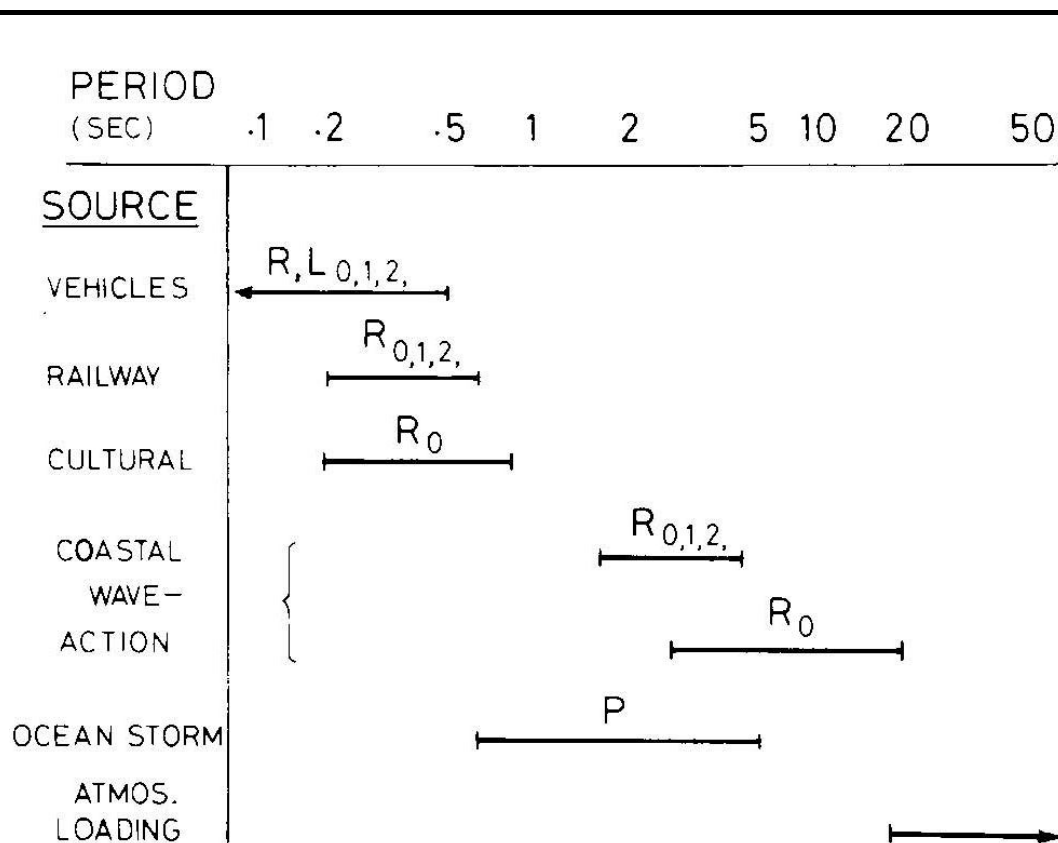


Figura 6.2: Rappresentazione delle strutture modali e delle principali sorgenti associate ai microsismi. Le sigle R, L e P indicano rispettivamente le onde di Rayleigh, Love e di Compressione, mentre i pedici 0, 1 e 2 si riferiscono al modo fondamentale e al modo superiore (Asten and Henstridge, 1984)

Il rumore ambientale registrato è costituito quindi da vibrazioni a bassa ampiezza generate da sorgenti naturali (vento, onde marine) e antropiche (traffico, attività industriali). Nell'applicazione della tecnica summenzionata il campo d'onde risulta quindi diffuso e seppur essendo intrinsecamente complesso, lo si può assumere stazionario nel tempo e distribuito uniformemente a 360° attorno allo strumento di misura (Figura 6.1), quindi un fenomeno omogeneo nell'intorno del

punto di misurazione. In conseguenza di ciò, la forma del segnale misurato non dipende dalla natura o dalla posizione specifica della sorgente, ma è determinato principalmente dalle caratteristiche del sottosuolo stesso (Albarello e Castellaro, 2012).

Considerando che le componenti del moto sono sia verticali che orizzontali, secondo Nakamura (1989) la componente verticale non tiene quasi conto dagli effetti di amplificazione locale, mentre il discorso è completamente opposto per le componenti orizzontali. Nakamura dimostrò che, assumendo un comportamento simile delle componenti al bedrock, è possibile stimare l'amplificazione di sito confrontando le componenti orizzontali e verticali registrate in superficie; ciò consente di ottenere una stima diretta della risposta sismica locale attraverso il rapporto spettrale H/V dal rumore ambientale registrato.

L'ampiezza e la frequenza del picco ricavata dipende fondamentalmente dal contrasto di impedenza e dalla sua profondità fra il bedrock e i terreni di copertura; esiste di fatto una relazione che lega lo spessore dei sedimenti alla frequenza di risonanza del sito (Ibs-von Seht e Wohlenberg 1999; Delgado et al. 2000a, b; Parolai et al. 2002; Del Monaco et al., 2013). Si può constatare che in un sistema a due strati, con velocità e densità diverse, la relazione che lega la frequenza di risonanza “f” allo spessore “H” dello strato risonante posto al di sopra (copertura) è:

$$f = V_s/4H \quad \text{Eq. 6.2}$$

dove “H” è lo spessore dello strato posto in copertura; V_s la velocità dell'onda di taglio e “f” la frequenza di risonanza (Imposa et al., 2017b).

La frequenza fondamentale di sito, è determinante per gli studi di risposta sismica locale, non a caso tale indagine viene di fatto utilizzata per gli studi di

microzonazione sismica tra i quali Gosar, 2007; Martorana et al., 2018; Cercato et al., 2020 e molti altri ne sono un esempio concreto.

La registrazione del rumore ambientale prevede l'utilizzo di un geofono a tre componenti che registrano il rumore nelle tre direzioni ortogonali fra loro disponendolo saldamente alla superficie, in bolla e orientando una delle due componenti orizzontali in direzione N-S.

La stima dei rapporti spettrali mediante tecnica HVSR segue le raccomandazioni dei criteri SESAME (Atakan et al., 2004); il segnale registrato viene ripulito dagli eventi transitori (disturbi) e successivamente suddiviso in finestre generalmente da 20 sec.; ad ogni finestra di segnale, viene applicata alle tre componenti la FFT (Fast Fourier Transform) e tutte e tre le componenti vengono smussate mediante un filtro (Konno & Ohmachi, Triangular, Moving average o Linear) (Atakan et al., 2004) prima di dividere la media (quadratica, aritmetica o geometrica) degli spettri di ampiezza orizzontale per quella verticale. Il risultato finale della tecnica HVSR si ottiene quindi effettuando una media delle ampiezze H/V, calcolate per ogni finestra temporale utilizzata e associando ad ogni valore un intervallo di confidenza (deviazione standard).

6.1.3. RILIEVI GNSS (Global Navigation Satellitar System)

Fin dagli anni '60 sono stati condotti studi e sviluppati criteri per la creazione di sistemi in grado di definire tridimensionalmente la posizione di un punto sulla superficie terrestre. Sin dagli anni '80 il posizionamento si basa sull'emissione di segnali radio da parte di satelliti artificiali. Sebbene il sistema GPS statunitense sia quello più longevo e tra i molti il più noto, oggi si assiste a un'evoluzione continua,

con l'attivazione e l'ammodernamento di diverse costellazioni come GALILEO, GLONASS e BeiDou. Per questo motivo, parlare solo di rilievo GPS è ormai riduttivo; il termine più corretto sarebbe GNSS (Global Navigation Satellite System) (Jin et al., 2024; Kaplan e Hegarty, 2006).

Il calcolo dei dati GNSS può seguire approcci differenti, in funzione del numero di ricevitori impiegati. Con un solo ricevitore si adotta un approccio non differenziato, quale il PPP (Precise Point Positioning), indicato per ottenere alte precisioni. Con l'impiego di più ricevitori, si ricorre all'approccio differenziato. Tali metodologie si associano a differenti modalità di rilievo, definite dalla durata delle sessioni e dalla mobilità dei ricevitori, che a sua volta può essere statica o cinematica.

Per evitare eccessive digressioni, si procederà a descrivere la modalità cinematica, impiegata nello studio in oggetto.

La modalità cinematica si fonda sull'utilizzo di due ricevitori, uno fisso (Master) e uno mobile (Rover), che viene spostato sui punti da rilevare. Tale metodologia consente di raggiungere precisioni dell'ordine del centimetro, ma richiede una fase iniziale, denominata "inizializzazione", necessaria alla risoluzione delle ambiguità di fase.

Una variante della modalità cinematica è rappresentata dallo "stop-and-go", nella quale il Rover si arresta su ciascun punto per un intervallo di tempo sufficiente (ad esempio 30 secondi), migliorando così l'affidabilità delle misure, pur mantenendo la mobilità dell'operazione di rilievo.

La modalità più evoluta è la RTK (Real Time Kinematic), che consente il calcolo delle coordinate in tempo reale, grazie alla trasmissione delle correzioni dal ricevitore Master al Rover tramite collegamento radio o rete GSM. La metodologia

RTK richiede l'impiego di ricevitori a doppia frequenza e assicura una precisione dell'ordine del centimetro.

L'evoluzione della RTK è costituita dalla N- RTK (Network RTK), in cui il ruolo del Master è affidato a una rete di stazioni permanenti coordinate da un centro di controllo. In tale sistema, l'utente può ricevere le correzioni in diverse modalità: NEAREST (correzione proveniente dalla stazione GNSS più prossima), VRS (Virtual Reference Station – una stazione virtuale generata in prossimità del Rover), FKP (correzione interpolata tra più stazioni reali), MAC (Master-Auxiliary Concept – correzione ottenuta dal confronto tra una stazione Master e altre stazioni ausiliarie della rete) e DGPS (correzione del solo codice, utile per applicazioni GIS con ricevitori di minore precisione) (Paluzzi, 2016).

6.1.4. VIDEO ISPEZIONE CON TELECAMERA DA POZZO

La video-ispezione dei pozzi mediante telecamera è una tecnica utilizzata per osservare e documentare le caratteristiche litostratigrafiche delle pareti interne di un foro o di un pozzo esistente per verificarne lo stato di fatto e in alcuni casi, come il seguente, ottenere informazioni stratigrafiche integrando e supportando i dati derivanti da sondaggi.

L'indagine viene eseguita mediante una telecamera subacquea, calata all'interno del foro tramite un cavo graduato. La telecamera è dotata di un sistema di illuminazione autonomo e di una testata rotante, che consente una visione a 360° delle pareti del pozzo.

Durante l'ispezione vengono registrati filmati e successivamente in fase di interpretazione vengono annotati i principali passaggi stratigrafici osservabili, quali

variazioni di colore, struttura, granulometria, presenza di fratture, concrezioni o presenza di materiali organici.

6.2 ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DELLE INDAGINI INTEGRATIVE

6.2.1. MASW

Le indagini MASW sono state condotte utilizzando un sismografo M.A.E. X610S a 24 bit, equipaggiato con 24 geofoni da 4,5 Hz, montati su apposite basette a tre punte in acciaio. La distanza tra i geofoni è stata fissata a 3 m, configurando un array geofonico lungo 69 m come in figura 6.3.



Figura 6.3: Uno degli stendimenti geofonici effettuato nella parte centrale del Foro della città antica

Come sorgente impulsiva è stata impiegata una mazza da 8 kg, in combinazione con una piastra di battuta in PVC dotata di geofono trigger. I colpi sono stati effettuati sia in corrispondenza del primo che dell'ultimo geofono, con offset rispettivamente di 10 m e 5 m per lato (distanza considerevole per cercare di ridurre gli effetti di campo vicino dovuti principalmente all'interferenza delle onde di volume con le onde superficiali, in quanto le prime si attenuano più velocemente rispetto alle onde di superficie all'aumentare della distanza). Le registrazioni sono state effettuate con una finestra di acquisizione di 2 secondi e una frequenza di campionamento pari a 1024 Hz.

Per non arrecare disturbo ai visitatori, le otto misure integrative MASW sono state eseguite tra le ore 7:00 e le ore 9:00, nelle diverse giornate comprese tra il 24 aprile e il 3 maggio 2024 (Tab. 6.1) e localizzate all'interno della città antica georeferenziando il primo e l'ultimo geofono di ogni stesa (Figura 6.4 e Tab. 6.2).

Tab. 6.1 – Tabella riassuntiva delle giornate di acquisizione (MASW).

Data	Sigla Misura	Porte Di Accesso
24/04/2024	MASW 1	Porta Vesuvio
29/04/2024	MASW 3 e MASW 2	Porta Nola
30/04/2024	MASW 7 e MASW 8	Porta Anfiteatro
02/05/2024	MASW 4	Porta Marina
03/05/2024	MASW 5 e MASW 6	Porta Stabia

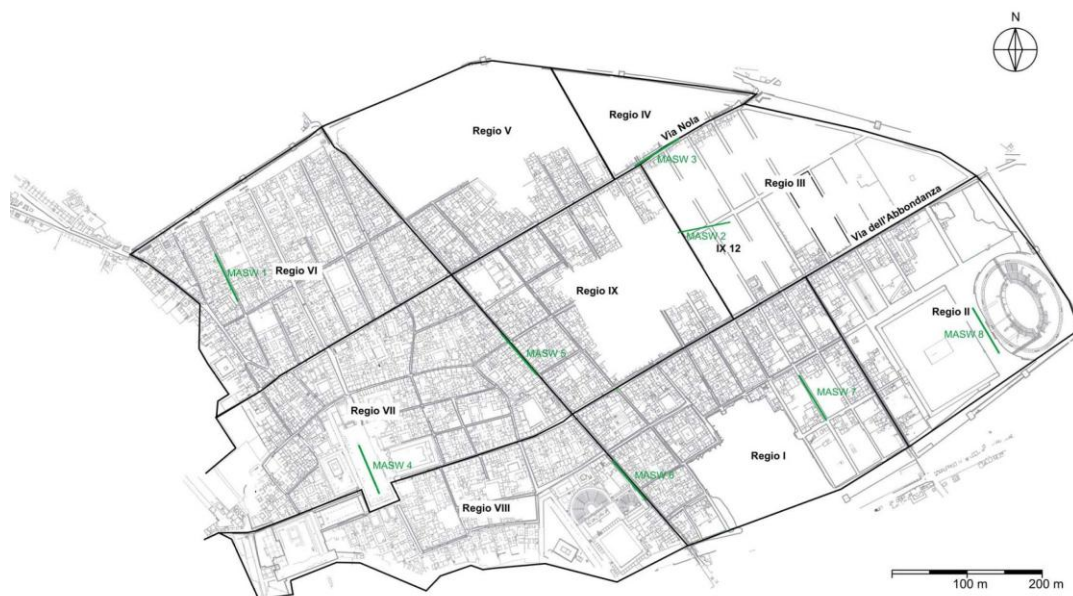


Figura 6.4: Ubicazione Indagini MASW eseguite durante la campagna di indagine effettuata fra il 24 aprile e il 3 maggio 2024

Tab. 6.2 – Tabella riassuntiva delle coordinate di primo e ultimo geofono relative alle indagini MASW effettuate nella città antica, le coordinate sono espresse in WGS 84 33N EPSG 32633.

Sigla	N° Geofoni	X-Est (Geofono 1)	Y-Nord (Geofono 1)	Quota (m s.l.m.)	X-Est (Geofono 24)	Y-Nord (Geofono 24)	Quota (m s.l.m.)
MASW 1	24	456310.886	4511339.328	41.04	456340.65	4511277.108	40.56
MASW 2	24	456927.264	4511368.763	34.67	456997.099	4511382.813	33.06
MASW 3	24	456870.557	4511458.122	29.25	456928.660	4511494.753	26.69
MASW 4	24	456529.140	4511018.995	32.46	456502.349	4511082.680	33.33
MASW 5	24	456738.758	4511178.293	26.47	456691.725	4511232.784	29.14
MASW 6	24	456884.540	4511009.916	13.48	456840.225	4511062.295	19.02
MASW 7	24	457124.925	4511117.306	19.49	457089.061	4511176.562	21.67

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Sigla	N° Geofoni	X-Est (Geofono 1)	Y-Nord (Geofono 1)	Quota (m s.l.m.)	X-Est (Geofono 24)	Y-Nord (Geofono 24)	Quota (m s.l.m.)
MASW 8	24	457320.214	4511267.087	18.54	457355.029	4511207.404	17.70

Per l’elaborazione dei dati registrati è stato scelto Geopsy, un software open-source ampiamente utilizzato per l’analisi delle onde superficiali e la caratterizzazione sismica del sottosuolo. Il suo modulo di inversione, Dinver, consente di ottenere profili di velocità del sottosuolo a partire da dati sperimentali, ed è stato testato estensivamente in letteratura. Entrambi i tools sono stati impiegati in numerosi studi scientifici, tra cui, Imposa et al., 2017a; Olafsdottir et al., 2018; Long et al., 2020; Rahimi et al., 2021; Jakka et al., 2022; confermandone l’affidabilità e l’efficacia in diversi contesti geologici.

La procedura F-K implementata in Geopsy per l’estrazione della curva di dispersione si basa sull’analisi dello spettro frequenza–numero d’onda per identificare le onde di superficie che si propagano in un mezzo stratificato. Questa tecnica consente di separare le componenti d’onda in base alla loro direzione e velocità di propagazione, facilitando l’estrazione della curva di dispersione dalle registrazioni di un array geofonico (Figura 6.5). Tale metodo si fonda sugli studi fatti da J. Capon nel 1969, che introdusse un approccio ad alta risoluzione per la stima dello spettro F-K, migliorando significativamente la risoluzione in numero d’onda rispetto ai metodi convenzionali.

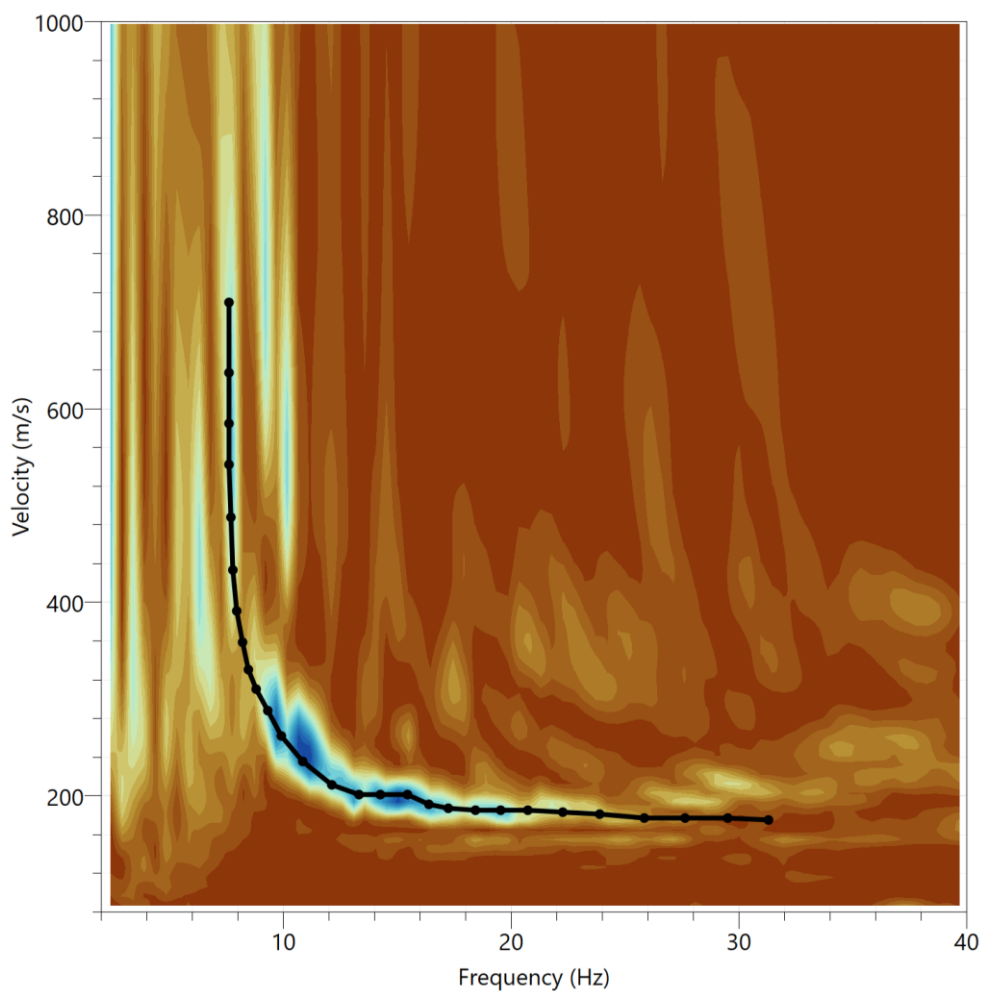


Figura 6.5: Esempio di una curva di dispersione estratta tramite il software Geopsy.

La procedura di inversione è stata effettuata attraverso il modulo Dinver, che utilizza l'algoritmo “Neighbourhood” (Sambridge, 1999) e modificato da Wathelet nel suo più recente studio (Wathelet, 2008). Questo algoritmo si basa su un metodo di ricerca stocastica diretta per individuare modelli con adattamenti accettabili

all'interno di uno spazio caratterizzato da parametri multidimensionale. Confrontando la curva di dispersione teorica generata dall'inversione con la curva di dispersione sperimentale derivante dai dati in campo, si avrà un certo discostamento o "misfit" (Eikmeier et al., 2014).

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{\eta_F} \frac{(X_{di} - X_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_F}} \quad \text{Eq. 6.3}$$

Dove " X_{di} " è la velocità misurata nella curva sperimentale alla frequenza "i-esima", " X_{ci} " la velocità ottenuta dalla curva modellata alla frequenza "i-esima" e " σ_i " l'incertezza dei campioni alla frequenza "i-esima".

Per quanto riguarda la " X_i ", velocità "i-esima", dell'onda P o dell'onda S a una profondità "i-esima" " Z_i ", è data dall'equazione:

$$X_i = (X_0[(z_i + 1)^\alpha - (z_0 + 1)^\alpha + 1]) \quad \text{Eq. 6.4}$$

Dove " X_0 " è la velocità a " z_0 ", mentre " α " è un esponenziale che varia tra "0 e 1" (Wathelet et al., 2004).

Per iniziare l'inversione, è necessario selezionare un modello iniziale. In sintesi, nel software utilizzato, il modello richiede la definizione di un numero di strati con i relativi spessori, oltre ai seguenti parametri per ciascuno strato: " V_p ", " v ", " V_s " e " ρ ", che rappresentano rispettivamente la velocità delle onde P, il coefficiente di Poisson, la velocità delle onde "S" e la densità.

Avendo a disposizione i valori di " V_p ", " V_s " e v ricavati dalla prova Down Hole eseguita in prossimità di Insula dei Casti Amanti, si è partiti dall'utilizzo dei valori di " V_s ", " V_p " e " v " di quel modello come riferimento di base (Figura 6.6). Per quanto riguarda gli spessori "H", si è fatto riferimento, nei diversi punti di

indagine, a dati provenienti da sondaggi geognostici e saggi archeologici per i primi 3/4 m.

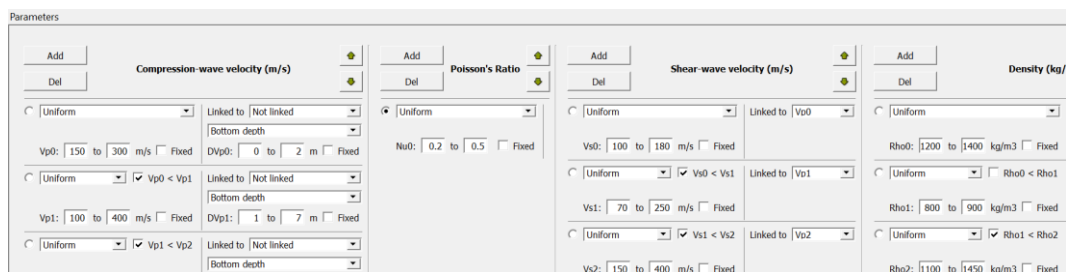


Figura 6.6: Screen esempio dei parametri da inserire nel modello di partenza per l’avvio del processo di inversione sul modulo Dinver.

Oltre ai parametri (“Vs”, “Vp” “v” e “H”) di modello del terreno si forniscono i parametri di stabilizzazione dell’algoritmo:

- “it” max: numero di iterazioni
- “ns”0: numero di modelli random scelti nello spazio dei parametri, da cui far partire l’inversione;
- “ns”: numero di modelli da generare ad ogni iterazione;
- “nr”: numero di celle con minore errore, dove sono generati gli ns modelli.

6.2.2. HVSr

Le misure del rumore ambientale, sono state effettuate mediante l’impiego di un geofono triassiale Echo Tromo HVSr 3 (Ambrogeo), con frequenza naturale di 2 Hz. Le attività di acquisizione, le cui specifiche tecniche e posizioni sono dettagliatamente riportate nelle Tab. 6.3 e 6.4, si sono svolte nell’ambito di tre

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

distinte campagne di indagine. Le operazioni di misura sono state pianificate in funzione delle condizioni ambientali e del potenziale disturbo antropico, in particolare legato alla presenza di flussi turistici.

Le registrazioni sono iniziate nelle prime ore del mattino (quando i cancelli del parco erano chiusi ai turisti) in prossimità di aree ad alta frequentazione (quali il Foro, l'Anfiteatro e altre zone di interesse archeologico particolarmente esposte al passaggio dei visitatori), al fine di ridurre al minimo l'influenza del rumore antropico. Successivamente, le attività sono proseguite nel corso della giornata in settori meno soggetti a disturbo, privilegiando così condizioni più favorevoli per l'acquisizione del segnale sismico naturale.

Tab. 6.3 – Tabella riassuntiva delle date di esecuzione delle misure di rumore ambientale eseguite

Data	Sigla misura	Area investigata
CAMPAGNA DI INDAGINE 1	24/04/2024 HVSr: 1FF, 2F_F, 3F_F, 4F_F, 5F_F, 6F_F, 2G_G, 3G_G, 4G_G	Regio IV - V - VI
	26/04/2024 HVSr: 1E_E, 2E_E, 3E_E, 4E_4, 1G_G	Regio VI
	29/04/2024 HVSr: 5E_E, 6E_E, 7E_E	Regio IV - V - VI
	30/04/2024 HVSr: 1A_A, 2A_A, 3A_A, 4A_A, 5A_A	Regio I - II - VIII
	03/05/2024 HVSr: 8B_B	Regio II

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Data		Sigla misura	Area investigata
	06/05/2024	HVSR: 1B_B, 2B_B, 3B_B, 4B_B, 5B_B, 6B_B, 7B_B, 1C_C	Regio I - II - VIII
	07/05/2024	HVSR: 2C_C, 3C_C, 4C_C, 5C_C, 6C_C, 7C_C, 8C_C, 1D_D, 2D_D, 8D_D	Regio III - VII - IX
	08/05/2024	HVSR: INT A_A, 3D_D, 4D_D, 5D_D, 6D_D, 7D_D, 9D_D, 10D_D	Regio III - VII - VIII - IX
CAMPAGNA DI INDAGINE 2	02-10-2024	HVSR: 1A 2A 3A 4A 5A 6A	Regio IV – VII
	03-10-2024	HVSR: 1B 2B 4B 5B 6B 7B	Regio I – II – VII
	04-10-2024	HVSR: 3B 1C 2C 3C 4C 5C 6C	Regio II – VIII – IX
CAMPAGNA DI INDAGINE 3	12-07-2025	HVSR: STAB 1-1; 1-2; 1-3; 1-4; 1-5; 2-3; 2-4; 2-5	Regio VII - IX
	13-07-2025	HVSR: STAB 2-1; 2-2; 3-1; 3-2; 3-3; 3-4; 3-5	Regio VII - IX

Tab. 6.4 – Tabella riassuntiva delle coordinate di ogni misura espresse con sistema di riferimento WGS 84 EPSG “32633”

Sigla misura	X-EST WGS 84	Y-NORD WGS 84	Quota (m s.l.m.)
1_A-A	456925.3	4510974	11.07
2_A-A	457019.9	4511039	20.63
3_A-A	457144.8	4511153	19.78
4_A-A	457205.6	4511238	19.45

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Sigla misura	X-EST WGS 84	Y-NORD WGS 84	Quota (m s.l.m.)
5_A-A	457391.4	4511271	13.06
1_B-B	456594.3	4510975	33.72
2_B-B	456684.5	4510981	29.19
3_B-B	456775.4	4511061	22.44
4_B-B	456917.5	4511166	24.02
5_B-B	457016.3	4511192	21.87
6_B-B	457089.5	4511249	22.89
7_B-B	457208.9	4511341	22.47
8_B-B	457297	4511390	19.92
1_C-C	456395.8	4511006	33.49
2_C-C	456519	4511051	32.82
3_C-C	456612.8	4511121	31.41
4_C-C	456675.1	4511143	28.62
5_C-C	456771.7	4511250	30.48
6_C-C	456867.7	4511269	34.32
7_C-C	456991.2	4511338	32.87
8_C-C	457123.3	4511412	28.11
1_D-D	456413.6	4511136	37.51
2_D-D	456504.2	4511233	34.39
3_D-D	456589.1	4511226	33.55
4_D-D	456676	4511291	32.48

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Sigla misura	X-EST WGS 84	Y-NORD WGS 84	Quota (m s.l.m.)
5_D-D	456732.8	4511326	32.37
6_D-D	456794.5	4511377	31.76
7_D-D	456868.8	4511458	29.14
8_D-D	456956.2	4511423	34.42
1_E-E	456336.3	4511206	38.35
2_E-E	456393.6	4511235	39.55
3_E-E	456461.6	4511292	36.04
4_E-E	456527.1	4511303	34.7
5_E-E	456618.1	4511387	34.1
6_E-E	456756.8	4511439	33.85
7_E-E	456837	4511508	36.36
1_F-F	456271.5	4511297	40.77
2_F-F	456348.7	4511322	40.97
3_F-F	456406	4511356	39
4_F-F	456479.4	4511405	38.65
5_F-F	456590.1	4511466	42.42
6_F-F	456712.8	4511546	39.41
4_G-G	456510.3	4511520	45.6
3_G-G	456395.8	4511434	40.36
2_G-G	456262.4	4511355	41.76
1_G-G	456216.5	4511316	41.83

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Sigla misura	X-EST WGS 84	Y-NORD WGS 84	Quota (m s.l.m.)
9_D-D	456970.9	4511518	25.97
10_D-D	457002.7	4511535	25.78
INT_A-A	456849.8	4510951	13.21
1A	456180.2	4511339	39.5
2A	456454.9	4511403	39.11
3A	456467.8	4511471	41.58
4A	456549.9	4511389	35.51
5A	456599.6	4511405	35.25
6A	456570.2	4511160	32.58
1B	456884	4511011	14.09
2B	456829.9	4511074	20.84
3B	456773.5	4511139	25.85
4B	456675.5	4511242	31.13
5B	456914.4	4511036	17.28
6B	457442.2	4511237	16.32
1C	456860.9	4511162	25.21
2C	456930.9	4511211	25.02
3C	457223.8	4511097	16.5
4C	457020.4	4511300	25.619
5C	457167	4511359	22.7
7B	457334.3	4511455	17.97

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Sigla misura	X-EST WGS 84	Y-NORD WGS 84	Quota (m s.l.m.)
6C	456739.1	4511395	32.76
STAB-1-1	456739.9	4511097	24.65
STAB-1-2	456762.6	4511110	24.43
STAB-1-3	456786.8	4511125	24.83
STAB-1-4	456805.2	4511139	25.31
STAB-1-5	456824.1	4511149	25.12
STAB-2-1	456666.6	4511200	29.97
STAB-2-2	456684.3	4511212	30.16
STAB-2-3	456701.7	4511222	30.36
STAB-2-4	456723	4511234	30.36
STAB-2-5	456741.6	4511246	30.17
STAB-3-1	456592.6	4511294	33.09
STAB-3-2	456607.8	4511303	32.87
STAB-3-3	456623.5	4511313	32.59
STAB-3-4	456643.2	4511323	32.52
STAB-3-5	456661.7	4511334	32.62

La distribuzione dei punti di misura HVSR, rappresentata in figura 6.7, è stata definita con l'obiettivo di garantire una copertura il più possibile omogenea dell'intera area della città antica, in modo da acquisire un quadro rappresentativo più dettagliato possibile delle condizioni di risposta del sito.



Figura 6.7: Ubicazione delle misure di rumore ambientale eseguite

Dal punto di vista operativo, lo strumento è stato posizionato su una piastra in acciaio per garantire la stabilità e il corretto livellamento nelle aree pavimentate con basole o pavimentazioni a mosaico. Nei punti in cui il substrato era costituito da terreno sciolto, si è invece fatto ricorso a puntoni metallici da 6 cm, con l'intento di assicurare un buon accoppiamento sensore/terreno di posa, avendo cura di spostare le erbacce intorno che possono creare interferenza (Figura 6.8a e 6.8b). Tutte le registrazioni hanno avuto una durata standardizzata di 20 minuti e sono state effettuate con una frequenza di campionamento pari a 172 Hz.



Figura 6.8: Impianto del geofono tri-componente con piastra in acciaio a), con puntoni in acciaio in b)

Dalle registrazioni di campagna, i rapporti spettrali H/V, sono stati ricavati seguendo le raccomandazioni dei criteri SESAME (Atakan et al., 2004); l’elaborazione è stata effettuata mediante l’utilizzo del software Geopsy®. Nel caso specifico tutti i segnali registrati sono stati suddivisi in finestre da 20 sec., l’eliminazione dei transienti è stata effettuata confrontando l’ampiezza media del segnale nel breve periodo di tempo STA impostata ad 1 s e l’ampiezza media del segnale in un periodo di tempo più lungo LTA impostato a 20 s. Le finestre con

rapporto STA/LTA compreso tra 0,5 e 2 sono considerate rumore stazionario e utilizzate per il calcolo dell'HVSR (Figura 6.9).

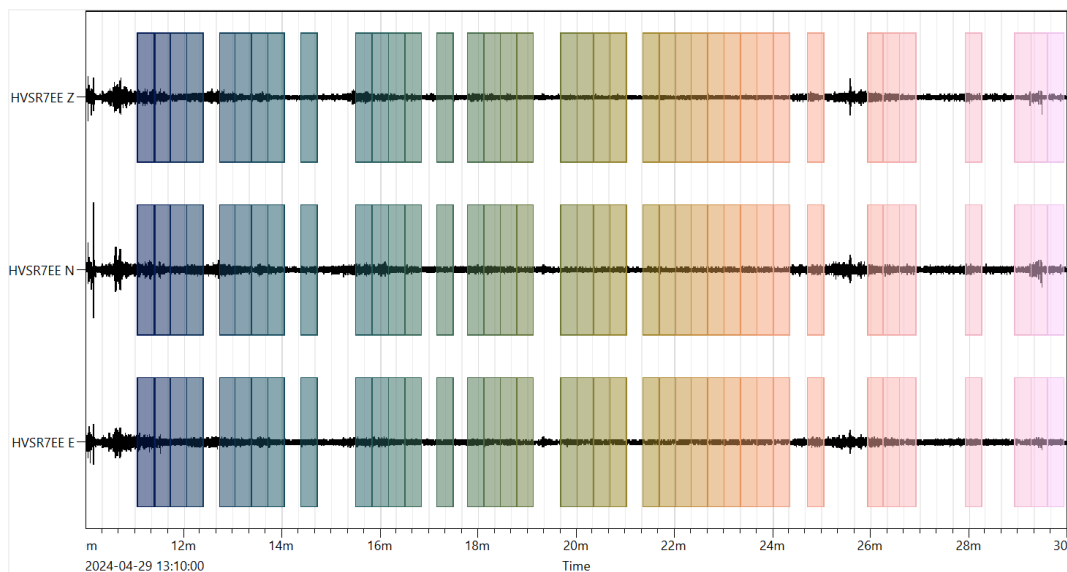


Figura 6.9: Esempio di segnale registrato suddiviso in finestra da 20 sec. con pulizia effettuata nel dominio del tempo

Per ogni finestra temporale utilizzata, gli spettri di ampiezza di Fourier di tutte le componenti sono state smussate con un filtro a finestra triangolare settato al 10%, prima di dividere la media quadratica degli spettri di ampiezza orizzontale per quella verticale. Il software in questione ha permesso inoltre una pulizia del segnale nel dominio frequenza, eliminando gli eventuali spettri HV outlier legati a parti di segnale ad ampiezze basse e quindi impossibili da eliminare nel dominio del tempo come fatto e definito da uno studio di Dal Moro et al. (2022), ottenendo l'elaborazione finale mostrata in figura 6.10 come esempio.

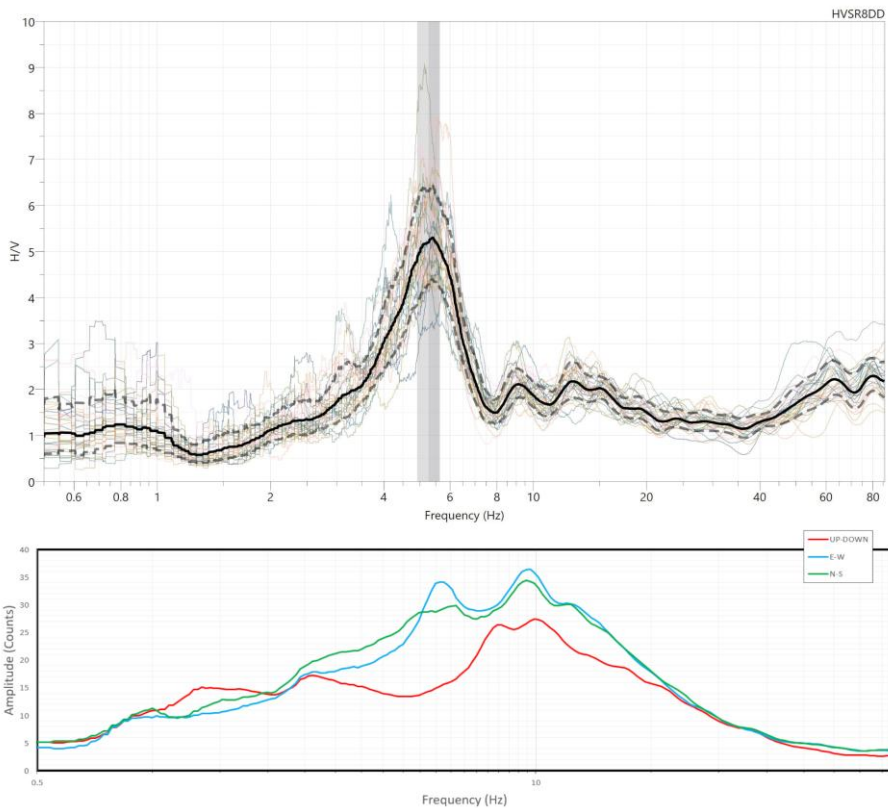


Figura 6.10: Esempio di risultato finale ottenuto, spettro H/V in alto con relativo andamento delle 3 componenti in basso

Nella figura 6.10 è rappresentata la curva media del rapporto spettrale H/V (linea nera continua), accompagnata dalle curve di confidenza (linee grigie tratteggiate), ottenute moltiplicando e dividendo il valore medio del rapporto H/V per la deviazione standard calcolata sulle singole curve H/V. Sono inoltre riportate le curve H/V relative a ciascuna finestra, rappresentate con diverse colorazioni, nonché una banda grigia che evidenzia la frequenza fondamentale “ f_0 ” della curva

H/V. Nella stessa figura vengono riportati in basso gli spettri delle relative 3 componenti (Up-Down, E-W e N-S).

6.2.3. RILIEVI GNSS

I rilievi GNSS per determinare l'ubicazione delle indagini eseguite nell'ambito del lavoro di tesi sono stati effettuati durante le acquisizioni MASW, per rilevare i punti di inizio e fine stesa geofonica, mentre per rilevare i punti, ove sono state effettuate le misure di rumore ambientale (HVSR), il rilievo è stato effettuato in due giornate successive e differenti, in funzione della disponibilità della strumentazione fornita.

Sebbene non tutti i punti ove fatte le misure HVSR siano stati rilevati a causa di limitazioni temporali e logistiche; si è cercato di coprire il maggior numero possibile di siti. In alcune aree del centro urbano, infatti, si è riscontrata l'assenza di segnale o l'impossibilità di accesso, in quanto il sito di Pompei è spesso soggetto a continui cambiamenti dovuti a lavori di manutenzione, riprese per documentari ecc.

Il rilievo è stato condotto prestando particolare attenzione alla georeferenziazione della maggior parte dei punti ove sono state fatte le indagini integrative, compatibilmente con le condizioni sul campo. Per l'acquisizione dei dati sono state utilizzate due antenne GNSS differenti (Tab. 6.5; Figura 6.11a e 6.11b): nella giornata del 25/06/2024 è stata impiegata un'antenna Geomax Zenith 35 Pro, mentre il 16/07/2024 si è utilizzata un'antenna GeoSurvey E100. In Tab. 6.5 sono riportati tutti i punti rilevati, corredati dalle relative coordinate e quote, espresse nel sistema di riferimento WGS 84 / UTM zona 33N (EPSG: 32633), si segnala che i punti di inizio e fine MASW sono già stati mostrati in Tab. 6.2 per tanto non verranno

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

considerati, mentre in figura 6.12 si riportano la totalità dei punti rilevati con rilievo GNSS. Sempre nella tabella mostrante i punti rilevati è doveroso segnalare che i punti denominati:

- Average 6B-B 5B-B
- Average 6B-B 7B-B
- 5A_A
- 3C

Sono spostati rispetto alla posizione reale dell'indagine in quanto i punti al momento del rilievo erano inaccessibili.



Figura 6.11: Rilievo dei punti con le 2 antenne usate, Geomax Zenith 35 Pro a), GeoSurvey E100 b)

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Tab. 6.5 – Tabella riassuntiva dei punti HVSR rilevati e riferiti rispetto al sistema di riferimento WGS 84 33N EPSG “32633”

Sigla	X-Est WGS 84	Y-Nord WGS 84	Quota m s.l.m.
INTA-A	456849.8	4510951	13.356
1F-F	456271.5	4511297	40.805
1G-G	456216.5	4511316	42.155
2G-G	456262.4	4511355	41.665
1A-A	456925.3	4510974	10.591
3B-B	456775.4	4511061	22.372
4C-C	456675.1	4511143	28.238
3C-C	456612.8	4511121	31.755
5C-C	456771.7	4511250	30.594
4B-B	456917.5	4511166	24.135
Average 6B-B 5B-B	457051.6	4511235	23.888
3C	457196.9	4511069	17.381
3A-A	457144.8	4511153	19.914
4A-A	457205.6	4511238	19.353
5A-A	457400.5	4511239	12.433
Average 6B-B 7B-B	457184.8	4511309	23.931
8B-B	457297	4511390	20.034
3F-F	456406	4511356	38.765
2F-F	456348.7	4511322	41.027
3G-G	456395.8	4511434	40.546
4F-F	456479.4	4511405	38.883
Stab3-3	456611.7	4511316	32.717
1D-D	456413.6	4511136	37.927
1E-E	456336.3	4511206	38.186
2E-E	456393.6	4511235	39.445
2D-D	456504.2	4511233	34.483
3E-E	456461.6	4511292	36.157
3D-D	456589.1	4511226	33.562
4D-D	456676	4511291	32.513
5E-E	456618.1	4511387	34.05

Sigla	X-Est WGS 84	Y-Nord WGS 84	Quota m s.l.m.
5D-D	456732.8	4511326	32.575
6D-D	456794.5	4511377	31.774
6E-E	456756.8	4511439	34.045
7D-D	456867.4	4511457	29.229
9D-D	456970.9	4511518	25.947
10D-D	457002.7	4511535	25.492
1C-C	456395.8	4511006	33.553
2C-C	456520.2	4511051	32.806
1B-B	456594.3	4510975	33.693
2B-B	456684.5	4510981	29.162

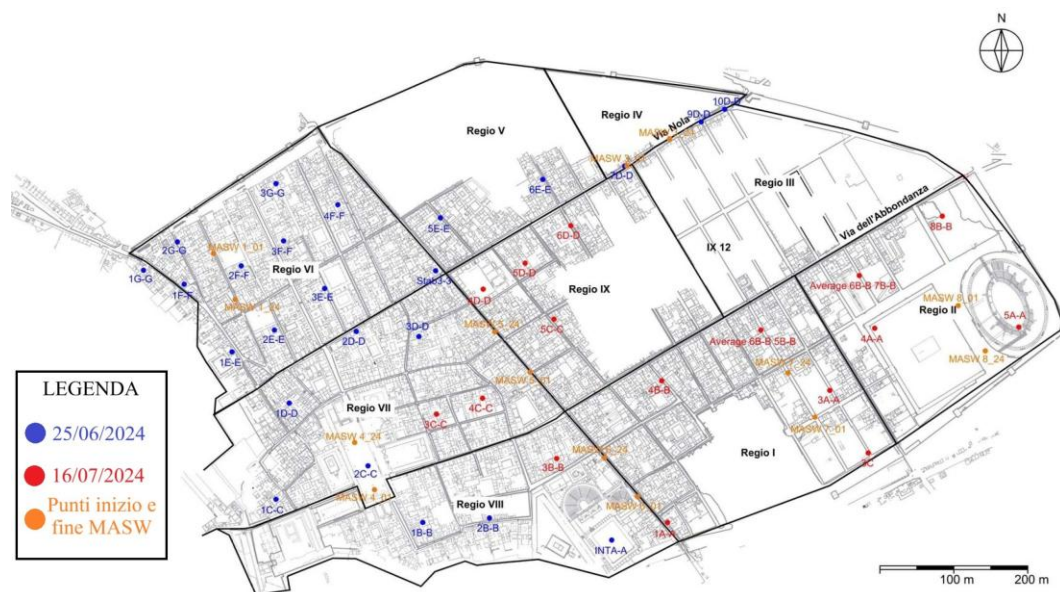


Figura 6.12: Punti rilievo GNSS effettuati nei punti di inizio e fine stese MASW durante le fasi di acquisizione e punti acquisiti nelle giornate del 25 giugno e 16 luglio 2024

6.2.4. VIDEO ISPEZIONE DEI POZZI ANTICHI

Le indagini video-ispettive sono state condotte all'interno di antichi pozzi di epoca romana, con l'obiettivo di individuare, ove possibile, la profondità del contatto tra le lave di base e i terreni di copertura, nonché di ricostruire, laddove già visibile, la stratigrafia dei terreni di copertura nelle aree precedentemente scavate.

L'ispezione è stata eseguita mediante l'utilizzo di una telecamera per pozzi, al fine di ottenere una documentazione video da analizzare e interpretare successivamente.

A causa delle condizioni strutturali o dell'occlusione di diversi pozzi (riempiti, sigillati o a rischio di crollo), è stato possibile effettuare l'indagine su un numero limitato di essi. In totale, sono stati esplorati tre pozzi, le cui caratteristiche principali sono riportate in Tab. 6.6.

Tab. 6.6 – Tabella riassuntiva delle specifiche dei pozzi antichi ispezionati

Data	Strumentazione Usata	Sigla Pozzo	Profondità (m)
28/05/2024	Telecamera per pozzi	Pozzo 1	34
		Pozzo 2	6
		Pozzo 3	5

Le indagini mediante telecamera da pozzo sono state effettuate utilizzando un sistema di video-ispezione SGS-CMP3610 (Figura 6.13). Tale strumentazione è composta da un'unità centrale di controllo (PC) connessa a un modulo di raccolta dati, a sua volta collegato alla telecamera video vera e propria.



Figura 6.13: Strumentazione SGS-CMP3610 usata per la video ispezione dei pozzi antichi

Mediante questo sistema sono stati indagati i pozzi presenti in figura 6.14.



Figura 6.14: Ubicazione dei pozzi antichi indagati

6.3 RISULTATI DELLE INDAGINI INTEGRATIVE

Le indagini condotte, finalizzate alla caratterizzazione sismostratigrafica e geotecnica dell'area, hanno consentito di ottenere informazioni utili alla ricostruzione della geometria del bedrock e della topografia, nonché alla definizione dei profili di velocità delle onde di taglio (V_s) alle diverse profondità.

6.3.1. MASW

Le indagini MASW condotte nelle 8 aree di studio della città antica hanno prodotto risultati significativi, evidenziando variazioni nelle proprietà meccaniche del sottosuolo. I profili di velocità delle onde di taglio (V_s) ottenuti sono utili poiché permettono di individuare le velocità da associare ai vari terreni coinvolti, per le analisi di risposta sismica locale.

La seguente sezione espone la descrizione di ogni singolo profilo di V_s e ne analizza la coerenza con i dati stratigrafici derivanti da sondaggi (ove presenti) e indagini geotecniche/geofisiche preesistenti; a supporto di ogni indagine si mostrano 2 curve di dispersione estratte, il confronto tra la curva di dispersione sperimentale e teorica e l'andamento del profilo di V_s ottenuto.

6.3.1.1. Indagine MASW n°1

L'indagine MASW (Figura 6.15) condotta nella prima area di studio, in particolare nella porzione Nord Occidentale della città, antica ha rilevato un andamento crescente della velocità delle onde superficiali con la profondità. I dati

acquisiti mostrano una velocità delle onde compresa tra 170 e 190 m/s nel primo metro di profondità, porzione superficiale caratterizzata generalmente da un’alternanza di livelli cineritici e paleosuoli di epoca preistorica. A profondità superiori, la velocità delle onde passano a 300 m/s e aumentano progressivamente fino a 900 m/s. Lo stacco di velocità da circa 180 m/s fino a 300 m/s è imputabile al passaggio tra i terreni di copertura e le lave di base che costituiscono i bedrock geologico della città antica che, superficialmente si presenta alterato e via via in profondità diventa più compatto arrivando di fatto a velocità di oltre 800 m/s.

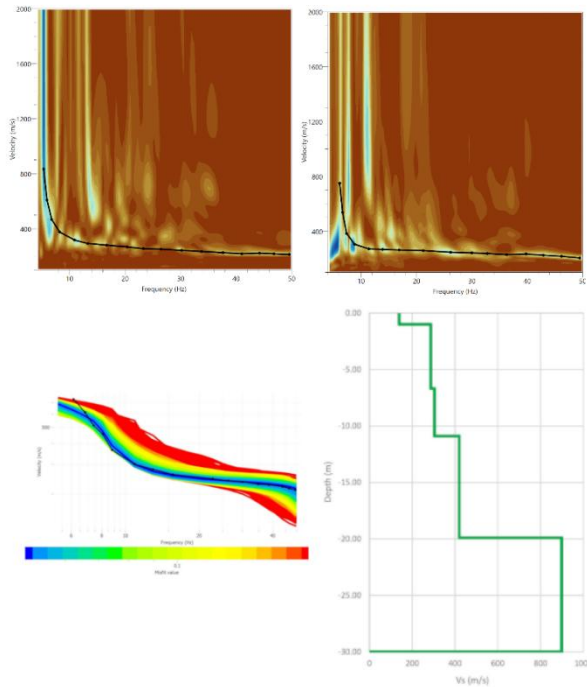


Figura 6.15: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto

6.3.1.2. Indagine MASW n°2

L'indagine MASW (Figura 6.16) condotta nella porzione centro orientale al di sopra del pianoro in corrispondenza della Regio III, presenta un profilo di Vs con una maggiore eterogeneità rispetto alla prima indagine. Nella porzione superiore nel primo metro di profondità, i terreni presentano una velocità intorno ai 90 m/s, suggerendo la presenza di materiali incoerenti, queste velocità sono per l'appunto amputabili alla presenza delle ceneri (ash flow del 79 d.C.) e al successivo pacco di pomici sciolte immediatamente sotto (fall out di Pomici 79 d.C.) con velocità comprese tra 190 e 220 m/s fino a 5 m di profondità. Oltre i 5 metri di profondità si osserva un netto incremento della velocità delle onde di taglio, fino a 330 m/s circa fino a 9 m di profondità, evidenziando pertanto un passaggio verso terreni più rigidi ascrivibili ai livelli cineriti e paleosuoli di epoca preistorica, caratterizzati da un'inversione di velocità a profondità maggiori tra 9 e 11.5 m di profondità. Al di sotto di 11.5 m a velocità di oltre 750 m/s indicando per tanto la presenza materiali più compatti ascrivibili alle lave di base. Le velocità mostrate dal profilo della MASW n° 2 sono state confrontate con le velocità ricavate da una Down Hole effettuata a circa 70 m di distanza, inoltre dalla presenza dei sondaggi vicini è stato possibile associare alla variazione di velocità del profilo le litologie presenti.

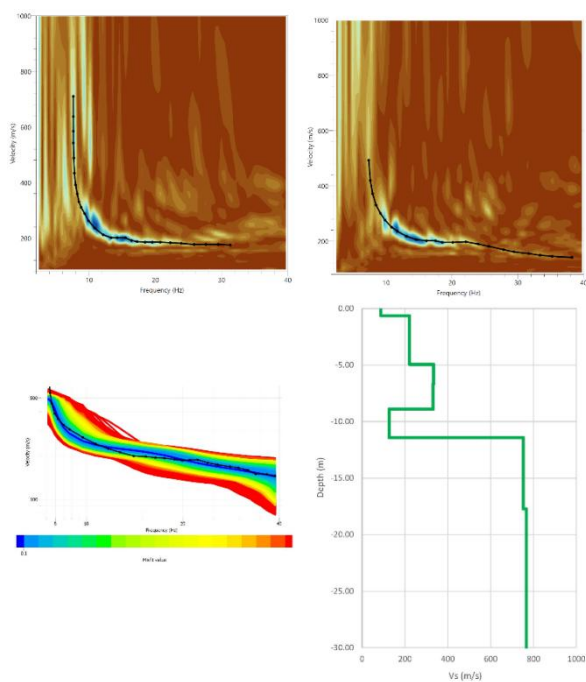


Figura 6.16: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto

6.3.1.3. Indagine MASW n°3

La terza indagine MASW (Figura 6.17), effettuata nella parte nord occidentale della città in corrispondenza di Via di Nola, presenta un profilo Vs nella porzione superficiale con velocità intorno ai 140 m/s nei primi 4 m di profondità, caratterizzando l'alternanza di livelli cineritici e paleosuoli di epoca preistorica presente nei primi metri. A partire dai 4 m fino ai 30 m di profondità le velocità passano da 460 m/s a 700 m/s e fino 890 m/s. Il passaggio alle velocità più alte è legato alla presenza delle lave di base, come suggerito dal sondaggio posto in vicinanza.

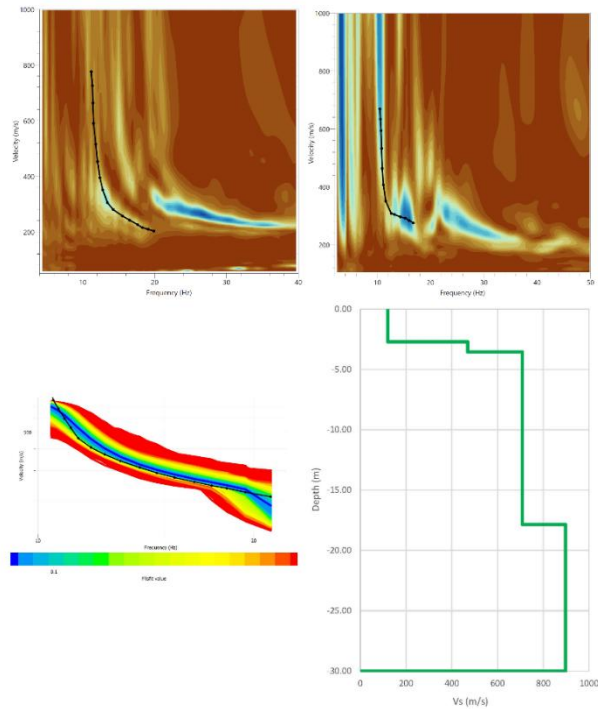


Figura 6.17: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto

6.3.1.4. Indagine MASW n°4

Nella quarta indagine MASW (Figura 6.18), effettuata in corrispondenza del Foro, i risultati indicano un profilo di Vs le cui velocità delle onde di taglio presentano un valore intorno ai 210 m/s nei primi 4 m di profondità e successivamente passano a 350 m/s fino a 850 m/s a 30 m di profondità suggerendo anche in questo caso la presenza di un substrato rigido le cui proprietà meccaniche aumentano gradualmente con la profondità. In questa area non si hanno a

disposizione dei sondaggi nelle vicinanze, solamente un trench archeologico superficiale che evidenzia la presenza di paleosuoli in superficie.

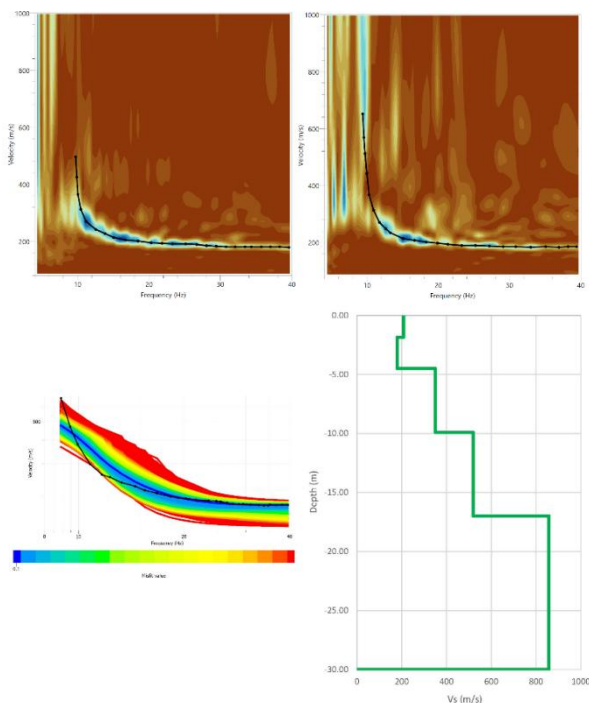


Figura 6.18: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto

6.3.1.5. Indagine MASW n°5 e 6

Le indagini MASW n°5 e 6 (Figura 6.19 e 6.20), eseguite lungo via Stabiana, mostrano risultati molto simili, come prevedibile dato che le due prove sono state effettuate praticamente una accanto all'altra (figura "d"). I profili di velocità evidenziano un incremento graduale con la profondità: dalla superficie e fino a 1,2 m di profondità i valori si aggirano intorno ai 180 m/s, per poi salire a circa 350 m/s e raggiungere i 1000 m/s a 20 metri di profondità, mantenendosi su questi valori fino

ai 30 metri. Non avendo la disponibilità nelle immediate vicinanze di sondaggi o saggi archeologici, non è possibile associare con certezza le velocità rilevate alle litologie presenti nell'area.

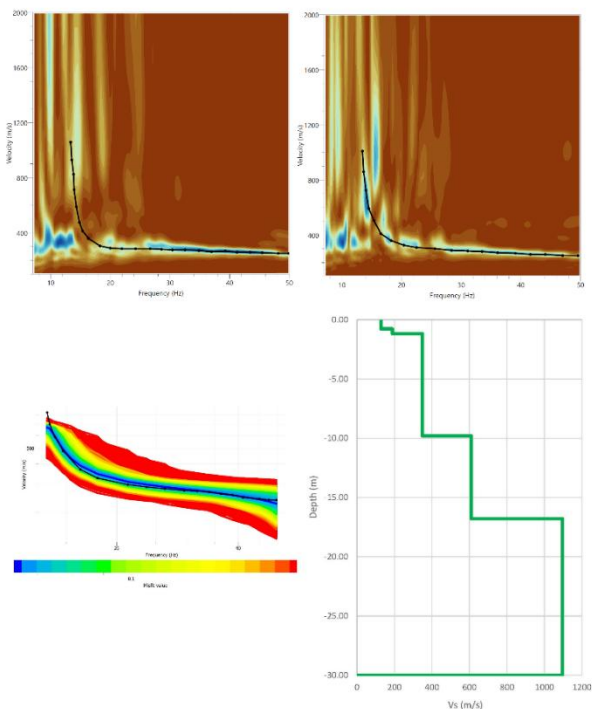
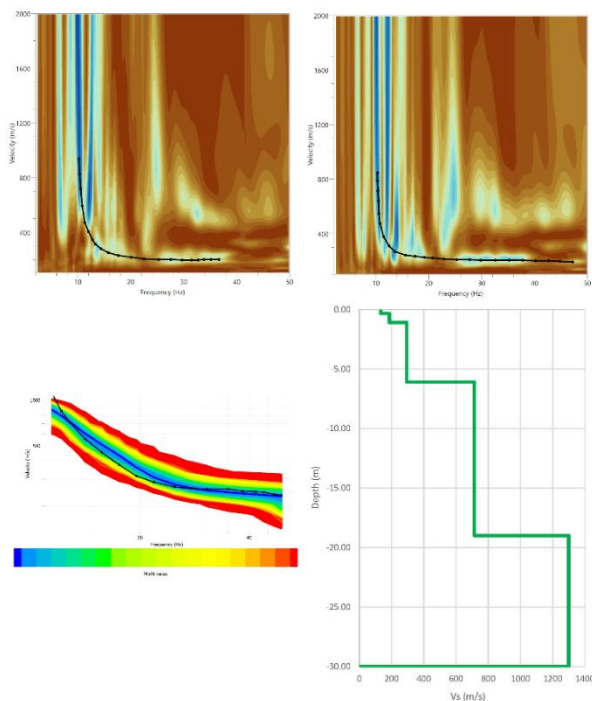


Figura 6.19: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto (MASW 5)



6) **Figura 6.20:** Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto (MASW)

6.3.1.6. Indagine MASW n°7

L'indagine MASW (Figura 6.21) effettuata nella parte sud della città, parallelamente al vicolo Orto dei Fuggiaschi, presenta un profilo di Vs con velocità che aumenta gradualmente con la profondità, da 125 m/s circa dalla superficie fino a una profondità di circa 2.3 m. seguito da un aumento graduale delle velocità passando da 310 m/s da 2.3 m fino a 5.8 m di profondità arrivando a 1000 m/s a 30m di profondità. La presenza di un trench archeologico, segnalato dalla microzonazione

sismica di livello 1 (Amato et al., 2022) nelle vicinanze, segnala uno spessore dei terreni di copertura di 2 m al di sopra del basamento.

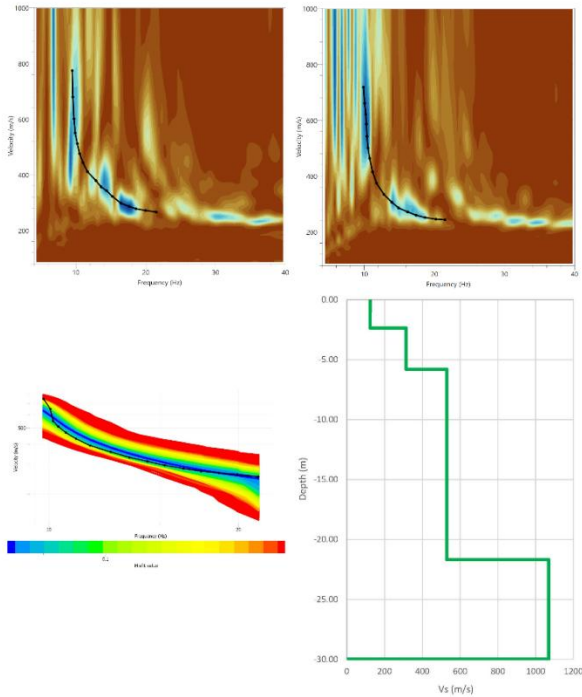


Figura 6.21: Spettri di dispersione e modello finale di V_s estratto

6.3.1.7. Indagine MASW n°8

L'ottava MASW (Figura 6.22), eseguita in prossimità dell'Anfiteatro, mostra un profilo di velocità che nei primi 2.9 m presenta valori di velocità V_s intorno ai 170/180 m/s, compatibili con i terreni di copertura. A partire da circa 3 m fino a 5.5 m di profondità si osserva un netto incremento, con valori che raggiungono i 500–600 m/s, fino ad arrivare intorno ai 1000–1100 m/s già tra i 18 e i 20 metri di profondità. Questi valori si mantengono sostanzialmente costanti fino ai 30 m,

indicando la presenza di un substrato rigido che si attesta intorno ai 2 m di profondità circa come indicato dallo studio di Microzonazione Sismica di livello I (Amato et al., 2022).

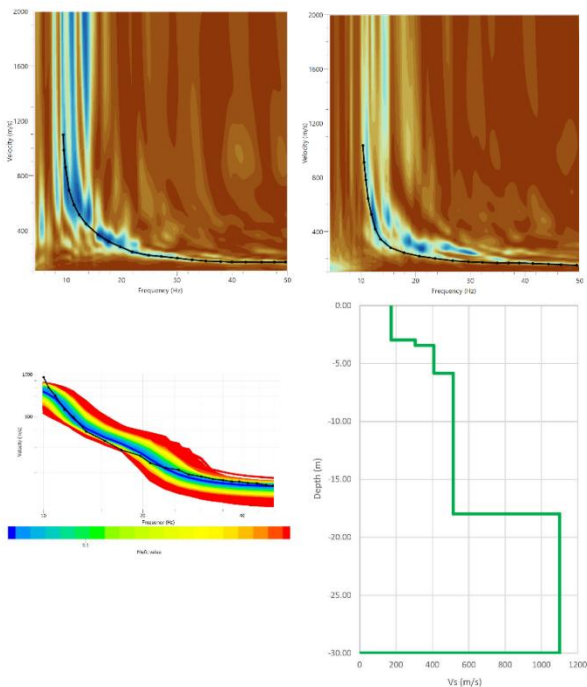


Figura 6.22: Spettri di dispersione e modello finale di Vs estratto

I risultati complessivi delle indagini MASW evidenziano una significativa variabilità nelle caratteristiche dinamiche del sottosuolo nelle otto aree analizzate. Le indagini eseguite nelle zone già scavate (tutte tranne la MASW n°2) mostrano strati superficiali con spessori variabili tra 2 e 6 m, caratterizzati da velocità delle onde di taglio relativamente basse, in media intorno ai 200 m/s. Questi valori descrivono i terreni di copertura, costituiti sia da riporti naturali e artificiali anteriori al 79 d.C., sia dall'alternanza di livelli piroclastici e paleosuoli. Al di sotto, in

corrispondenza delle lave, si osserva invece un incremento progressivo delle velocità con la profondità.

Va comunque sottolineato, come già evidenziato in precedenza, che per motivi logistici e per i vincoli archeologici non è stato possibile eseguire carotaggi e indagini Down Hole, che avrebbero rappresentato la metodologia più adeguata a ricavare informazioni stratigrafiche (litologie presenti e spessori) e valori di “Vs”. Si è quindi ricorso a indagini indirette di tipo MASW per ricavare i soli valori di velocità “Vs”, le quali, pur fornendo risultati significativi, presentano alcune limitazioni tipiche di queste metodologie. Anche in caso di corretta interpretazione, infatti, la soluzione ottenuta dai processi di inversione non è mai unica; inoltre, in assenza di dati stratigrafici di supporto, le elaborazioni devono essere condotte con cautela. Un’ulteriore criticità riguarda i graduali incrementi di velocità, che possono essere restituiti come passaggi netti, soprattutto alle maggiori profondità, producendo così una rappresentazione semplificata rispetto alla condizione reale. Nonostante tali limitazioni, i profili di V_s ottenuti evidenziano una marcata variabilità laterale delle velocità, suggerendo indirettamente un assetto stratigrafico di Pompei caratterizzato da una notevole eterogeneità orizzontale.

6.3.2. HVSR

Le 83 misure di rumore ambientale sono state eseguite durante l’anno 2024/2025 in 3 distinti periodi, in particolare 9 delle 83 misure sono state eseguite sui pianori, mentre le restanti misure su tutte le aree già scavate della città antica.

La descrizione e la successiva interpretazione delle curve H/V richiede determinati target e conoscenze sintetizzabili in 3 punti cardine:

- 1° PUNTO - Per essere considerata statisticamente valida, la curva H/V deve mostrare una bassa deviazione standard (indicata dalla linea nera tratteggiata) rispetto all'andamento medio (linea nera continua). Questo risultato è strettamente collegato alla qualità del segnale utilizzato durante la fase di elaborazione.
- 2° PUNTO - La curva H/V deve essere sempre analizzata insieme agli spettri delle componenti orizzontali e verticali. Quando si individua un picco nella curva H/V, identificativo di una frequenza di risonanza di sito, a quella stessa frequenza si osserva nello spettro delle componenti un minimo dello spettro della componente verticale rispetto a quelle orizzontali, generando una caratteristica forma "a occhio" nello spettro delle componenti, ciò risulta un chiaro segnale di risonanza legata alla stratigrafia (Albarello e Castellaro, 2012).
- 3° PUNTO - Quando lo spettro H/V si trova per un ampio spettro di frequenze al di sotto del rapporto 1, si è in presenza di un'inversione di velocità. Ciò è indicativo di una stratigrafia ove è presente uno strato meno rigido sottostante uno strato più rigido. Un'inversione di velocità influenza le componenti spettrali orizzontali, lasciando invece la componente verticale quasi inalterata (Castellaro e Mulargia, 2009; Albarello e Castellaro, 2012).

6.3.2.1. Misure eseguite sui pianori

Dall'analisi degli spettri H/V (come l'esempio in figura 6.23), si osservano chiaramente un picco dominante in un intervallo di frequenza compreso tra 5 Hz e 6 Hz per le misurazioni eseguite nelle Regio III, IV, V e IX, situate a nord della città

antica. La misurazione condotta invece nella Regio I, a sud, presenta un picco a una frequenza più alta, pari a 9 Hz. Questo picco principale è consistente in tutte le misurazioni e la sua forma risulta ampia e ben definita, con una bassa deviazione standard. La bassa deviazione standard, come definito prima, è un indicatore cruciale della validità statistica dei dati, confermando che il segnale non è influenzato da disturbi casuali ma riflette una caratteristica intrinseca del sito.

La frequenza a cui si manifesta questo picco, che varia tra i 5/6 Hz nelle aree settentrionali e i 9 Hz in quella meridionale, è in accordo con l'ipotesi di una risonanza tra i depositi di pomici e ceneri del 79 d.C. e i terreni pre-eruzione di Pompei. Le pomici, essendo materiali sciolti e poco rigidi, creano un significativo contrasto di impedenza sismica con i terreni sottostanti più compatti e rigidi. Questa differenza crea un forte contrasto di impedenza generando la risonanza stratigrafica osservata.

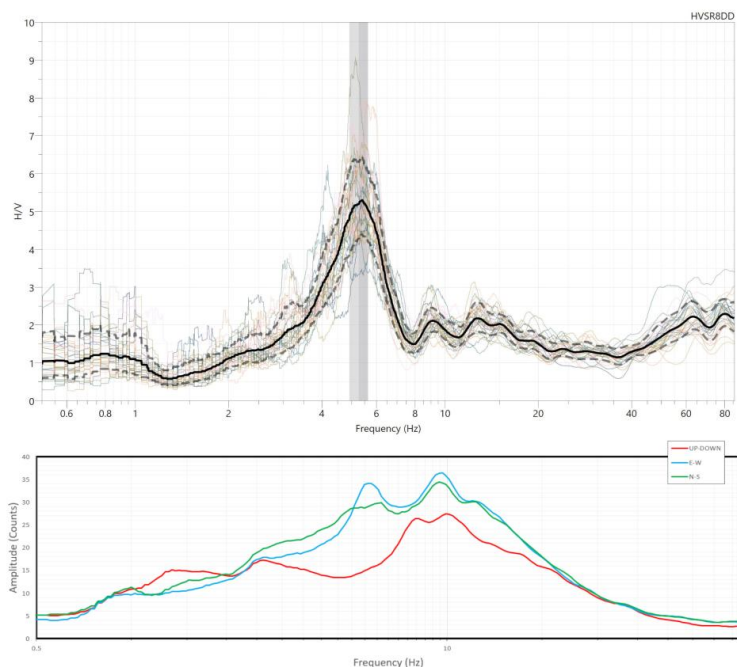


Figura 6.23: Esempio di spettro H/V ricavato dall’elaborazione della misura HVSR 8D_D eseguita sul pianoro in corrispondenza della Regio III.

6.3.2.2. Misure eseguite nelle aree già scavate

L'analisi degli spettri HVSR acquisiti nelle zone già scavate della città antica, rivela un quadro notevolmente diverso rispetto a quanto visto nei pianori. L'assenza dei potenti strati di pomici e ceneri dell'eruzione del 79 d.C., rimossi durante gli scavi, ha un impatto diretto sulla risposta del terreno in superficie, generando degli spettri HV molto più “variegati” e ricchi di dettagli che rispecchiano le condizioni stratigrafiche locali.

Considerando il contesto ove sono state effettuate le misurazioni, talvolta con presenza di disturbi legata ai turisti in zona o la stessa presenza delle strutture murarie

antiche molto ravvicinate, che possono recare una modifica del segnale registrato, le misure mostrano comunque una deviazione standard accettabile e nel contesto generale condividono dei caratteri comuni.

Prendendo in considerazione 2 misure esempio (Figura 6.24) si possono notare diverse caratteristiche ricorrenti:

- 1° - A frequenze oltre i 60 Hz si evince un picco oltre il rapporto di 2 nella quasi totalità degli spettri.
- 2° - A frequenze comprese tra 3.5 e 15 Hz si manifesta un picco di natura stratigrafica, come evidenziato dallo spettro delle componenti immediatamente sotto ad ogni misura (si evince la tipica forma ad “ad occhio” nelle componenti spettrali).
- 3° - Alla frequenza compresa tra 0.5/1 e 3 Hz in tutti le misure si nota un abbassamento del rapporto H/V con valori che si attestano al di sotto 1.

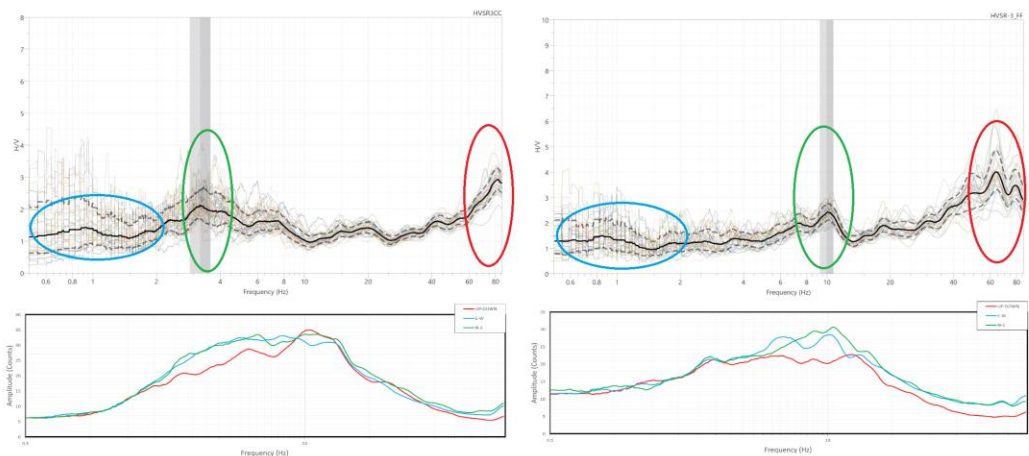


Figura 6.24: Spettri esempio delle misure HVSR 3C_C e HVSR 3F_F

I caratteri comuni individuati negli spettri possono essere ricondotti a tre differenti condizioni.

Il picco osservato oltre i 60 Hz, presente in quasi tutte le misure effettuate all'interno delle domus, è interpretabile come l'effetto del contrasto di impedenza superficiale tra i suoli rimaneggiati (che presentano uno spessore di qualche decimetro) posti al di sopra delle pavimentazioni.

Il picco compreso tra 3.5 e 15 Hz risulta invece associato a contrasti stratigrafici del sottosuolo, in particolare al contatto tra le lave di base e i terreni di copertura della città antica; questa interpretazione è supportata dalle ricostruzioni stratigrafiche derivate da sondaggi geognostici e dalle indagini pregresse effettuate.

Infine, l'abbassamento della curva HV al di sotto del valore di 1, per frequenze comprese tra 0.5 e 3 Hz, è attribuibile a condizioni stratigrafiche più profonde.

Nel complesso, l'analisi di tutti gli spettri mostra che le variazioni in termini di frequenza del picco fondamentale, presente tra 3.5 e 15 Hz, riflettono le eterogeneità stratigrafiche laterali tipiche dell'abitato antico di Pompei. Tali variazioni sono principalmente legate alle variazioni di spessori dei terreni di copertura, già evidenziati nello studio di Amato et al. (2022), e che spiegano la variazione in termini di frequenza del picco fondamentale riscontrata tra i vari punti di misura.

6.3.3. Rilievi GNSS

I rilievi GNSS eseguiti nell'area di studio hanno rappresentato un passaggio fondamentale per integrare e arricchire il modello topografico già disponibile e

fornito dal Parco Archeologico di Pompei, costituito da 89 punti rilevati con stazione totale e di cui si riporta ubicazione e dato rispettivamente in Figura 6.25 e Tab. 6.7.



Figura 6.25: Punti quotati da rilievo topografico forniti dal Parco Archeologico di Pompei

Tab. 6.7 – Tabella riassuntiva dei punti topografici (Parco Archeologico di Pompei)

Numero progressivo dei punti	X-Est WGS 84	Y-Nord WGS 84	Quota m s.l.m.
1	456191.781	4511340.849	39.607
2	456217.947	4511328.327	41.828
3	456266.275	4511345.719	41.551
4	456359.383	4511452.282	43.555
5	456480.25	4511433.203	39.469
6	456468.826	4511517.509	46.739
7	456446.791	4511514.197	43.74
8	456690.873	4511603.725	39.16
9	456870.475	4511584.098	32.126
10	456970.978	4511571.317	26.472
11	456688.116	4511346.47	32.57
12	456737.918	4511377.244	31.863

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Numero progressivo dei punti	X-Est WGS 84	Y-Nord WGS 84	Quota m s.l.m.
13	456778.947	4511403.201	31.405
14	456812.263	4511420.564	30.871
15	456908.059	4511480.415	28.046
16	457009.483	4511538.007	25.571
17	457044.518	4511561.247	20.069
18	457080.09	4511563.133	23.609
19	457194.906	4511533.533	22.581
20	457259.704	4511489.442	25.144
21	457344.831	4511456.97	21.904
22	457257.41	4511404.856	20.325
23	457163.476	4511346.881	22.48
24	457098.849	4511306.727	22.955
25	457035.695	4511268.273	24.003
26	456969.488	4511233.971	24.663
27	456899.131	4511191.831	25.705
28	456843.481	4511160.771	25.845
29	456787.64	4511124.633	24.527
30	456759.326	4511256.059	30.319
31	457469.449	4511230.44	20.025
32	457512.848	4511268.172	10.36
33	457383.572	4511121.758	19.249
34	457235.573	4511178.939	19.866
35	457149.707	4511227.549	20.671
36	457191.605	4511153.241	18.558
37	457235.284	4511082.416	15.506
38	457312.096	4511051.762	12.607
39	457259.815	4511035.536	10.588
40	457177.91	4511033.088	21.587
41	457017.053	4511153.644	20.511
42	456943.375	4511137.35	21.261
43	456935.542	4511057.67	19.83
44	457022.031	4510950.088	17.493
45	456955.81	4510930.837	8.623
46	456944.245	4510945.72	14.831
47	456892.015	4510999.059	13.066
48	456868.465	4511026.667	15.773
49	456830.74	4511071.092	20.448
50	456806.861	4511059.368	21.294
51	456925.796	4510907.981	13.513
52	456883.467	4510910.672	14.93
53	456814.562	4510943.536	22.871
54	456785.137	4510976.14	23.507
55	456753.171	4511023.212	23.657
56	456740.528	4511017.494	23.913
57	456648.048	4510962.077	32.253
58	456584.571	4510935.256	34.065
59	456306.495	4511261.764	39.374
60	456351.81	4511257.158	40.215
61	456419.122	4511298.052	37.768
62	456483.705	4511337.207	36.467

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Numero progressivo dei punti	X-Est WGS 84	Y-Nord WGS 84	Quota m s.l.m.
63	456516.186	4511356.221	35.418
64	456564.97	4511385.453	34.607
65	456627.452	4511314.934	32.505
66	456524.212	4511250.371	33.962
67	456460.258	4511210.698	35.453
68	456412.373	4511182.434	37.51
69	456345.476	4511199.327	38.36
70	456652.918	4511189.806	29.951
71	456572.281	4511176.898	32.849
72	456486.537	4511150.447	35.029
73	456459.105	4511132.404	36.013
74	456412.613	4511094.587	34.924
75	456374.623	4511055.077	32.531
76	456290.009	4511041.402	14.153
77	456587.148	4511135.132	32.022
78	456404.391	4511015.919	33.567
79	456641.569	4511107.013	28.695
80	456717.912	4511084.458	24.934
81	456661.538	4511070.026	27.129
82	456611.788	4511053.279	29.728
83	456544.984	4511029.082	32.919
84	456505.383	4511022.08	33.288
85	456528.496	4510993.715	33.071
86	456424.682	4510990.461	32.323
87	456389.456	4510967.869	33.098
88	456437.011	4510938.67	33.192
89	456335.245	4510954.56	21.649

L'acquisizione di un numero maggiore di punti quotati ha infatti consentito di affinare la ricostruzione dell'andamento altimetrico dell'area, garantendo una maggiore precisione nella modellazione dei dati.

Nel dettaglio, sono stati eseguiti 56 rilievi GNSS nei punti di inizio e fine delle stese geofoniche utilizzate per le indagini MASW e in metà di tutti i punti interessati dalle indagini HVSR. Questo approccio ha consentito di ottenere un riferimento topografico aggiornato, permettendo di attribuire le quote ai risultati delle indagini. In tal modo, ad esempio, la determinazione della profondità dei principali contrasti di impedenza (analizzati nel capitolo successivo) è stata riferita a

un sistema di quote coerente, basato su un modello topografico più denso e dettagliato.

Il modello topografico finale (Figura 6.27) è il risultato di tutti i 149 punti quotati presenti nelle aree già scavate (Figura 6.26) e derivanti da:

- 89 Punti topografici forniti dal parco archeologico di Pompei
- 54 Punti GNSS rilevati per le indagini integrative nelle aree già scavate
- 6 Punti quotati dei microcarotaggi in Casa Nozze Argento e dei sondaggi eseguiti in Casa Casti Amanti

La creazione del modello ha tenuto conto delle sole aree già scavate in quanto, i fronti di scavo e i pianori, sono stati esclusi poiché caratterizzati da una geometria complessa e difficilmente modellabile attraverso procedure standard.

Tutti i punti considerati, corredati dalle rispettive coordinate e quote, sono stati importati all'interno del software Surfer – Golden Software, che ha permesso di effettuare un'interpolazione mediante metodo lineare triangolare (Triangulated Irregular Network - TIN). Il risultato di tale interpolazione è stato un grid numerico rappresentativo della topografia dell'area di studio, successivamente importato all'interno dei software QGIS e CAD per le fasi di analisi e restituzione grafica.

Questo processo ha reso possibile la costruzione di un modello altimetrico dettagliato, indispensabile non solo per l'inquadramento delle indagini geofisiche, ma anche per la comprensione delle relazioni tra i dati strumentali e il contesto topografico di Pompei.

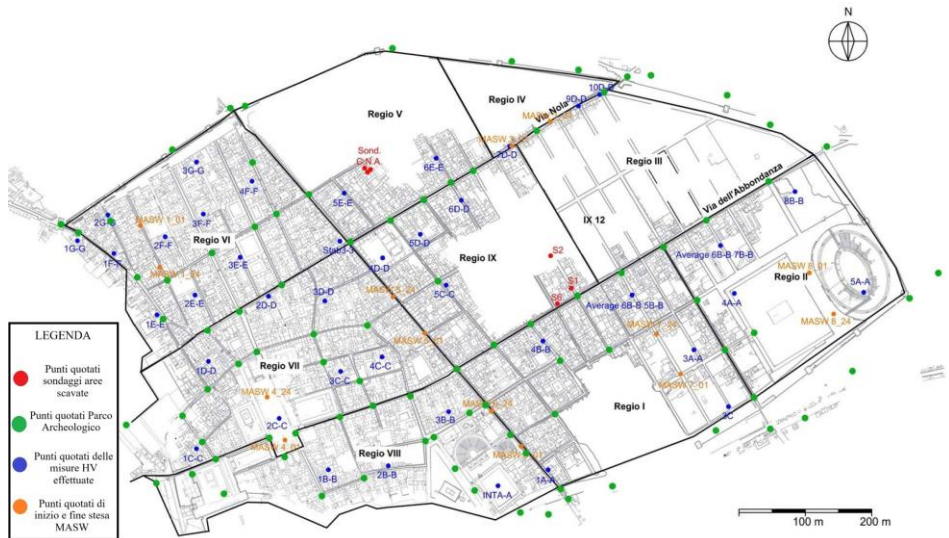


Figura 6.26: Punti costituenti il modello topografico creato

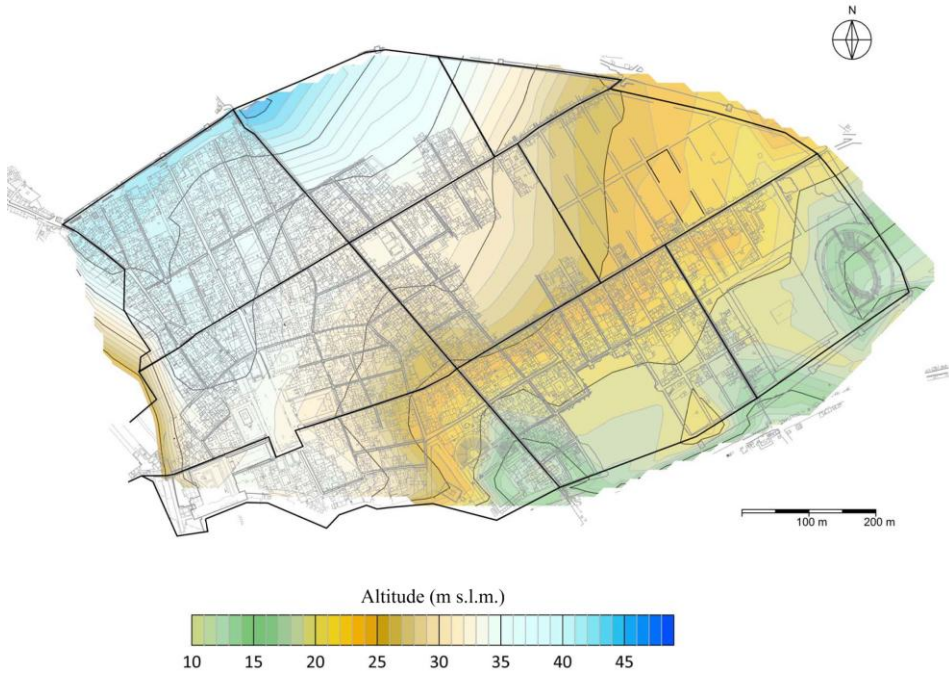


Figura 6.27: Modello topografico ottenuto per la città antica

6.3.4. VIDEOISPEZIONE DEI POZZI ANTICHI

Le video-ispezioni condotte nei pozzi e nelle vasche antiche della città di Pompei sono state realizzate a causa dell'impossibilità di effettuare indagini geognostiche dirette tramite sondaggi. L'obiettivo principale era quello di ricostruire, laddove i pozzi non risultavano rivestiti, la stratigrafia dei terreni nelle aree già oggetto di scavo, con particolare attenzione all'individuazione del limite tra le lave di base e i terreni di copertura.

In totale è stato possibile introdurre la sonda in tre strutture. Tuttavia, in due casi (Pozzo II e Pozzo III) la presenza del rivestimento in calce ha impedito la lettura delle sequenze stratigrafiche. Solo il Pozzo I, situato nella porzione settentrionale della città, si è rivelato privo di rivestimento lungo tutto il tratto esplorato, consentendo un'indagine continua fino a 35 metri di profondità. Le immagini estratte dai video, riportate nella figura 6.28, documentano le principali evidenze riscontrate durante l'ispezione.

Nonostante il numero limitato di strutture idonee all'osservazione, le informazioni ottenute risultano di notevole rilevanza. L'analisi del Pozzo I ha infatti permesso di definire la quota del limite stratigrafico tra le lave di base e i terreni di copertura nell'area settentrionale della città (Regio VI). Tale limite è stato riconosciuto a circa 3,5 metri al di sotto della quota del piano di campagna, fornendo un dato puntuale che contribuisce a migliorare la conoscenza del contesto geologico e stratigrafico dell'area di Pompei.



POZZO I

POZZO II

POZZO III

Figura 6.28: Foto indagini videoispezioni dei pozzi antichi

6.4 GEOREFERENZIAZIONE E CREAZIONE DI UN DATABASE

I nuovi dati acquisiti con le relative elaborazioni e i lavori progressi ottenuti dall'attività di raccolta documentale sono stati oggetto di un processo di georeferenziazione accurata, adottando come sistema di riferimento il sistema UTM – WGS 84, fuso 33N (EPSG:32633). Questo ha garantito l'omogeneità spaziale e la compatibilità dei dati con strumenti e banche dati cartografiche a scala nazionale. Le informazioni georeferenziate sono state integrate in ambiente GIS e CAD, con l'obiettivo di ottenere una rappresentazione spaziale dettagliata, strutturata e dinamica delle indagini esistenti, che potesse restituire con precisione l'ubicazione,

l'estensione e le caratteristiche qualitative delle singole indagini Tale operazione ha permesso non solo la visualizzazione delle informazioni in formato cartografico, ma anche la loro analisi spaziale, facilitando un'interpretazione più efficace del quadro conoscitivo disponibile.

L'elaborazione ha consentito di:

- identificare le aree a diversa densità informativa, distinguendo con chiarezza le zone ad alta concentrazione di dati da quelle scarsamente investigate;
- pianificare in modo mirato e razionale le campagne di indagine integrative, ottimizzando le risorse e massimizzando l'efficacia dei rilievi futuri;
- elaborare sezioni geologiche e modelli numerici, in linea con il contesto geologico e stratigrafico complessivo.

Un aspetto fondamentale dell'intero processo è stata la sistematizzazione delle informazioni, che ha costituito un passaggio cruciale per garantire l'interoperabilità, la confrontabilità e la tracciabilità dei dati, anche nei casi in cui questi provenissero da fonti eterogenee (pubbliche e private, accademiche e tecniche) o fossero stati redatti secondo metodologie diverse.

Per assicurare la massima trasparenza e fruibilità del lavoro svolto, è stato inoltre sviluppato un database consultabile liberamente dal parco archeologico, strutturato in modo tale da permettere interrogazioni personalizzate. Il database include metadati completi, riferimenti alle fonti originarie, coordinate geografiche, classificazioni geotecniche e geologiche, nonché documentazione allegata (relazioni, elaborati grafici, immagini).

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

Tale piattaforma informativa non rappresenta solo uno strumento di archiviazione e consultazione, ma anche una base operativa per futuri aggiornamenti, confronti inter-disciplinari e attività di modellazione avanzata. In tal modo, la raccolta e l'organizzazione delle indagini pregresse non si configurano come un'azione fine a sé stessa, ma come un processo aperto e dinamico, in grado di supportare efficacemente la conoscenza del sottosuolo e la pianificazione degli interventi successivi.

BIBLIOGRAFIA

- Albarello, D., & Castellaro, S. (2012). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. *Ingegneria sismica*, 2, 32-61.
- Amato, V., Covolan, M., Dessales, H., & Santoriello, A. (2022). Seismic Microzonation of the Pompeii Archaeological Park (Southern Italy): Local Seismic Amplification Factors. *Geosciences*, 12(7), 275.
- Angglena, M., Marzuki, M., & Hadi, A. I. (2022). Analysis of S-Wave Propagation and Resistivity Value in Porous Medium for Conjecture Potential of Groundwater in Lempuing Village, Bengkulu City. *Jurnal Penelitian Pendidikan IPA*, 8(2), 790-797.
- Asten, M. W. (1978). Geological control on the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(6), 1623-1636.
- Asten, M. W., & Henstridge, J. D. (1984). Array estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins. *Geophysics*, 49(11), 1828-1837.
- Atakan, K., Bard, P. Y., Kind, F., Moreno, B., Roquette, P., & Tento, A. (2004, August). J-SESAME: A standardized software solution for the H/V spectral ratio technique. In *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering* (pp. 1-6).
- Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis. *Proceedings of the IEEE*, 57(8), 1408-1418.
- Castellaro, S., & Mulargia, F. (2009). The effect of velocity inversions on H/V. *Pure and Applied Geophysics*, 166(4), 567-592.
- Dal Moro, G., & Panza, G. F. (2022). Multiple-peak HVSR curves: Management and statistical assessment. *Engineering Geology*, 297, 106500
- Del Monaco, F., Tallini, M., De Rose, C., & Durante, F. (2013). HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): site resonance properties vs. subsoil model. *Engineering Geology*, 158, 34-47.
- Delgado, J., Casado, C. L., Estevez, A., Giner, J., Cuenca, A., & Molina, S. (2000)a. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19-32.

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

- Delgado, J., Lopez Casado, C., Giner, J., Estevez, A., Cuenca, A., & Molina, S. (2000)b. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and applied geophysics*, 157, 1445-1462.
- de Sanctis L, Iovino M, Maiorano RMS & Aversa S (2020). Seismic stability of the excavation fronts in the ancient Roman city of Pompeii. *Soils and Foundations*, 60(4), 856-870.
- Eikmeier, C. N., Taioli, F., & Prado, R. L. (2014). Emprego do método MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) em área urbana: um estudo na cidade de São Paulo.
- Evangelista, L., d'Onofrio, A., Silvestri, F., & Santucci de Magistris, F. (2011). Un'applicazione della tecnica sperimentale MASW per il controllo del consolidamento dei terreni. XXIV Convegno Nazionale di Geotecnica.
- Garofalo, F., Foti, S., Hollender, F., Bard, P. Y., Cornou, C., Cox, B. R., ... & Yamanaka, H. (2016). InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part I: Intra-comparison of surface wave methods. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 82, 222-240.
- Gosar, A. (2007). Microtremor HVSR study for assessing site effects in the Bovec basin (NW Slovenia) related to 1998 Mw5. 6 and 2004 Mw5. 2 earthquakes. *Engineering geology*, 91(2-4), 178-193.
- Gutenberg, B. (1958). Microseisms. In *Advances in geophysics* (Vol. 5, pp. 53-92). Elsevier.
- Ibs-von Seht, M., & Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250-259.
- Imposa, S., Panzera, F., Grassi, S., Lombardo, G., Catalano, S., Romagnoli, G., & Tortorici, G. (2017)a. Geophysical and geologic surveys of the areas struck by the August 26th 2016 Central Italy earthquake: the study case of Pretare and Piedilama. *Journal of Applied Geophysics*, 145, 17-27.
- Imposa, S., Grassi, S., Fazio, F., Rannisi, G., & Cino, P. (2017)b. Geophysical surveys to study a landslide body (north-eastern Sicily). *Natural Hazards*, 86(Suppl 2), 327-343.

- Jakka, R. S., Desai, A., & Foti, S. (2022). Guidelines for minimization of uncertainties and estimation of a reliable shear wave velocity profile using MASW testing: a state-of-the-art review. *Advances in Earthquake Geotechnics*, 211-253.
- Jin, S., Meng, X., Dardanelli, G., & Zhu, Y. (2024). Multi-Global Navigation Satellite System for Earth Observation: Recent Developments and New Progress. *Remote Sensing*, 16(24), 4800.
- Kaplan, E. D., & Hegarty, C. J. (2006). *Understanding GPS: principles and applications* Second Edition. Artech house, 14-16.
- Long, M., Trafford, A., McGrath, T., & O'Connor, P. (2020). Multichannel analysis of surface waves (MASW) for offshore geotechnical investigations. *Engineering Geology*, 272, 105649.
- Martorana, R., Capizzi, P., D'Alessandro, A., Luzio, D., Di Stefano, P., Renda, P., & Zarcone, G. (2018). Contributo delle misure HVSR per gli studi di microzonazione sismica. *Annali di geofisica*, 61 (2), SE225-SE225.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
- Olafsdottir, E. A., Erlingsson, S., & Bessason, B. (2018). Tool for analysis of multichannel analysis of surface waves (MASW) field data and evaluation of shear wave velocity profiles of soils. *Canadian Geotechnical Journal*, 55(2), 217-233.
- Park, C. B., Miller, R. D., & Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3), 800-808.
- Parolai, S., Bormann, P., & Milkereit, C. (2002). New relationships between Vs, thickness of sediments, and resonance frequency calculated by the H/V ratio of seismic noise for the Cologne area (Germany). *Bulletin of the seismological society of America*, 92(6), 2521-2527.
- Poluzzi, L. (2016). Monitoraggio in continuo di strutture e del territorio mediante la tecnologia GNSS.

CAPITOLO 6

ESECUZIONE INDAGINI INTEGRATIVE

- Rahimi, S., Wood, C. M., & Teague, D. P. (2021). Performance of different transformation techniques for MASW data processing considering various site conditions, near-field effects, and modal separation. *Surveys in Geophysics*, 1-29.
- Sambridge, M. (1999). Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm—I. Searching a parameter space. *Geophysical journal international*, 138(2), 479-494.
- Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near surface geophysics*, 2(4), 211-221.
- Wathelet, M. (2008). An improved neighborhood algorithm: parameter conditions and dynamic scaling. *Geophysical Research Letters*, 35(9).

CAPITOLO 7

7 SEZIONI E MODELLO GEOTECNICO

Le indagini pregresse, costituite da sondaggi geognostici, prove penetrometriche, parametri geotecnici ricavati da prove di laboratorio e indagini geofisiche, sono state utilizzate come base di partenza e successivamente integrate da una campagna di caratterizzazione del sottosuolo più mirata e di maggiore dettaglio.

Quest'ultima ha incluso misure geofisiche HVSR e MASW, distribuite sull'intera area della città antica, così da affinare la conoscenza delle condizioni locali.

L'insieme di tutte queste informazioni ha consentito di ricostruire un modello interpretativo, necessario per l'individuazione di 4 sezioni rappresentative e per la definizione dei corrispondenti modelli geotecnici da sottoporre alle analisi di risposta sismica locale.

È opportuno precisare che, per le aree non scavate localizzate nella porzione orientale della città antica, la disponibilità di sondaggi e di studi recenti, quali de Sanctis et al. (2019; 2020), ha permesso di elaborare una sezione principale di dettaglio sviluppata lungo un tracciato orientato approssimativamente in direzione N-S e in grado di attraversare l'intera estensione della città antica.

Nelle zone invece già scavate, ovvero la parte occidentale della città, sprovvista di sondaggi e di informazioni geotecniche dirette, è stato adottato un approccio metodologico basato sull'elaborazione di una modellazione geotecnica e geofisica ottenuta dall'integrazione sinergica tra i dati geognostici pregressi e le nuove indagini geofisiche di dettaglio. Tale modello ha rappresentato lo strumento fondamentale per lo svolgimento delle analisi di risposta sismica locale in quelle porzioni di territorio prive di dati diretti.

Nei paragrafi successivi verrà quindi illustrato in maniera sistematica il procedimento seguito per la ricostruzione delle geometrie stratigrafiche, per l'estrazione sia della sezione di dettaglio sia di quelle sintetiche e per la definizione dei corrispettivi modelli geotecnici adottati per effettuare analisi di risposta sismica locale.

7.1 CREAZIONE DELLE SEZIONI GEOLOGICHE

Come illustrato nel capitolo dedicato ai risultati delle indagini HVSR, l'elaborazione delle misure di rumore ambientale ha evidenziato, in tutti i punti di osservazione, la presenza di un picco fondamentale riconducibile alla frequenza di vibrazione propria dei terreni. Tale frequenza, variabile nei diversi punti indagati, si colloca in un intervallo compreso tra 3 e 30 Hz.

Grazie alla ubicazione effettuata per ogni singola stazione di misura all'interno della città antica, è stato possibile elaborare una carta delle frequenze fondamentali relativa all'intera area (Figura 7.1).

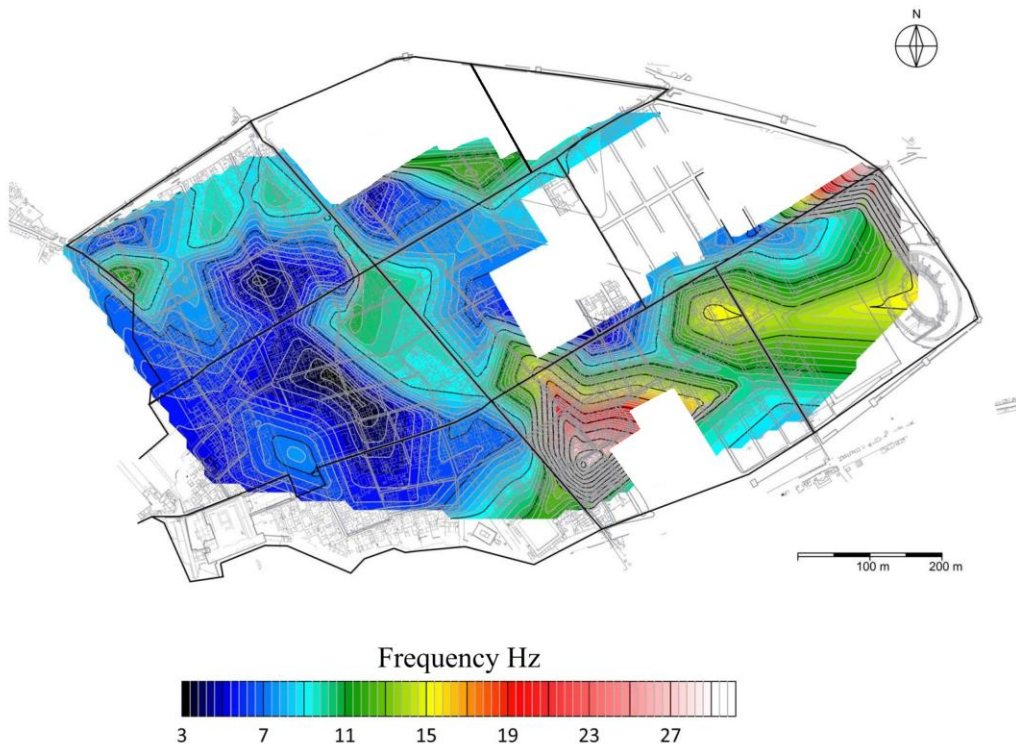


Figura 7.1: Carta distribuzione della frequenza fondamentale

Considerando che il presente lavoro è focalizzato sulle aree già oggetto di scavo, nei risultati presentati sono state escluse le zone dei pianori. Di conseguenza, nella carta delle frequenze riportata in figura A non compaiono i dati derivanti dalle misure effettuate su tali aree.

Dall'analisi della carta delle frequenze fondamentali emerge come alcune porzioni del territorio presentino valori compresi entro specifici intervalli di frequenza. In particolare, nella parte centro-occidentale si osservano picchi di frequenza compresi tra 3 e 6/7 Hz, mentre nell'area sud-orientale i valori risultano più elevati, collocandosi tra 10 e 18 Hz e localmente 30 Hz. La variazione della

frequenza fondamentale è generalmente riconducibile alla profondità del contatto stratigrafico che ne determina l'amplificazione. Nel caso in esame, mettendo in relazione la carta delle frequenze fondamentali con quella dei range di profondità del bedrock sismico, elaborata a partire da dati stratigrafici provenienti da sondaggi e affioramenti e riportata nello studio di microzonazione sismica di livello I (Amato et al., 2022), è stato possibile evidenziare una correlazione significativa, ovvero nelle zone caratterizzate da frequenze elevate (oltre 10\15 Hz), il bedrock sismico risulta meno profondo, mentre nelle aree in cui le frequenze si attestano su valori più bassi (3–6/7 Hz) il contatto stratigrafico risulta più profondo.

Questa relazione tra la profondità del bedrock e la frequenza fondamentale ricavata con tecnica HVSR è stata interpretata secondo quanto proposto da Thabet (2019). Uno degli approcci più diffusi per stimare l'andamento in profondità del tetto del bedrock sismico consiste nell'utilizzare relazioni di regressione non lineare tra la frequenza di risonanza fondamentale e la profondità del bedrock. I parametri che costituiscono la relazione, presentano una specificità marcata legata al sito di indagine. Come evidenziato già nei primi lavori di Yamanaka et al. (1994) e Field (1996), la profondità del bedrock, può essere stimata proprio a partire dalla frequenza di risonanza fondamentale ottenuta dall'elaborazione del rumore ambientale con tecnica HVSR associando informazioni stratigrafiche da indagini geognostiche.

L'approccio adottato successivamente in vari studi, come per esempio da Ibs-von Seth e Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000a, 2000b; Parolai et al., 2002; Del Monaco et al., 2013; è quello “frequenza-profondità”, conseguito appunto per stimare la profondità del bedrock “h” utilizzando la frequenza di risonanza fondamentale (f_{HVSR}), attraverso la seguente relazione:

$$h = af_{HVS}^{-b} \quad \text{Eq. 7.1}$$

dove “*a*” e “*b*” sono parametri di fitting della curva.

Nel caso in esame si hanno a disposizione dei punti ove si conosce con precisione la profondità del bedrock lavico, tali punti sono i sondaggi pregressi effettuati nell’area, trench archeologici e prove penetrometriche. In prossimità dei vari punti appena citati (Tab. 7.1) si hanno a disposizione delle misure di noise ambientale elaborate con tecnica HVSR, sia pregresse sia integrative, pertanto è stato possibile associare al valore di profondità del bedrock un valore di frequenza fondamentale della misura effettuata nelle immediate vicinanze (utilizzando una distanza massima dal dato di profondità inferiore di 15m circa).

Tab.1 Misure di noise ambientale associato ai valori di profondità di sondaggi, trench archeologici e prove penetrometriche.

Sigla HVSR	Freq.	Depth.	TIPO DI INDAGINE
HV 1A	9.05	2.5	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV 3A	8.94	3.5	POZZO CON CAM + POINT INFO
HV 5A	6.51	3.4	SONDAGGIO S5-2014
HV 6C	7.29	5	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV 7DD	9.19	3.4	SONDAGGIO - S4-2014
HV 9DD	8.29	2	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV 5C	6.78	3.9	SONDAGGIO S4Z9
HV 4C	8.06	4	SONDAGGIO S3Z3
HV 2CC	7.73	4	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV 5AA	16.2	1	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV1 Nozze Argento	4.32	6.2	Old Survey (DPM 1-2-3)
HV 3BB	6.51	3.5	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HVSR 4AA	13.98	1	SAGGIO MZS I (Amato et al. 2022)
HV2 Nozze Argento	5.91	6.2	Old Survey (DPM 1-2-3)

Plottando i 14 punti “frequenza-profondità” in un grafico a dispersione di punti (Figura 7.2), si ottiene una distribuzione di punti la cui linea di tendenza presenta dei parametri di fitting pari:

$$a = 75.379$$

$$b = -1.528$$

con un coefficiente di correlazione R^2 pari a 0.80

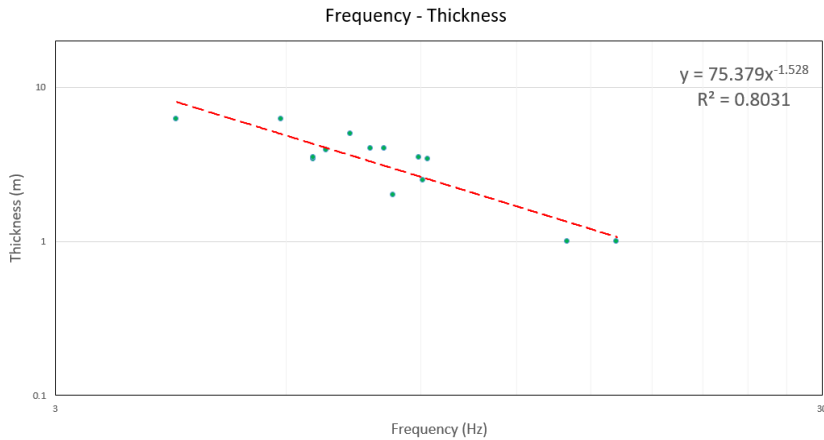


Figura 7.2: Grafico relazione di regressione non lineare tra frequenza e profondità

Seppur i dati godono di un’ottima correlazione, è doveroso considerare che la dispersione presente nel set di dati può essere dovuta a vari fattori negativi come: il disturbo urbano che influisce sulle registrazioni del rumore ambientale, l’interpretazione dei log stratigrafici o ancora l’eventuale e repentina variazione orizzontale dei terreni presenti nel sito. Queste considerazioni sono fra l’altro varie problematiche che possono entrare in gioco e che vengono appunto citate anche nello studio condotto da Del Monaco et al.,2013.

Applicando tale relazione a tutte le misure elaborate con tecnica HVSr e distribuite all’interno della città antica e utilizzando in aggiunta i dati ricavati da tutti i sondaggi presenti, è stato possibile ricavare un modello di profondità del bedrock

per l'intera città antica e mostrato come curve di livello (Figura 7.3) e in 3D (Figura 7.4).

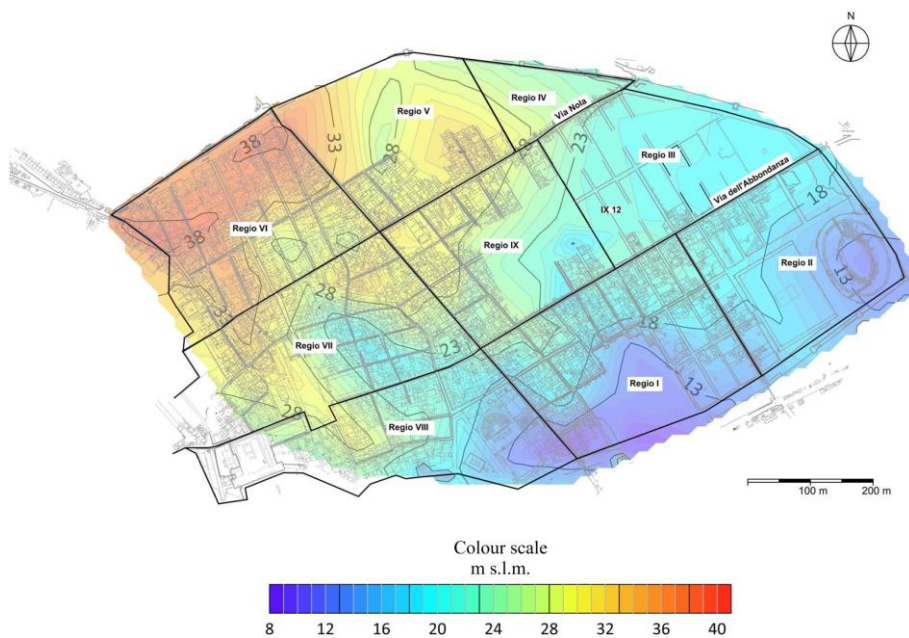


Figura 7.3: Curve di livello bedrock sismico

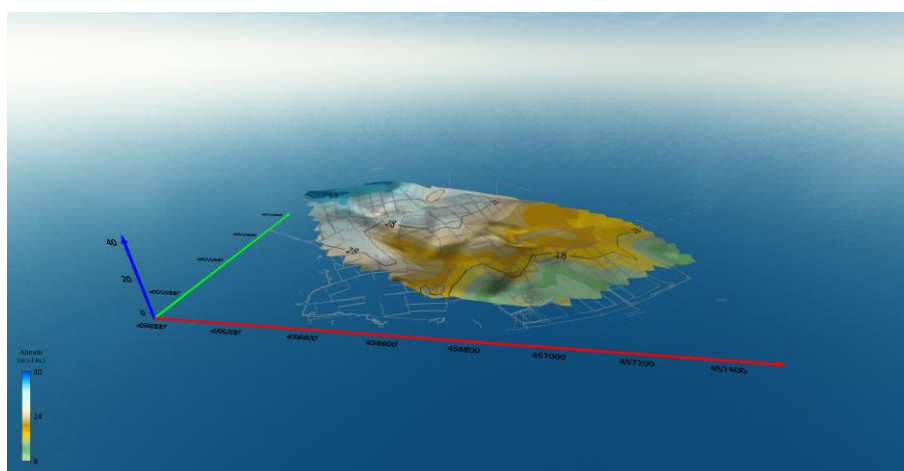


Figura 7.4: Modello 3D dell'andamento del bedrock sismico

Considerando la grandezza e l'importanza dell'area sono state considerate nel totale 4 sezioni, di cui una sezione di dettaglio e 3 sezioni semplificate.

La disponibilità di sondaggi localizzati nella porzione occidentale della città antica ha reso possibile la realizzazione della sezione geologica di dettaglio che risulta sviluppata lungo un tracciato orientato approssimativamente in direzione NW-SE (Figura 7.5).

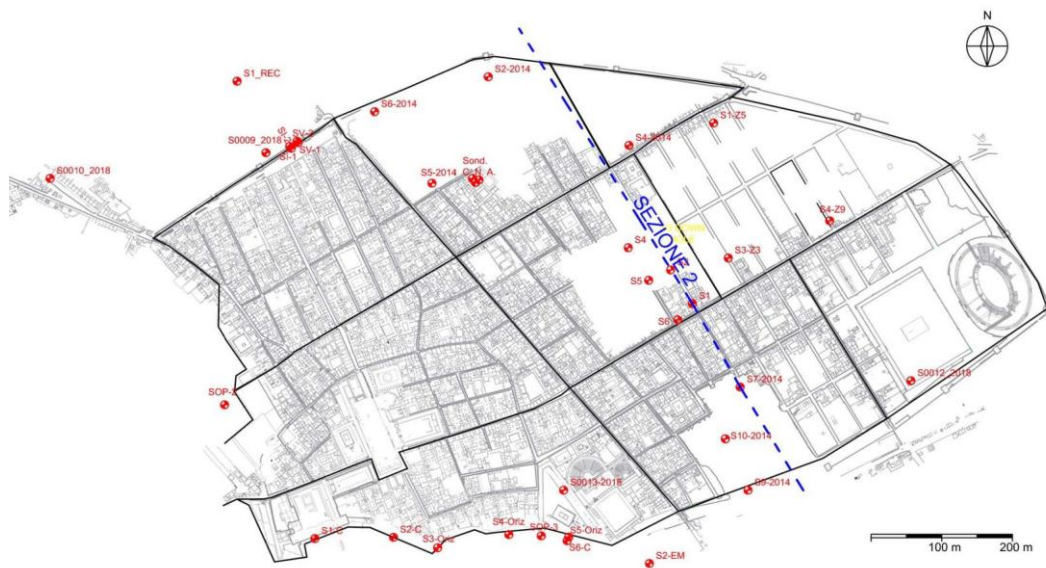


Figura 7.5: Allineamento lungo la quale è stata estratta la sezione geologica di dettaglio; i pallini in rosso segnalano i sondaggi presenti

La sezione è stata elaborata mediante l'impiego del software CAD, riportando in maniera puntuale tutte le stratigrafie omogenizzate quotate e integrandole con il rilievo topografico realizzato (Figura 7.6). Tale ricostruzione ha

consentito di ottenere una rappresentazione dettagliata delle condizioni stratigrafiche e morfologiche del settore orientale.

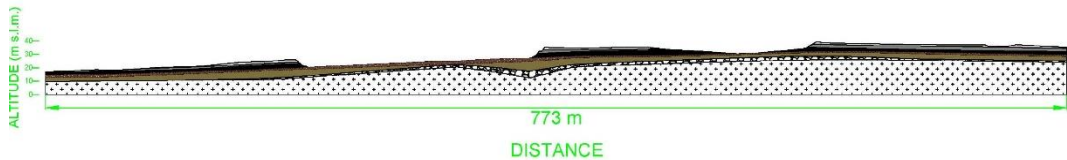


Figura 7.6: Sezione geologica di dettaglio estratta l’ungo un allineamento circa N-S nella parte orientale della città antica

Per le altre 3 sezioni rappresentative è stato fatto un lavoro differente integrando i dati geofisici con i dati derivanti da indagini geognostiche.

Ottenuto il modello del bedrock e sovrapposto ad esso il modello topografico realizzato con il software Surfer, è stato possibile ricavare tre sezioni sintetiche lungo gli allineamenti orientati circa NNE–SSW (sezioni 1 e 3) e NW–SE (sezione 4), riportate in figura 7.7.



Figura 7.7: Allineamenti lungo la quale sono state estratte le 3 sezioni sintetiche

Le 3 sezioni sintetiche estratte presenti in figura 7.8, sono relative ad un modello di area semplificata costituita da terreni di copertura al di sopra di un bedrock alla base. Non disponendo di dati stratigrafici, le porzioni fratturate delle lave, le alternanze di terreni piroclastici (o paleosuoli) e i riporti antichi pre 79 d.C., sono stati considerati come un unico layer a copertura del bedrock di base.

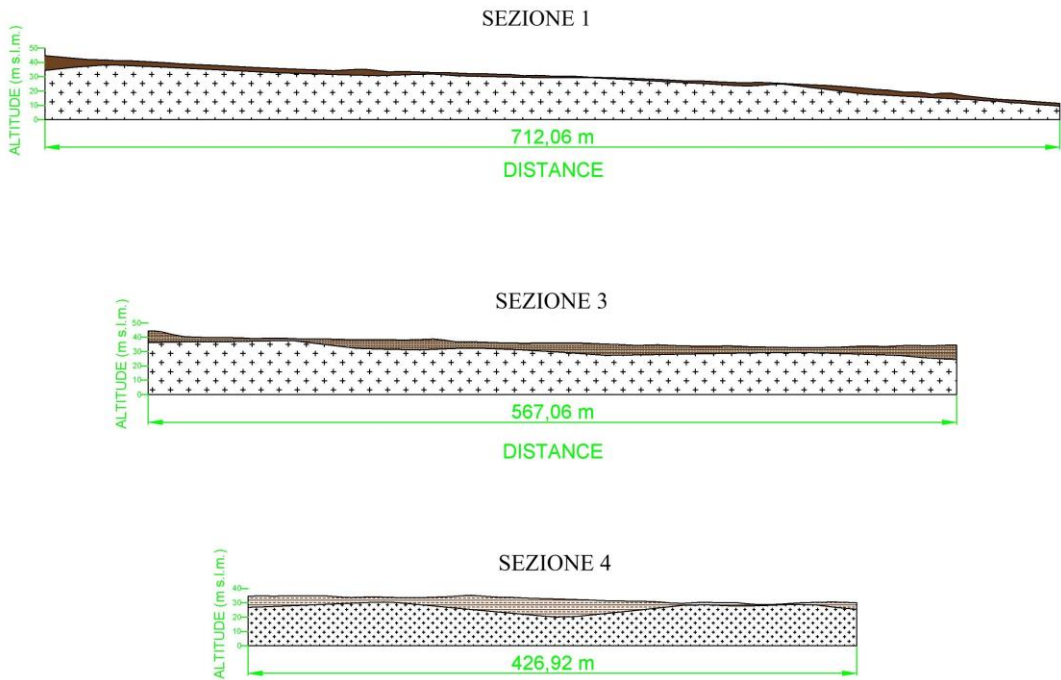


Figura 7.8: Sezioni sintetiche estratte lungo gli allineamenti considerati in figura 7.7

7.2 MODELLI GEOTECNICI UTILIZZATI

Il modello geotecnico adottato per le analisi è stato ricavato a partire dagli studi di de Sanctis et al. (2019; 2020), che costituiscono una base consolidata e scientificamente validata per la caratterizzazione geotecnica del sito in esame. Come descritto nel paragrafo 5.1, i parametri riportati in tale lavoro sono stati accuratamente confrontati con i dati disponibili provenienti dalle prove eseguite su campioni indisturbati prelevati durante le precedenti campagne di sondaggi geognostici.

È opportuno sottolineare che lo studio di de Sanctis et al. (2019; 2020) ha avuto come focus principale le indagini condotte all'interno dell'isola "Casa dei Casti Amanti". Nel presente lavoro, invece, sono stati considerati anche i valori ottenuti da indagini geotecniche effettuate al di fuori di tale contesto specifico relative ai lavori progressi con il fine di ampliare la base di dati disponibile.

Considerata l'ampia estensione dell'area di studio e la necessità di integrare e uniformare le diverse informazioni sperimentali in un quadro di riferimento unitario, relativo all'intero sito archeologico di Pompei, sono stati selezionati i seguenti parametri rappresentativi del modello geotecnico di riferimento. In particolare, per la Sezione 2, il modello è riportato nella Tab. 7.2

Tab. 7.2 – Modello geotecnico utilizzato per la Sezione 2.

Litologia	Densità - Kg/m³	G/G₀	V_s (m/s)
Terreno Vegetale	1346.00	Mat 1 Ceneri	149
Ash Fall	1346.00	Mat 1 Ceneri	149
Pumices	900.00	Mat 2 Sabbie	228
Artificial And Natural Deposit	1335.00	Mat 1 Ceneri	421
Pyroclastic Gravelly Sands	1509.00	Mat 2 Sabbie	310
Altered Lava	1800.00	Modello Elastico	800
Lava	2000.00	Modello Elastico	800

Le curve di decadimento dei moduli di taglio e dello smorzamento sono state derivate dagli studi di de Sanctis et al. (2019; 2020), in quanto non è stato possibile eseguire sondaggi e, di conseguenza, non si disponeva di campioni indisturbati necessari per l'esecuzione di prove di laboratorio (esempio prova di Colonna

Risonante - RC). Le curve ottenute sono riportate nelle Figure 7.9 e 7.10; per ulteriori approfondimenti si rimanda a de Sanctis et al. (2019; 2020).

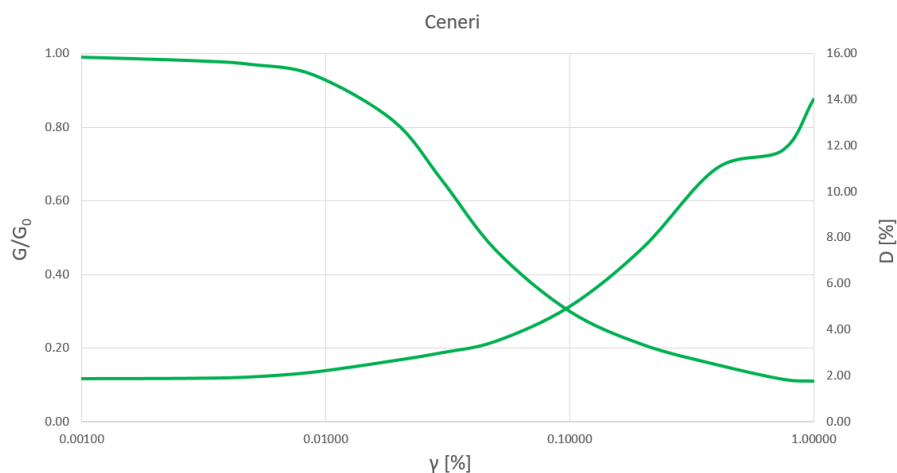


Figura 7.9: Curve di decadimento del modulo di taglio G e di damping D per le ceneriti

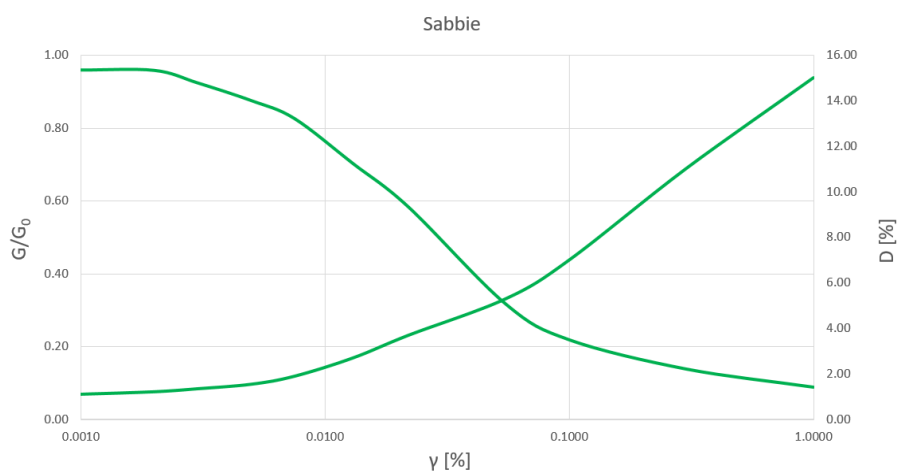


Figura 7.10: Curve di decadimento del modulo di taglio G e di damping D per i terreni a granulometria sabbiosa

Per la definizione del modello di velocità sono stati adottati i valori riportati in Tab. 7.2 per le varie litologie. Come si evince dalla figura 7.11, nella parte centrale della sezione 2, in prossimità dell'insula dei Casti Amanti, erano disponibili una prova Down-Hole fino alla profondità di 17 m (in Figura 7.12), utilizzata nello studio di De Sanctis et al. (2029, 2020) e a circa 50 m di distanza, la prova MASW integrativa n°2. Nella parte Nord e Sud della sezione integrativa 2 (nelle aree dei pianori) erano disponibili delle MASW pregresse effettuate per il GPP (Grande Progetto Pompei).

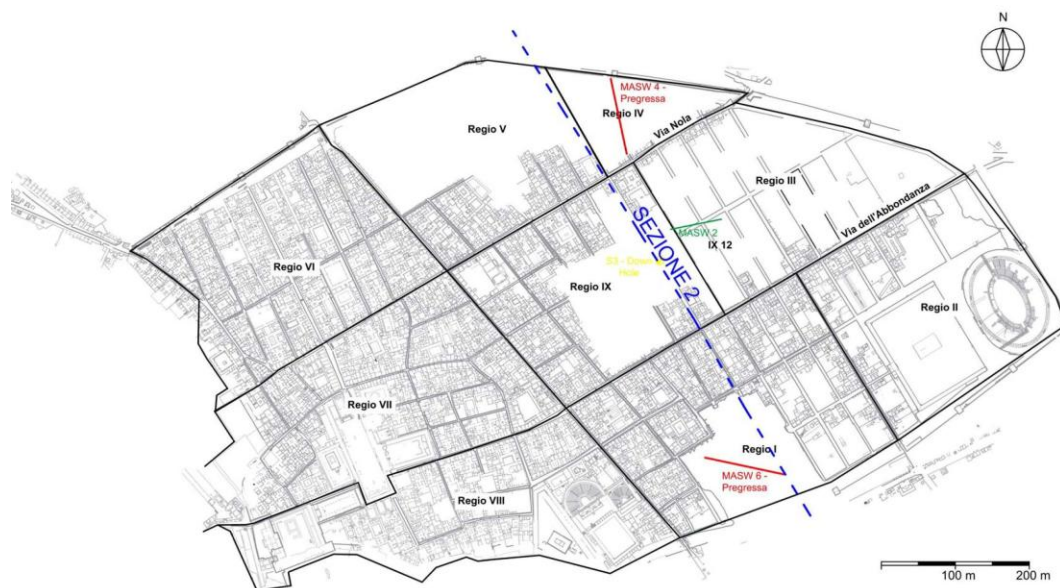


Figura 7.11: Ubicazioni delle indagini Down Hole e MASW utilizzate per assegnare i valori di V_s alle litologie costituenti la sezione 2

Il confronto tra i profili di velocità, illustrato in figura 7.12, evidenzia una sostanziale coerenza tra i modelli ottenuti nei primi 11 m. Al di sotto di 11 m,

profondità media lungo la sezione ove si instaura il banco lavico, le due MASW pregresse si discostano in termini di valori di V_s , per tanto considerando l'attendibilità e la precisione di una misura Down Hole rispetto ad un'indagine MASW, è stato scelto di considerare i valori di V_s derivanti dall'indagine Down Hole alle lave presenti.

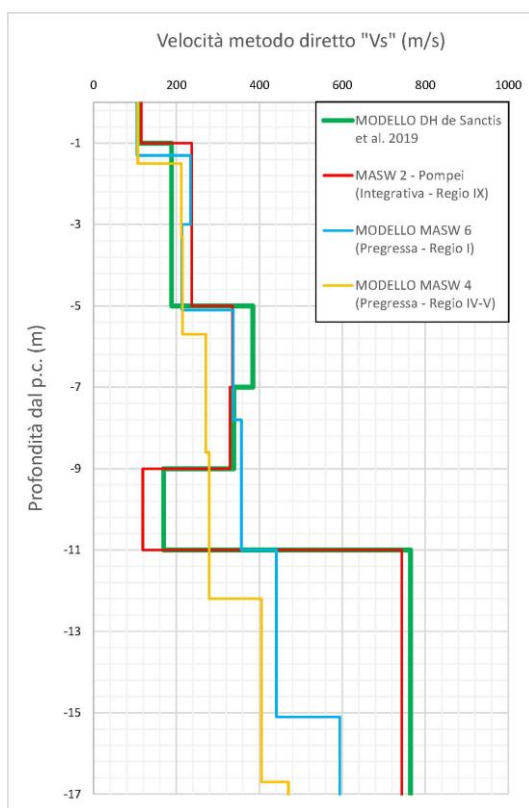


Figura 7.12: Confronto dei modelli di V_s fino a 17 m di profondità, derivanti dall'indagine Down Hole, MASW integrativa n°2 e le MASW pregresse effettuate sui pianori

Per quanto concerne i valori di densità è stato scelto di utilizzare i valori usati nello studio di de Sanctis et al. (2019) in quanto i valori ricavati e riportati in figura 5.1 derivanti dalle indagini pregresse, presentano valori vicini a quelli dello studio menzionato.

Per la definizione del modello geotecnico da associare alle sezioni semplificate 1, 3 e 4, costituite da due soli strati, uno relativo al bedrock e l'altro ai terreni di copertura, sono stati adottati i parametri geotecnici riportati in Tab. 7.3, assunti come valori generali di riferimento per tutte e due le sezioni.

Tab. 7.3 – Modello geotecnico semplificato per le sezioni 1, 3 e 4

Litologia	Densità - Kg/m ³	G/G ₀	V _s (m/s)
Terreni Di Copertura	1440	Mat 2 Sabbie	200
Lave Di Base	1800	Modello Elastico	700

I valori di densità dei terreni di copertura sono stati determinati calcolando la media dei valori ottenuti in laboratorio sui campioni indisturbati prelevati nei diversi sondaggi geognostici (Figura 7.13), mentre i valori di V_s sono stati attribuiti sulla base delle indagini MASW integrative effettuate nella parte occidentale della città (area scavata) e mostrate al paragrafo dedicato 6.3.1.

DENSITY						MEDIA (kn/m ³)
Artificial and Natural Deposit	13.6					14.4
Pyroclastic Gravelly sands	14.07	15.2	15.1	14.12	14.51	

Figura 7.13: Confronto dei modelli di V_s fino a 17 m di profondità, derivanti dall'indagine Down Hole

È opportuno sottolineare che i modelli proposti hanno natura semplificativa e rappresentativa dell'area di Pompei; pertanto, in analisi di dettaglio condotte su siti specifici, è naturale attendersi variazioni locali dei parametri geotecnici, come ad esempio nei valori di V_s .

Per quanto riguarda le curve di decadimento del modulo di taglio G , è stato scelto di associare al layer dei terreni di copertura le curve relative alle sabbie. Questa scelta è motivata dalla composizione dei terreni di copertura, che, come documentato dai sondaggi geognostici e dalle relazioni descrittive degli scavi archeologici sia antichi che recenti, risultano essere prevalentemente costituiti da terreni a granulometria sabbiosa.

Per il layer associato alle lave di base, esteso fino a 0 m s.l.m., si è optato per l'adozione di un modello elastico. Tale decisione è stata necessaria a causa della mancanza di dati derivanti da sondaggi geognostici profondi e distribuiti in modo omogeneo nell'area in esame.

BIBLIOGRAFIA

- Amato, V., Covolan, M., Dessales, H., & Santoriello, A. (2022). Seismic Microzonation of the Pompeii Archaeological Park (Southern Italy): Local Seismic Amplification Factors. *Geosciences*, 12(7), 275.
- de Sanctis, L., Maiorano, R. M. S., Brancaccio, U., & Aversa, S. (2019). Geotechnical aspects in the restoration of Insula dei Casti Amanti in Pompeii. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Geotechnical Engineering*, 172(2), 121-130.
- de Sanctis L, Iovino M, Maiorano RMS & Aversa S (2020). Seismic stability of the excavation fronts in the ancient Roman city of Pompeii. *Soils and Foundations*, 60(4), 856-870.
- Del Monaco, F., Tallini, M., De Rose, C., & Durante, F. (2013). HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): site resonance properties vs. subsoil model. *Engineering Geology*, 158, 34-47.
- Delgado, J., Casado, C. L., Estevez, A., Giner, J., Cuenca, A., & Molina, S. (2000)a. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics*, 45(1), 19-32.
- Delgado, J., Lopez Casado, C., Giner, J., Estevez, A., Cuenca, A., & Molina, S. (2000)b. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations. *Pure and applied geophysics*, 157, 1445-1462.
- Field, E. H. (1996). Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 86(4), 991-1005.
- Ibs-von Seht, M., & Wohlenberg, J. (1999). Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 250-259
- Parolai S, Bormann P, Milkereit C (2002) New relationships between Vs, thickness of sediments and resonance frequency calculated from H/V ratio of seismic noise for the Cologne area. *Bull Seism Soc Am* 92:2521–2527

CAPITOLO 7

SEZIONI E MODELLO GEOTECNICO

- Thabet, M. (2019). Site-specific relationships between bedrock depth and HVSR fundamental resonance frequency using KiK-NET data from Japan. *Pure and Applied Geophysics*, 176(11), 4809-4831.
- Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., & Niwa, M. (1994). Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(6), 1831-1841.

CAPITOLO 8

8 ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

8.1 SCELTA DELLE STORIE ACCELEROMETRICHE

Dopo aver caratterizzato dal punto di vista geologico e geotecnico il sito di Pompei, il passo successivo ha riguardato la definizione dell'approccio metodologico per lo svolgimento delle analisi di risposta sismica locale.

L'attenzione si è concentrata principalmente sulla selezione degli accelerogrammi da impiegare, scelta che riveste un ruolo cruciale poiché condiziona in maniera significativa l'attendibilità e la rappresentatività dei risultati ottenuti in merito al comportamento sismico del sito.

Le valutazioni sono state condotte tenendo conto di un ampio quadro di studi precedenti e delle peculiarità legate al patrimonio archeologico considerato, come già introdotto nel capitolo preliminare. A differenza delle costruzioni moderne, per gli edifici storici non è possibile definire in modo univoco una Vita Nominale; risulta pertanto necessario ricorrere a un'analisi mirata e caso-specifica dei parametri sismici da adottare. La presenza di edifici appartenenti a epoche costruttive differenti rappresenta un elemento peculiare del sito, ma la scelta di utilizzare accelerogrammi riferiti a diversi scenari di pericolosità sismica è legata soprattutto alla natura del contesto archeologico. Trattandosi di un patrimonio unico che si intende preservare

nel lungo periodo, è stato ritenuto opportuno considerare più periodi di ritorno, in modo da valutare la risposta sismica locale non solo in condizioni ordinarie, ma anche in scenari di bassa probabilità di accadimento, compatibili con l'orizzonte temporale di tutela di un bene destinato, auspicabilmente, a conservarsi per i secoli a venire.

A tal riguardo si è scelto di considerare più periodi di ritorno, pari a 102, 475 e 975 anni, così da ottenere una valutazione progressiva e articolata del rischio sismico nell'area in esame, con risultati distribuiti su tre livelli crescenti di pericolosità. La selezione della settupla di accelerogrammi, per i tre periodi di ritorno considerati, è stata condotta in conformità alle prescrizioni dell'Eurocodice 8, utilizzando il database ESM (Engineering Strong Motion) e riferendosi a condizioni di sottosuolo di tipo "A" in affioramento.

La compatibilità spettrale della media dei sette accelerogrammi ai vari periodi di ritorno scalati rispetto allo spettro target, è stata verificata nell'intervallo di periodi compreso tra 0.1 s e 0.4 s, range individuato in quanto, come ipotizzato da de Sanctis et al. (2019), i periodi propri di oscillazione delle rovine di Pompei potrebbero ricadere proprio in tale fascia.

Per quanto riguarda i criteri di selezione, attraverso l'analisi di disaggregazione, sono stati considerati eventi con magnitudo momento compresa tra 3.5 e 7.5 entro un raggio massimo di 80 km. A seguire si presentano le principali caratteristiche dei terremoti individuati nelle corrispondenti tabelle, i segnali nel dominio del tempo e gli spettri relativi per ciascun periodo di ritorno analizzato.

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

8.1.1. Periodo di ritorno 102 anni

Di seguito si riportano le tabelle con le principali specifiche degli accelerogrammi selezionati, gli spettri di risposta elastica e le relative time histories riferiti al periodo di ritorno di 102 anni.

Tab. 8.1 – Specifiche dei accelerogrammi nel periodo di ritorno dei 102 anni

DATA EVENTO	ESM ID	a_{max} [g]	Event	M _w	Epicentral distance	EC8 Code
11/09/1976	IT-1976-0025	0.10	S. ROCCO	5.6	18.4	A
27/09/2021	INT-20210927_0000049	0.10	Irakleio Crete Greece	6.0	21.7	A
27/09/2021	INT-20210927_0000049	0.09	Irakleio Crete Greece	6.0	21.7	A
08/01/2019	EMSC-20190108_0000122	0.13	Monte Conca	4.1	1.2	A
29/11/2007	EMSC-20071129_0000090	0.10	Le Diamant 97206 Martinique France	7.4	55.7	A
29/11/2007	EMSC-20071129_0000090	0.13	zone a ro militaire 97213 Le Lamentin Martinique France	7.4	48.0	A
21/06/2000	IS-2000-0053	0.13	Selfoss-City Hall	6.5	11.2	A

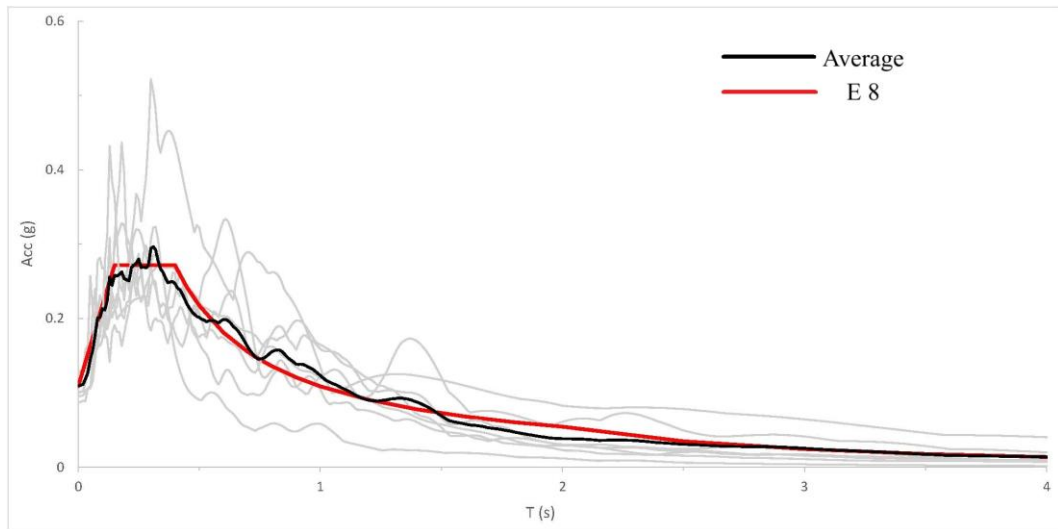


Figura 8.1: Spettri dei terremoti di input per $T_r = 102$ anni e relativo spettro (in rosso) da normativa Eurocodice 8

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

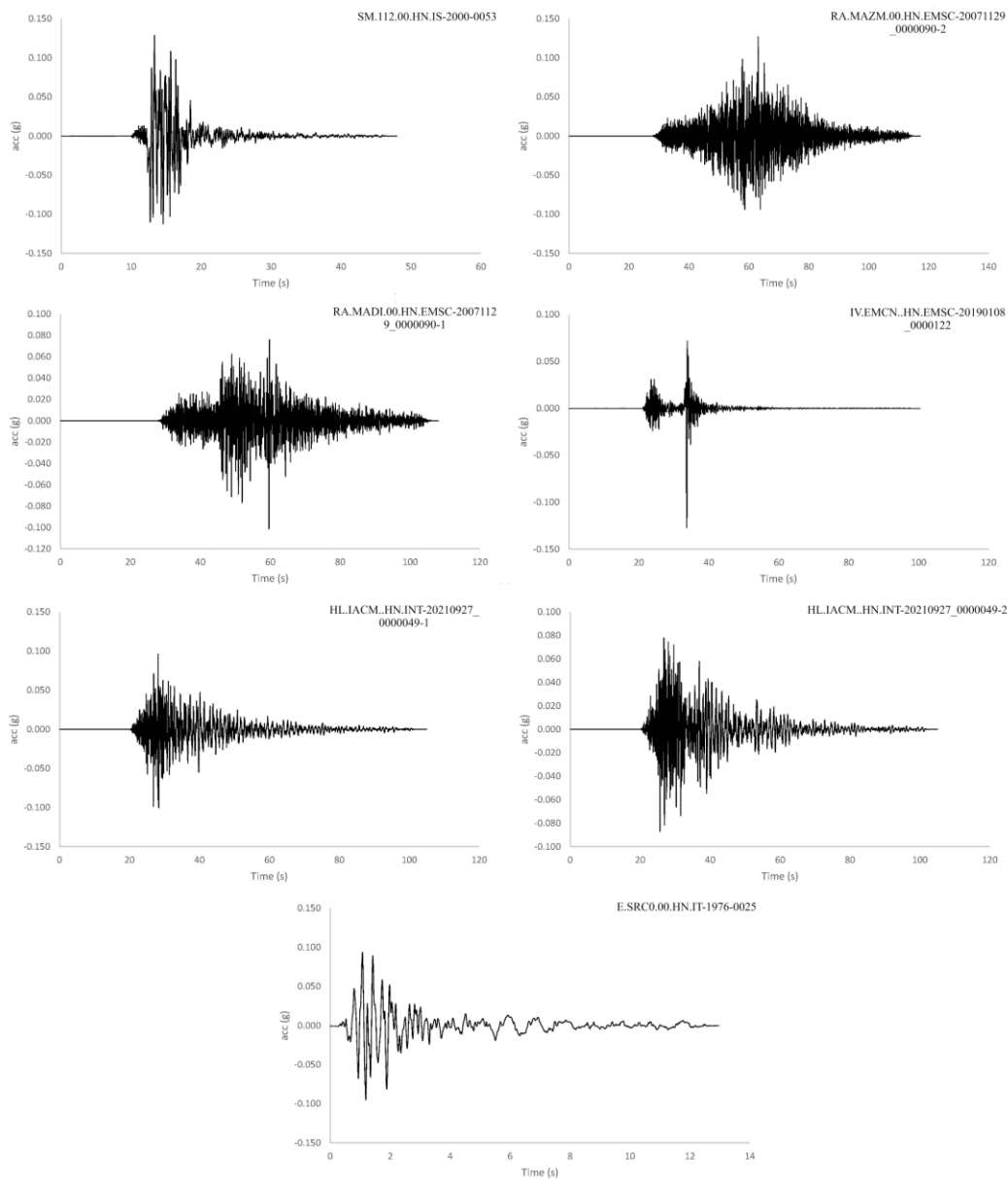


Figura 8.2: Time-Histories dei segnali di input relativi al periodo di ritorno 102 anni

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

8.1.2. Periodo di ritorno 475 anni

Di seguito si riportano le tabelle con le principali specifiche degli accelerogrammi selezionati, gli spettri di risposta elastica e le relative time histories riferiti al periodo di ritorno di 475 anni.

Tab. 8.2 – Specifiche degli accelerogrammi nel periodo di ritorno dei 475 anni

DATA EVENTO	ESM ID	a_{max} [g]	Event	MW	Epicentral distance	EC8 Code
15/10/2016	GR-2016-0006	0.29	Sarande Albania	5.5	62.1	A
16/10/2016	GR-2016-0008	0.29	Sarande Albania	5.0	59.9	A
15/10/2016	GR-2016-0006	0.25	Sarande Albania	5.5	62.1	A
15/04/1979	ME-1979-0003	0.22	Hercegnovi Novi- O.S.D. Pavicic School	6.9	73.9	A
26/2/2018	EMSC- 20181226_0000 014	0.30	Santa Venerina	5.0	5.3	A
30/10/2016	EMSC- 20161030_0000 029	0.30	Avendita PG	6.6	11.6	A
21/06/200	IS-2000-0053	0.55	Thjorsartun	6.5	6.5	A

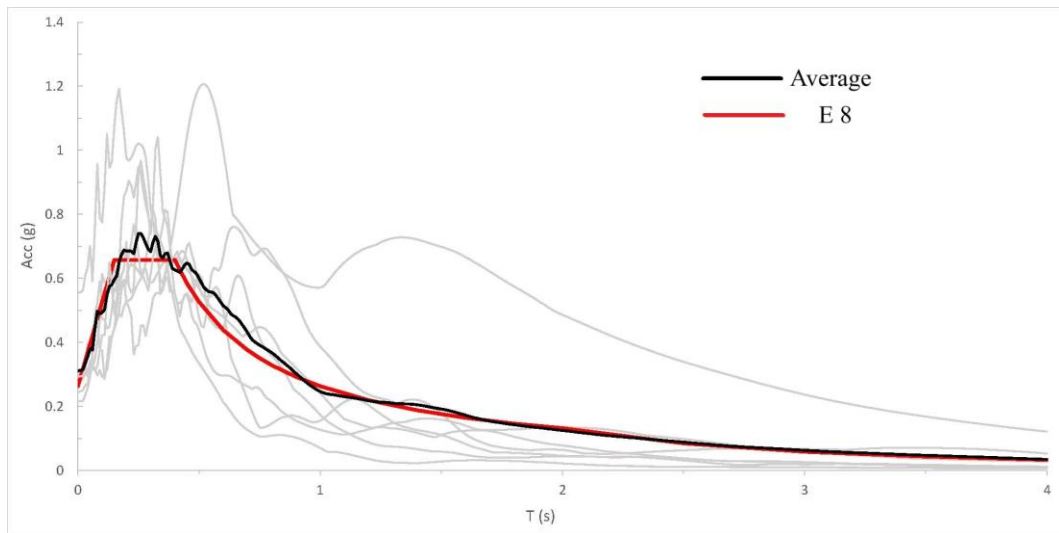


Figura 8.3: Spettri dei terremoti di input per $T_r = 475$ anni e relativo spettro (in rosso) da normativa Eurocodice 8

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

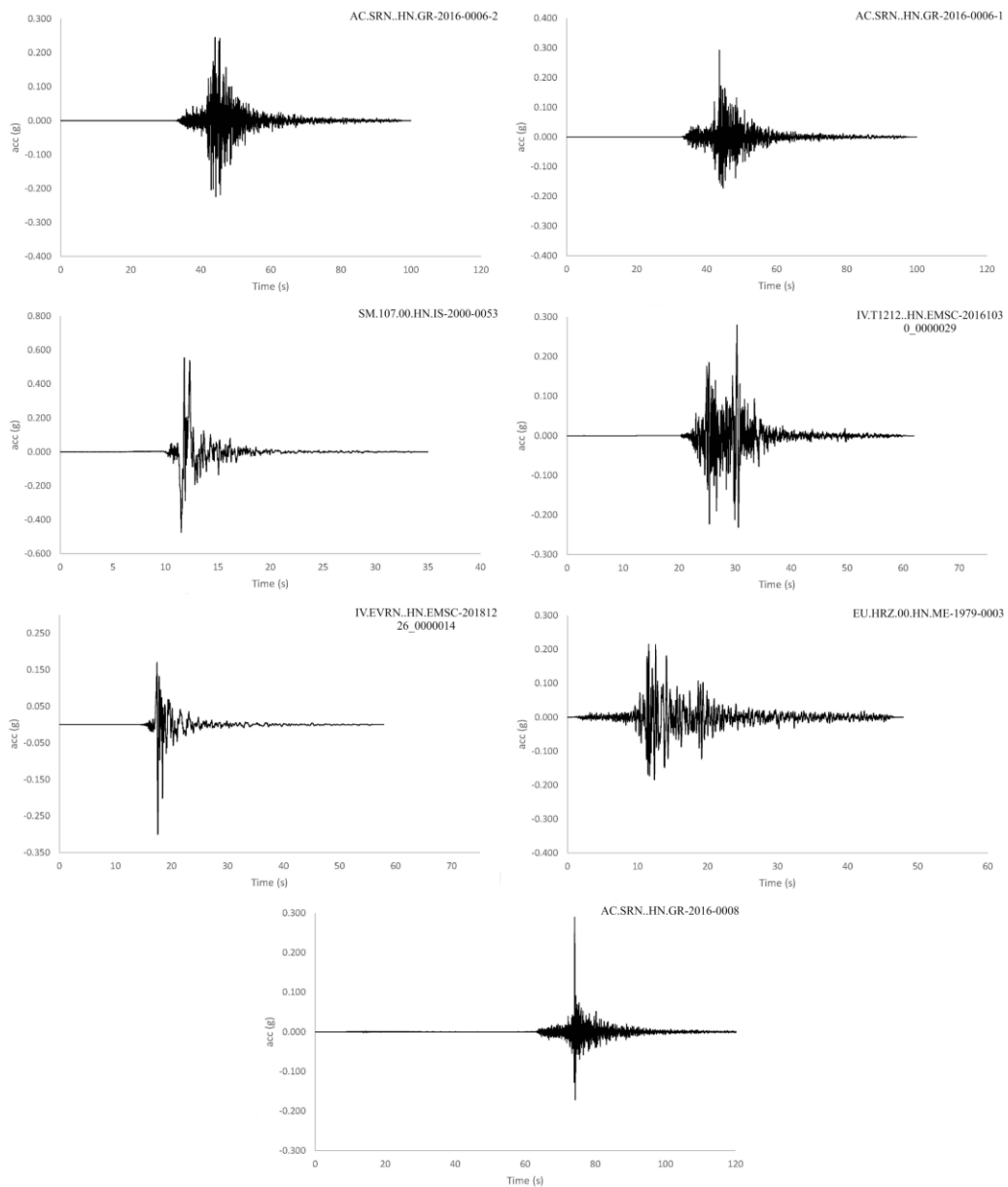


Figura 8.4: Time-Histories dei segnali di input relativi al periodo di ritorno 475 anni

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

8.1.3. Periodo di ritorno 975 anni

Di seguito si riportano le tabelle con le principali specifiche degli accelerogrammi selezionati, gli spettri di risposta elastica e le relative time histories riferiti al periodo di ritorno di 975 anni

Tab. 8.3 – Specifiche degli accelerogrammi nel periodo di ritorno dei 975 anni

DATA	ESM ID	$a_{max}[g]$	Event	MW	Epicentral distance	EC8 Code
12/11/1999	TK-1999-0415	0.30	IRIGM Station No. 487	7.2	28.1	A
15/10/2016	GR-2016-0006	0.25	Sarande Albania	5.5	62.1	A
30/10/2016	EMSC- 20161030_0000029	0.39	Accumoli	6.6	18.5	A
16/08/2010	IT-2010-0032	0.39	Lipari	4.7	11.4	A
17/06/2000	IS-2000-0048	0.32	Flagbjarnarholt	6.5	22.7	A
21/06/2000	IS-2000-0053	0.55	Thjorsartun	6.5	6.5	A
29/05/2008	IS-2008-0054	0.54	Selfoss-City Hall	6.3	4.3	A

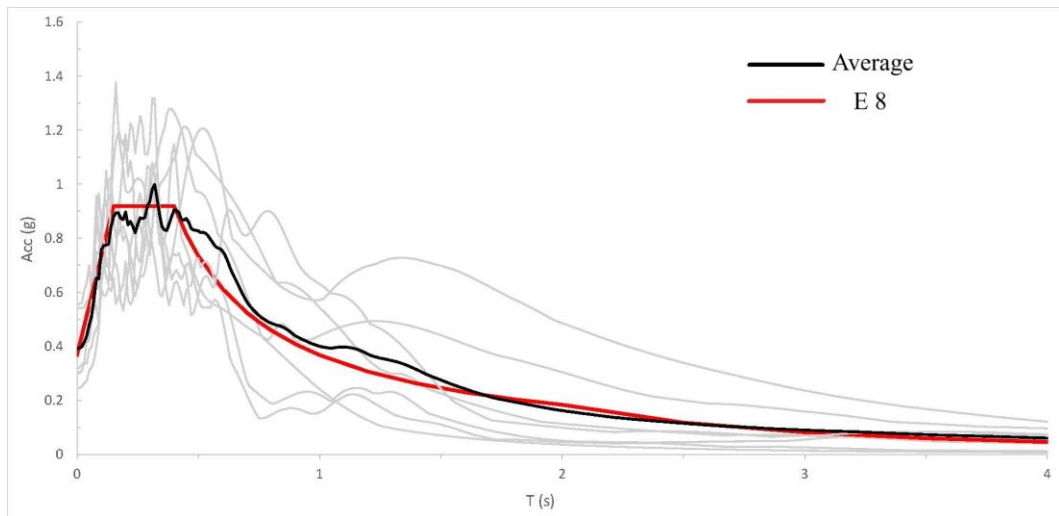


Figura 8.5: Spettri dei terremoti di input per $T_r = 102$ anni e relativo spettro (in rosso) da normativa Eurocodice 8

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

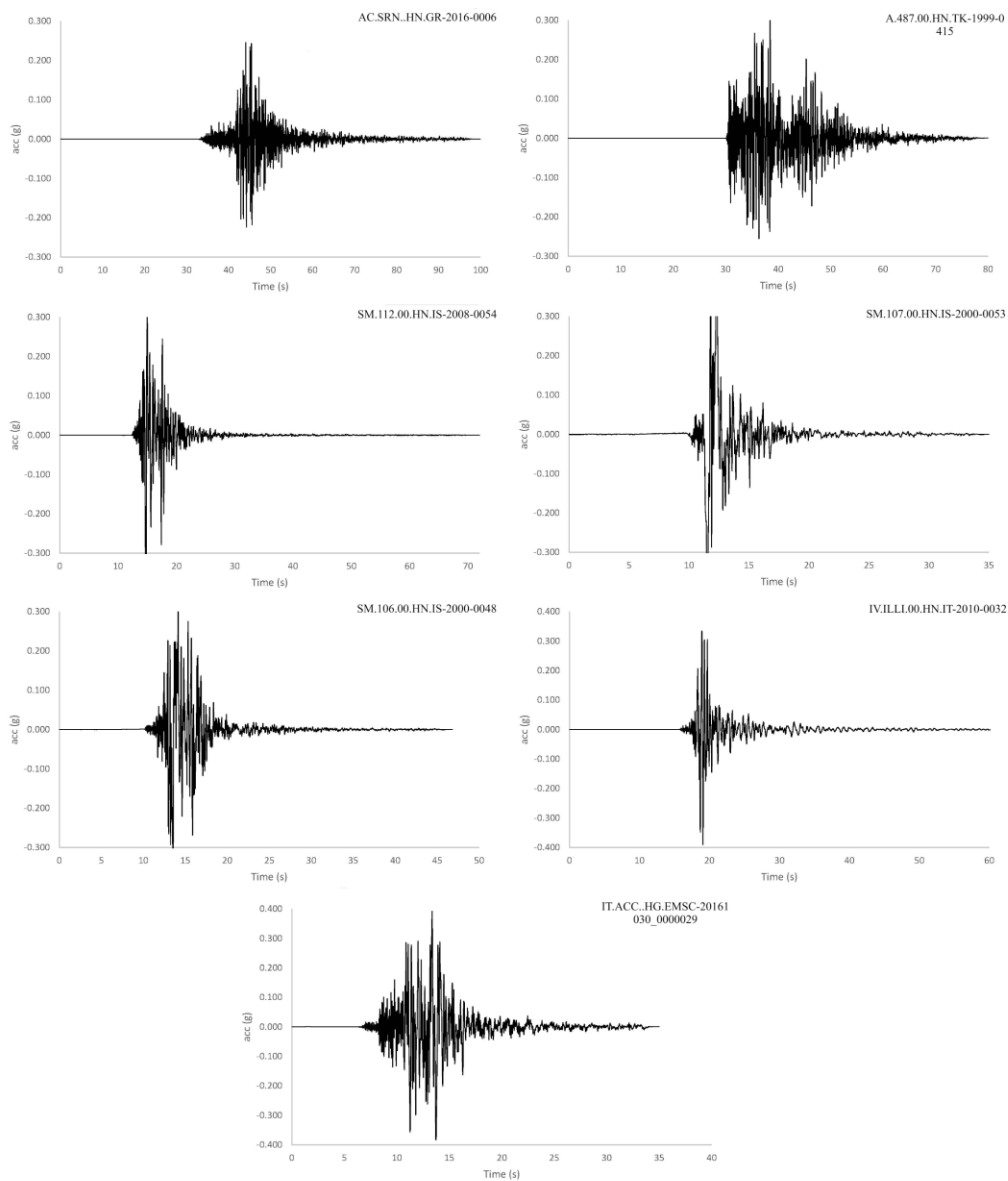


Figura 8.6: Time-Histories dei segnali di input relativi al periodo di ritorno 975 anni

8.2 CODICE DI CALCOLO UTILIZZATO

Per le analisi di risposta sismica locale è stato scelto il software LSR 2D sviluppato da Stacec S.r.l.; si tratta di un software utilizzato in ambito accademico e professionale che permette di effettuare modellazioni 2D e 1D. Questo strumento, basato su un approccio lineare equivalente, opera nel dominio del tempo in tensioni totali, consentendo la simulazione del comportamento dinamico dei terreni in stato piano di deformazione. La scelta è motivata dai tanti studi di risposta sismica locale effettuati in diversi lavori e pubblicazioni recenti, tra i quali: Macerola et al., 2016; Peruzzi e Albarello, 2017; Talliani et al., 2025; Fiorucci et al., 2025.

Il codice di calcolo LSR 2D (Stacec, 2017) implementa un approccio lineare equivalente basato sul metodo degli elementi finiti (FEM). Il terreno viene rappresentato tramite una mesh costituita da elementi triangolari o quadrangolari, in cui il comportamento dinamico è simulato attraverso un sistema concentrato di masse, molle e smorzatori applicati ai nodi.

L'elaborazione dei risultati si basa sulla risoluzione del seguente sistema di equazioni differenziali:

$$M\ddot{u} + C\dot{u} + Ku = -M\ddot{u}_g$$

Eq. 8.1

Nella relazione di cui sopra “*M*” rappresenta la matrice globale delle masse, “*C*” quella dello smorzamento e “*K*” la matrice di rigidità complessiva del sistema. I termini “*ü*”, “*u*” e “*u*” indicano rispettivamente i vettori delle accelerazioni, delle

velocità e degli spostamenti nodali all'interno della mesh. Infine, " \ddot{u}_g " corrisponde alla storia temporale dell'accelerogramma in ingresso.

L'equazione viene risolta in ciascun nodo della mesh attraverso un processo di integrazione diretta nel dominio temporale. L'accelerazione sismica in ingresso viene applicata contemporaneamente a tutti i nodi di base, simulando la propagazione verticale di onde "S" e/o "P".

Alla base del deposito il substrato può essere rappresentato come un mezzo elastico deformabile, al fine di riprodurre realisticamente il passaggio delle onde sismiche tra i due strati e i fenomeni di rifrazione che ne derivano, inclusa la dissipazione parziale dell'energia. La condizione di bedrock trasmissivo viene simulata mediante l'introduzione di appositi smorzatori alla base del modello, secondo l'approccio proposto da Lysmer e Kuhlemeyer (1969). Questi elementi dissipativi agiscono modulando le forze orizzontali e verticali in funzione delle velocità delle onde di taglio " V_s " e di compressione " V_p ", nonché della densità " ρ " del bedrock.

Nel contesto delle analisi agli elementi finiti, la discretizzazione del modello gioca un ruolo fondamentale rappresentando di fatto una fase cruciale del procedimento. La discretizzazione influisce direttamente sul contenuto finale in frequenza dei risultati ottenuti. Una mesh grossolana (distanza troppo alta fra i vari nodi) tende infatti a smorzare le componenti ad alta frequenza del segnale sismico in ingresso, riducendo l'accuratezza della simulazione. Al contrario, una griglia molto fine garantisce maggiore precisione, ma comporta un incremento significativo dei tempi di calcolo e del consumo di memoria.

Per questo motivo, si adotta generalmente un criterio che impone un'altezza "h" degli elementi compresa tra un ottavo e un quinto della lunghezza d'onda minima di interesse secondo quanto proposto da Kuhlemeyer e Lysmer (1973):

$$h_{\max} \leq \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{5} \right) \lambda_{\min} \quad \text{con} \quad \lambda_{\min} = \frac{V_s}{f_{\max}}$$

Eq 8.2

dove, "h_{max}" indica l'altezza massima degli elementi della mesh, "λ_{min}" la lunghezza d'onda più corta che si intende simulare, "f_{max}" la frequenza massima di interesse, mentre V_s rappresenta la velocità delle onde di taglio nel terreno. Ne consegue che la definizione della griglia deve essere calibrata in funzione della frequenza massima da analizzare che, nel caso in esame, sarà di 20 Hz (frequenza massima del codice di calcolo utilizzato).

La natura finita del modello bidimensionale, discretizzato tramite elementi finiti, implica la presenza di confini laterali attraverso i quali parte dell'energia sismica può propagarsi al di fuori della zona di studio. È quindi fondamentale rappresentare correttamente la quota di energia che si disperde per radiazione; in caso contrario, si rischia di introdurre riflessioni artificiali che possono compromettere la qualità dei risultati.

Una strategia comunemente adottata per ridurre questo effetto consiste nell'ampliare lateralmente il dominio modellato, spostando i bordi del modello al di fuori dell'area di interesse (Chiaradonna, 2022), idealmente fino a una distanza pari almeno alla larghezza della zona di interesse. Questo accorgimento consente di minimizzare l'influenza dei margini sulla risposta numerica interna.

Un'alternativa al semplice arretramento dei confini laterali consiste nell'applicare il moto di campo libero direttamente lungo i bordi, in modo da farli funzionare come assorbitori di onde riflesse. Nel software LSR 2D, questa tecnica è implementata attraverso l'inserimento di smorzatori viscosi alla Lysmer e Kuhlemeyer (1969) che collegano i nodi ai margini del modello con quelli di apposite colonne monodimensionali di terreno (free-field columns). Queste colonne virtuali riproducono il comportamento dinamico che il terreno avrebbe in assenza di discontinuità laterali, contribuendo così a simulare condizioni di propagazione in campo libero.

Il comportamento non lineare del terreno viene approssimato tramite l'esecuzione di analisi equivalenti lineari. In questo approccio, sia il modulo di taglio “ G ” che il rapporto di smorzamento “ D ” vengono aggiornati in funzione del livello di deformazione tangenziale “ γ ” generato dalle sollecitazioni sismiche. Partendo dai valori iniziali di rigidità e smorzamento, una prima simulazione consente di stimare, per ciascun elemento, un valore rappresentativo di deformazione tangenziale, definito valore efficace “ γ_{eff} ”.

A partire dalle curve di decadimento del modulo di taglio “ G/G_0 ” e di dumping “ D ”, si aggiornano i parametri dinamici del terreno, ricalcolando per ciascun elemento le nuove matrici di rigidità e smorzamento. Successivamente, si esegue una nuova simulazione per ottenere un nuovo valore di deformazione tangenziale efficace. Questo processo viene iterato fino a quando la variazione percentuale tra i valori successivi di “ G ”, “ D ” e “ γ_{eff} ” risulta entro una soglia di accettabilità.

La capacità dissipativa del terreno viene rappresentata mediante la matrice di smorzamento “ C ”, ottenuta assemblando i contributi dei singoli elementi. Per ciascun elemento, la matrice di dissipazione viene calcolata secondo la formulazione di Rayleigh (Rayleigh e Lindsay, 1945), che consente di modellare in modo efficace lo smorzamento viscoso del sistema:

$$C_e = \alpha_{R,e} M_e + \beta_{R,e} k_e \quad \text{Eq. 8.3}$$

dove “ $\alpha_{R,e}$ ” e “ $\beta_{R,e}$ ” sono i coefficienti di Rayleigh, “ M_e ” e “ K_e ” rappresentano rispettivamente le matrici di massa e di rigidezza del singolo elemento finito.

8.3 DISCRETIZZAZIONE DELLE SEZIONI REALIZZATE

I modelli realizzati sono stati discretizzati mediante una griglia composta da elementi triangolari, definita in funzione delle frequenze di interesse. A tal fine, per garantire un adeguato compromesso tra accuratezza e tempi di calcolo, è stata adottata la relazione proposta da Kuhlemeyer e Lysmer (1973):

$$h_{\max} \leq \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{5} \right) \lambda_{\min} \quad \text{con } \lambda_{\min} = \frac{V_s}{F_{\max}} \quad \text{Eq. 8.4}$$

In questo modo è stato possibile analizzare correttamente i risultati fino alla frequenza di 20 Hz.

Alla base dei modelli è stata applicata una condizione di bedrock elastico-viscoso, ciò per considerare la dissipazione di energia dovuta alla radiazione,

assumendo una densità di 22 kN/m^3 e un valore di velocità delle onde di taglio V_s pari a 900 m/s . Gli accelerogrammi selezionati e imposti sono utilizzati per generare storie temporali di tensione tangenziale alla base del modello, coerenti con la propagazione verticale delle onde di taglio. Come indicato da Kwok et al. (2007) i moti registrati su roccia affiorante sono stati applicati senza modifiche alla base del bedrock. Per quanto riguarda le parti laterali, al fine di riprodurre il moto in condizioni di campo libero, sono stati collegati a colonne di terreno monodimensionali (colonne free-field) mediante smorzatori viscosi.

Le sezioni discretizzate vengono proposte in figura 8.7.

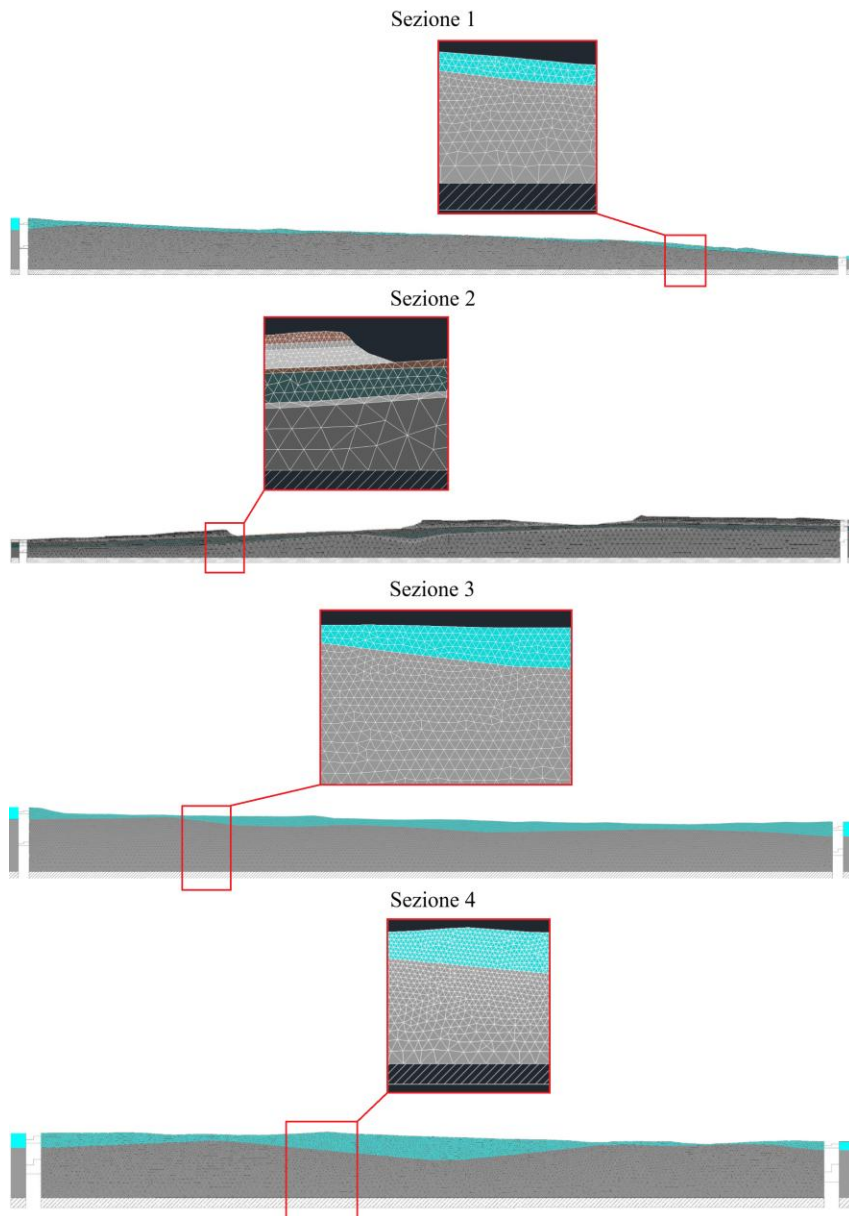


Figura 8.7: Sezioni discretizzate mediante l’impiego di una mesh a elementi triangolari. All’interno delle figure sono distinguibili, con diverse colorazioni, i vari sismo-strati aventi le corrispettive proprietà geotecniche e il bedrock (tratteggiato).

8.4 RISULTATI DELLE ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

Nel seguente paragrafo vengono presentati i risultati delle analisi di risposta sismica locale effettuate per i tre periodi di ritorno considerati nello studio ($T_R = 102, 475$ e 975 anni). Per ciascuna sezione analizzata sono stati individuati differenti punti di controllo rappresentativi, dai quali sono stati estratti i principali parametri di interesse: rapporti PGA/PG0, fattori di amplificazione (FA - rapporti tra gli spettri di risposta in accelerazione in superficie e quelli corrispondenti al bedrock nei periodi di riferimento scelti 0.1–0.4 s, 0.5–0.8 e 0.7–1.1 s), funzioni di amplificazione numeriche (definite definite come il rapporto tra lo spettro di Fourier del segnale registrato in superficie e lo spettro di Fourier del segnale registrato sulla formazione rocciosa di riferimento, ciò restituisce la funzione di trasferimento, una funzione complessa, il cui modulo, noto come spettro di ampiezza $A(f)$) viene chiamato funzione di amplificazione, Lanzo e Silvestri, 1999) confrontate con le misure HVSR e spettri di risposta in superficie.

Con l'obiettivo di caratterizzare le aree stabili e le aree stabili soggette ad amplificazione, già evidenziate nello studio di Microzonazione Sismica di Livello I condotto da Amato et al. (2022), i punti rappresentativi (in pianta, Figura 8.8) sono stati selezionati anche per approfondire le zone centrali della città, spesso caratterizzate da un'elevata concentrazione di strutture antiche. Particolare attenzione è stata rivolta alle aree più iconiche e significative di Pompei, come il Foro.

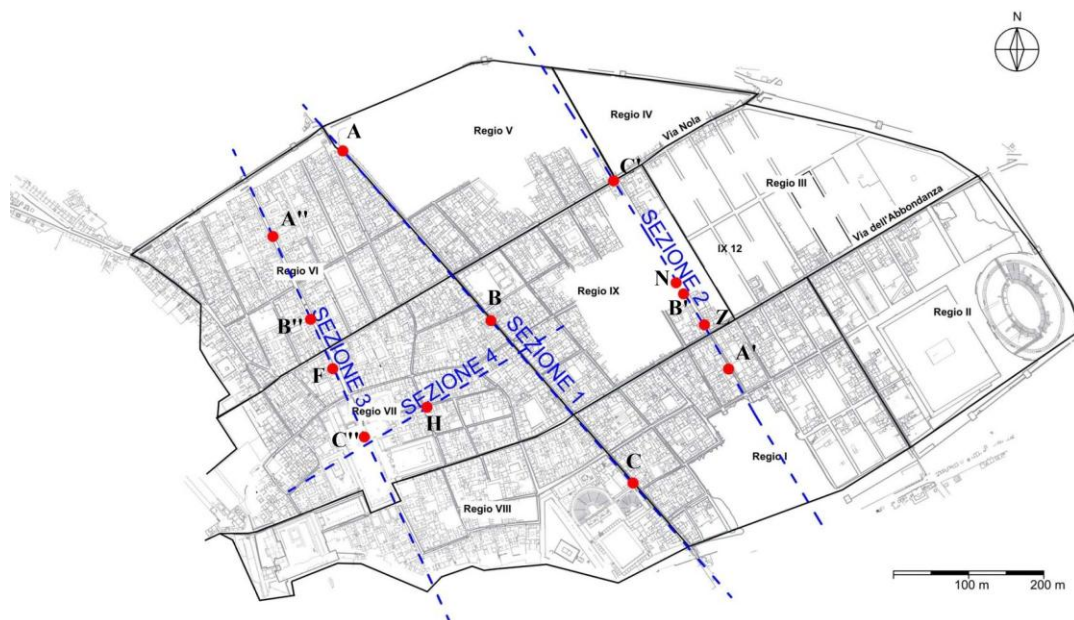


Figura 8.8: Punti di controllo selezionati per le rimostranze dei risultati.

Come si vedrà dai paragrafi successivi, considerata la presenza di punti a elevata amplificazione dovuta a condizioni morfologiche, topografiche e geometriche peculiari, si è ritenuto opportuno individuare ulteriori punti rappresentativi all'interno delle sezioni 2 e 3, sui quali concentrare analisi di dettaglio. L'obiettivo è valutare con maggiore precisione l'entità delle amplificazioni attese, verificando il ruolo esercitato dalle condizioni locali.

Le analisi condotte sui punti ad elevata amplificazione sono state condotte anche attraverso l'utilizzo delle simulazioni monodimensionali lungo la verticale dei punti selezionati, utilizzando il software LSR Stacec (descritto nei paragrafi precedenti), al fine di discernere gli effetti bidimensionali da quelli stratigrafici, in analogia a quanto proposto, ad esempio da Pagliaroli et al. (2020).

L'analisi dei risultati consente di valutare la dipendenza in frequenza e in ampiezza degli effetti di sito, evidenziando il ruolo della stratigrafia, della morfologia e delle condizioni topografiche. Inoltre, il confronto tra modellazioni monodimensionali e bidimensionali permette di quantificare i contributi stratigrafici e morfologici nella risposta locale, fornendo così un quadro completo della variabilità del comportamento sismico dell'area di Pompei.

SEZIONE 1

La figura 8.9a), mostra la sezione sintetica n°1, lungo la quale sono stati individuati tre punti di controllo, contrassegnati in rosso come A, B e C. Questi punti sono stati selezionati in quanto ricadono nelle aree centrali della città ove è presente un'alta concentrazione di rovine; inoltre in corrispondenza di questi punti ricadono le misure di rumore ambientale elaborate con tecnica HVSR, con è possibile comparare le funzioni di amplificazione ottenute dall'analisi di RSL. In tali punti si è quindi scelto di estrarre i risultati delle analisi di risposta sismica locale, come funzioni di amplificazione e spettri di risposta in superficie; mentre lungo tutto la sezione sono stati estratti i rapporti PGA/PG0 e i fattori di amplificazione (FA) nei vari punti di controllo identificabili nella figura 8.9b).

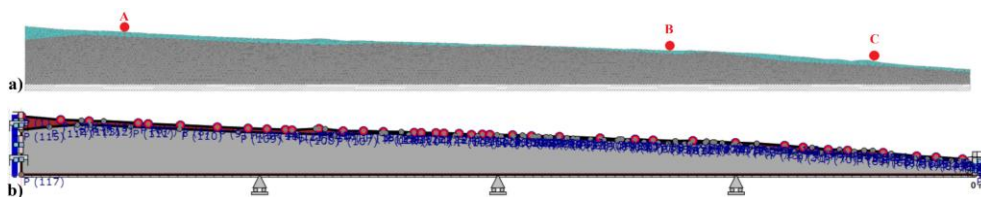


Figura 8.9: Modello sezione n°1, mesh e punti di controllo utilizzati a); work-section estratta dal software LSR 2D – Stacec

RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 1

Nella figura 8.10 viene rappresentata la variazione longitudinale del rapporto tra l'accelerazione massima media al suolo (A_{max_s}) e l'accelerazione massima media di input al bedrock (A_{max_g}) per la sezione 1, calcolato per i tre livelli di pericolosità sismica assunti nello studio, corrispondenti ai periodi di ritorno di 102 anni (verde), 475 anni (giallo) e 975 anni (rosso).

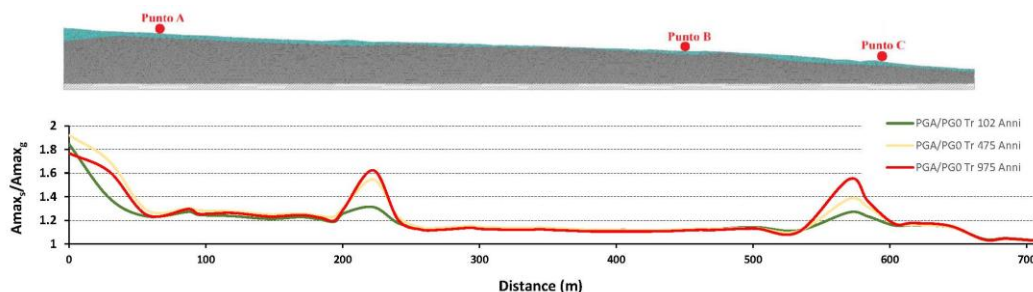


Figura 8.10: Andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} estratti lungo tutta la sezione 1 nei vari periodi di ritorno

L'andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} mostra come l'amplificazione sismica sia fortemente condizionata dalle condizioni geologiche locali e dalla morfologia della copertura superficiale. Nella porzione iniziale della sezione (tra 0 e 100 m), i valori di A_{max_s}/A_{max_g} raggiungono massimi prossimi a 1.8–2.0, con una progressiva attenuazione in direzione del centro della sezione. Si osservano, poi, due marcati picchi di amplificazione: il primo (A_{max_s}/A_{max_g} a circa 1.4, 1.7 e 1.8 rispettivamente per i periodi di ritorno di 102, 475 e 975 anni), localizzato intorno a

220 m, e il secondo, meno pronunciato, intorno a 570 m, con valori compresi tra 1.3 e 1.5 per i 3 periodi di ritorno considerati.

Si nota inoltre che l'entità dell'amplificazione cresce all'aumentare del periodo di ritorno: la curva relativa a $TR = 975$ anni (rosso) risulta generalmente superiore rispetto a quelle a $TR = 475$ anni (giallo) e 102 anni (verde). Ciò riflette la maggiore intensità del moto sismico di input che determina una risposta amplificata soprattutto nelle aree caratterizzate da un maggior spessore dei terreni di copertura.

In corrispondenza dei punti A, B e C, selezionati per le analisi di dettaglio, il grafico evidenzia delle differenze significative:

- Punto A: situato in corrispondenza della porzione iniziale della sezione, mostra i massimi valori di amplificazione, con A_{max_s}/A_{max_g} superiori a 1.8 già per $TR = 102$ anni.
- Punto B: localizzato nella parte centrale, è caratterizzato da valori più contenuti e stabili (A_{max_s}/A_{max_g} circa 1.2–1.3), riflettendo una minore suscettibilità locale.
- Punto C: posto verso l'estremità della sezione, coincide con un aumento del rapporto $PGA/PG0$ a circa 1.3 intorno a 600 m.

FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 1

In figura 8.11 si riportano, per tre periodi di ritorno considerati, i Fattori di Amplificazione (AF), definiti come il rapporto tra gli spettri medi di risposta elastici estratti in superficie e i corrispondenti spettri medi dei segnali in input, integrati su tre intervalli di periodo 0,1-0,5 s, 0,4-0,8 s e 0,7-1,1 s. Le distribuzioni, riportate lungo il tracciato della sezione, consentono di valutare le variazioni spaziali

dell'amplificazione in funzione delle condizioni stratigrafiche e morfologiche locali, con riferimento ai tre scenari di pericolosità sismica (TR = 102, 475 e 975 anni).

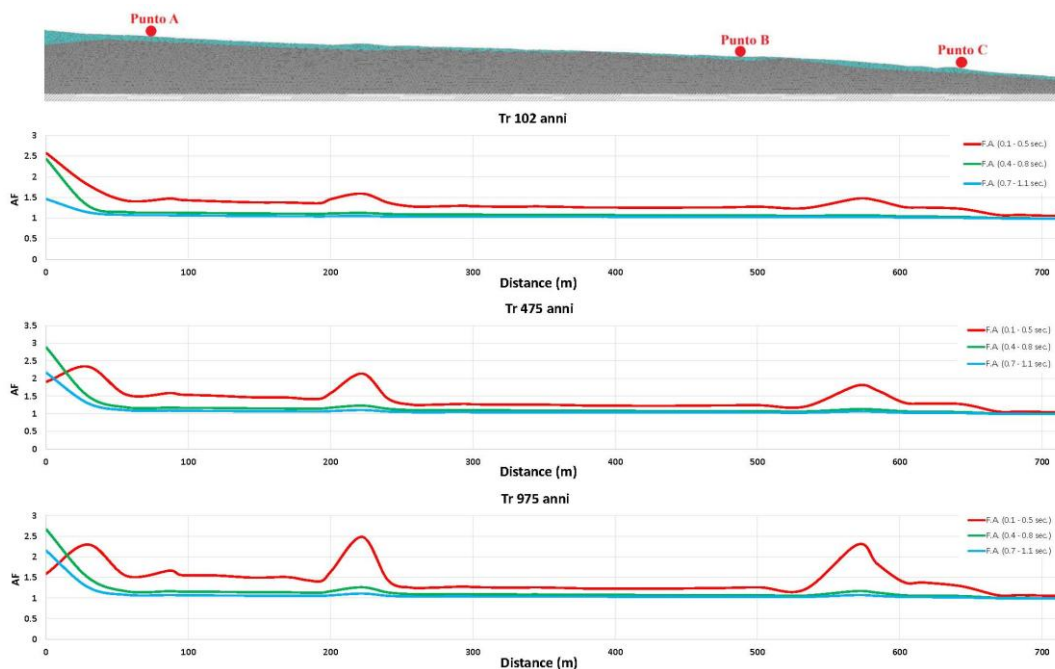


Figura 8.11: Andamento dei fattori di amplificazione (FA) estratti lungo tutta la sezione 1 nei vari periodi di ritorno

Per il periodo di ritorno più breve (102 anni), i valori di FA risultano generalmente contenuti, con picchi moderati prossimi a 1.5 in corrispondenza di irregolarità morfologiche superficiali per il periodo compreso tra 0.1 e 0.5 s (curva rossa). Con l'aumentare della sollecitazione sismica (TR = 475 anni) si osserva un incremento sensibile dei valori massimi, sempre nell'intervallo di periodo 0.1–0.5 s che raggiunge localmente valori superiori a 2.0. Tale andamento evidenzia come gli

effetti di amplificazione si manifestino con maggiore intensità nelle bande di periodo più basse, coerentemente con la presenza di depositi superficiali a spessore variabile.

Lo scenario con $TR = 975$ anni mostra un ulteriore rafforzamento degli effetti locali, con picchi che si attestano attorno a 2.70 nel breve periodo e una maggiore estensione spaziale delle zone soggette ad amplificazione significativa. Al contrario, le curve relative agli intervalli più lunghi (0.4–0.8 s e 0.7–1.1 s) si mantengono stabili e poco variabili lungo la sezione, indicando una risposta più regolare e meno condizionata dalle variazioni topografiche e geologiche.

Nel complesso, l'analisi dei FA della Sezione 1 evidenzia come le condizioni locali producano effetti amplificativi soprattutto per i periodi più brevi, con valori crescenti al crescere della pericolosità sismica.

FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 1

La figura 8.12 riporta le funzioni di amplificazione numeriche calcolate nei tre punti significativi della sezione (A, B e C), poste in relazione con gli spettri HVSR ottenuti dalle misure di rumore ambientale. I grafici sono organizzati in colonne, ciascuna riferita ad un punto di controllo, e in righe, corrispondenti ai tre periodi di ritorno considerati (102, 475 e 975 anni). In ogni diagramma le funzioni di amplificazione numeriche sono rappresentate in colore ciano, mentre la curva media HVSR è riportata in rosso, con le relative deviazioni standard evidenziate dalle linee tratteggiate nere. Le scale di riferimento per i due set di curve sono riportate rispettivamente a sinistra (funzioni di amplificazione) e a destra (H/V).

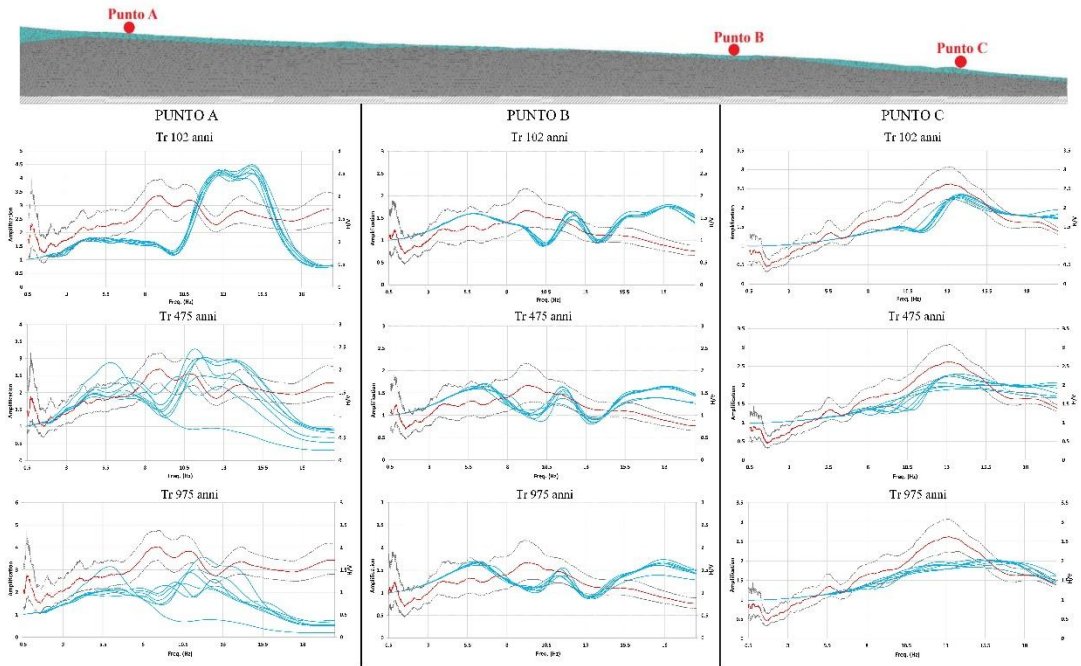


Figura 8.12: Sezione 1 con confronto delle funzioni di amplificazione estratte ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso con le misure HVSR effettuate

L’analisi comparativa evidenzia una parziale coerenza tra i picchi di amplificazione ottenuti numericamente e le risonanze individuate dalle curve HVSR, pur con differenze legate sia al livello di input sismico sia alla risposta non lineare dei terreni superficiali.

- Punto A: la risposta numerica mostra picchi ben marcati tra 8 e 15 Hz, con un incremento dell’ampiezza al crescere del periodo di ritorno. Tali massimi trovano buona corrispondenza con la curva HVSR, che individua una frequenza fondamentale nella stessa banda. All’aumentare dell’intensità sismica (TR = 475 e 975 anni) le curve

numeriche tendono ad ampliare il campo di frequenze interessato e il diverso andamento sottolinea un comportamento non più lineare.

- Punto B: la risposta è complessivamente più smorzata rispetto al punto A, con valori di amplificazione inferiori e picchi meno definiti. La curva HVSR mostra un andamento regolare, con massimi contenuti che risultano in linea con i valori numerici calcolati. Anche in questo caso, seppur molto lieve, si osserva un leggero incremento dell'ampiezza passando da $TR = 102$ a 975 anni, ma con un'intensità limitata, coerente con lo spessore dei terreni di copertura che in questa porzione di sezione risulta molto ridotto.
- Punto C: le curve numeriche mettono in evidenza un picco principale generalmente compreso tra 12 e 16 Hz, che trova riscontro nella curva HVSR. L'ampiezza di tale picco aumenta in ampiezza e frequenza al crescere del periodo di ritorno, raggiungendo i valori massimi per $TR = 975$ anni. Tale comportamento suggerisce la presenza di condizioni locali (geometriche e topografiche) più favorevoli all'amplificazione rispetto al punto B.

SPETTRI DI RISPOSTA IN SUPERFICIE – SEZIONE 1

La figura 8.13 riporta i relativi spettri di risposta in accelerazione ottenuti nei tre punti di controllo lungo la sezione (A, B e C), per i tre livelli di pericolosità considerati ($TR = 102, 475$ e 975 anni). In ciascun grafico sono rappresentati in grigio gli spettri derivanti dai singoli accelerogrammi impiegati nelle analisi, in rosso

lo spettro medio di superficie e in verde lo spettro medio delle accelerazioni imposte al bedrock.

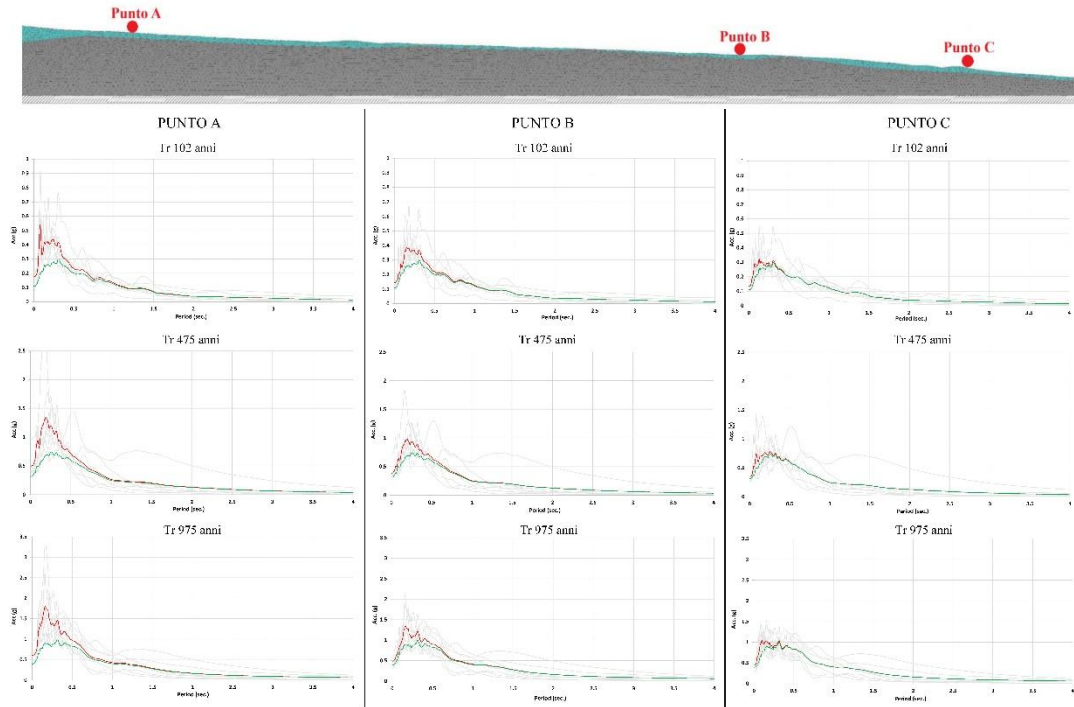


Figura 8.13: Sezione 1 con relativi spettri in accelerazione estratti in superficie ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso

L’analisi comparativa mette in evidenza come, in tutti i punti indagati, gli spettri di superficie risultino amplificati rispetto allo spettro di input, con un’intensità variabile in funzione della posizione lungo la sezione e del periodo di ritorno.

- Punto A: gli spettri mostrano un marcato incremento rispetto all’input, con massimi dello spettro medio localizzato a 0.1 s per TR = 102 anni, 0.19 s per TR = 475 e 0.16 per TR = 975 anni. Lo spettro

medio in rosso si colloca nettamente al di sopra della curva verde di input, soprattutto per $TR = 475$ e 975 anni, indicando un effetto di amplificazione particolarmente pronunciato in corrispondenza di questa zona, coerente con quanto evidenziato precedentemente anche dalle funzioni di amplificazione.

- Punto B: la risposta spettrale appare più contenuta; lo spettro medio risulta solo leggermente superiore all'input, con picchi nel periodo di 0.16 s per $TR = 102$ anni, 0.2 s per $TR = 475$ anni e 0.18 per $TR = 975$ anni. Rispetto al punto A le differenze tra i vari periodi di ritorno sono meno marcate; questo comportamento riflette le condizioni stratigrafiche locali, caratterizzate da minore spessore dei terreni di copertura e conseguente ridotta suscettibilità all'amplificazione.
- Punto C: gli spettri evidenziano un comportamento intermedio tra i due casi precedenti. Lo spettro medio non mostra un picco ben definito ma un'amplificazione di entità più bassa rispetto agli altri due punti considerati nel periodo compreso tra 0.1 e 0.35 s.

Alla luce dei punti considerati è possibile fare un'osservazione; la dispersione tra gli spettri dei singoli accelerogrammi (in grigio) seppur lieve, è evidente confrontando il punto A e il punto C. Considerando il periodo di ritorno $TR = 475$ anni, si può notare che le curve grigie relative ai diversi terremoti utilizzati sono più "sparse" e differiscono maggiormente tra loro nel punto C, mentre nel punto A gli spettri tendono a essere più vicini e simili fra loro.

Questa condizione suggerisce che la risposta sismica locale nel punto C dipende in modo più marcato dalle caratteristiche specifiche del terremoto in input. Al contrario, il punto A, mostra una risposta meno influenzata da questa condizione. Il punto C risulta quindi più "sensibile" alle caratteristiche del moto di input utilizzato (es. durata e contenuto in frequenza) producendo amplificazioni che variano in funzione del terremoto usato.

SEZIONE 2

La figura 8.14a), mostra la sezione di dettaglio n°2, lungo la quale sono stati individuati 5 punti di controllo, contrassegnati in rosso come A', B', C', N e Z.

Questi punti sono stati selezionati in quanto ricadono rispettivamente sotto via dell'Abbondanza, nel complesso abitativo di Casa Casti Amanti e Via Nola.

Questa sezione attraversa la parte occidentale della città e, di conseguenza, include alcune aree non scavate (i cosiddetti "pianori"). Come già menzionato, nelle aree dei pianori, sono stati eseguiti sondaggi geognostici che hanno permesso di ottenere una ricostruzione stratigrafica dettagliata; i pianori sono visibili nella figura 8.14a) (tra 0 e 200 m, tra 350 e 500 m e a partire da 560 m fino a fine sezione).

Nei punti summenzionati si è scelto di estrarre i risultati delle analisi di risposta sismica locale, come funzioni di amplificazione e spettri di risposta in superficie; mentre lungo tutto la sezione sono stati estratti i rapporti A_{maxs}/A_{maxg} e i fattori di amplificazione (FA) nei vari punti di controllo identificabili alla figura 8.14b).

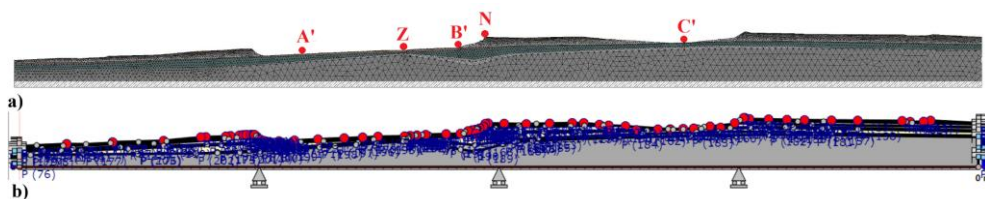


Figura 8.14: Modello sezione n°2, mesh e punti di controllo utilizzati a); work-section estratta dal software LSR 2D – Stacec

RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 2

Nella figura 8.15 viene rappresentata la variazione longitudinale del rapporto tra l'accelerazione media massima in superficie (A_{max_s}) e l'accelerazione massima media di input al bedrock (A_{max_g}) per la sezione 2, calcolato per i tre livelli di pericolosità sismica assunti nello studio, corrispondenti ai periodi di ritorno di 102 anni (verde), 475 anni (giallo) e 975 anni (rosso).

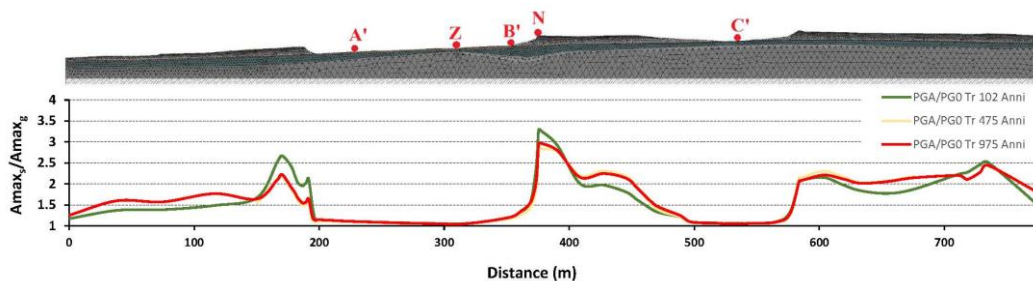


Figura 8.15: Andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} estratti lungo tutta la sezione 2 nei vari periodi di ritorno

L'andamento del rapporto A_{max_s}/A_{max_g} evidenzia una risposta fortemente variabile lungo la sezione, caratterizzata da tratti a bassa amplificazione e da zone con picchi molto marcati. Nella porzione iniziale (fino a 160 m – area pianori) i valori

si mantengono compresi tra 1.2 e 1.6, con un incremento progressivo fino al primo picco principale localizzato tra 160 e 190 m (area pianori/fronте di scavo), dove il rapporto raggiunge valori superiori a 2.5 per TR = 102 anni e circa 2.2–2.3 per TR = 475 e 975 anni.

Un secondo picco di notevole entità si osserva tra 370 e 400 m (area Casa Casti Amanti, fronte di scavo), con rapporti massimi compresi tra 2.7 e 3.0 a seconda dello scenario di pericolosità. Oltre i 600 m la curva mostra un nuovo incremento, con valori compresi tra 2.1 e 2.35 e un picco finale in prossimità dei 720–750 m, dove si raggiungono valori prossimi a 2.5.

Le amplificazioni individuate in questa sezione, sono più elevate rispetto a quelle registrate nelle sezioni sintetiche (come si vedrà anche per la Sezione sintetica 3), riflettendo la presenza di condizioni stratigrafiche, topografiche e morfologiche, favorevoli alla risonanza e al potenziamento del moto sismico. In particolar modo questa condizione è visibile per le aree ove sono presenti i fronti di scavo, ove alla stratigrafia di base di Pompei si aggiunge la presenza delle ceneri e delle pomici derivanti dall'eruzione del 79 d.C., nonché una topografia molto più accidentata legata alla modellazione del fronte di scavo.

Per le aree “deprese” tra la progressiva 200 e 350 m e tra la progressiva 500 e 560 m, ove si rinviene a giorno la città antica, i rapporti di A_{max_s}/A_{max_g} per tutte e 3 i periodi di ritorno si attestano tra 1.05 e 1.28.

Il confronto tra i tre scenari di pericolosità, osservando i punti a maggiore amplificazione, rivela un comportamento interessante:

- per $TR = 102$ anni, si registrano i valori di amplificazione più elevati in corrispondenza dei picchi, in particolare tra le ascisse 160–190 m e 370–400 m.
- per $TR = 475$ anni, i picchi risultano leggermente smorzati ma comunque significativi, con valori prossimi a 2.5–2.7.
- per $TR = 975$ anni, l'andamento risulta complessivamente simile a quello del $TR = 475$ anni, con valori lievemente inferiori nei picchi principali.

FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C')

Nella figura 8.16 si mostrano i fattori di amplificazione FA estratti per la Sezione 2.

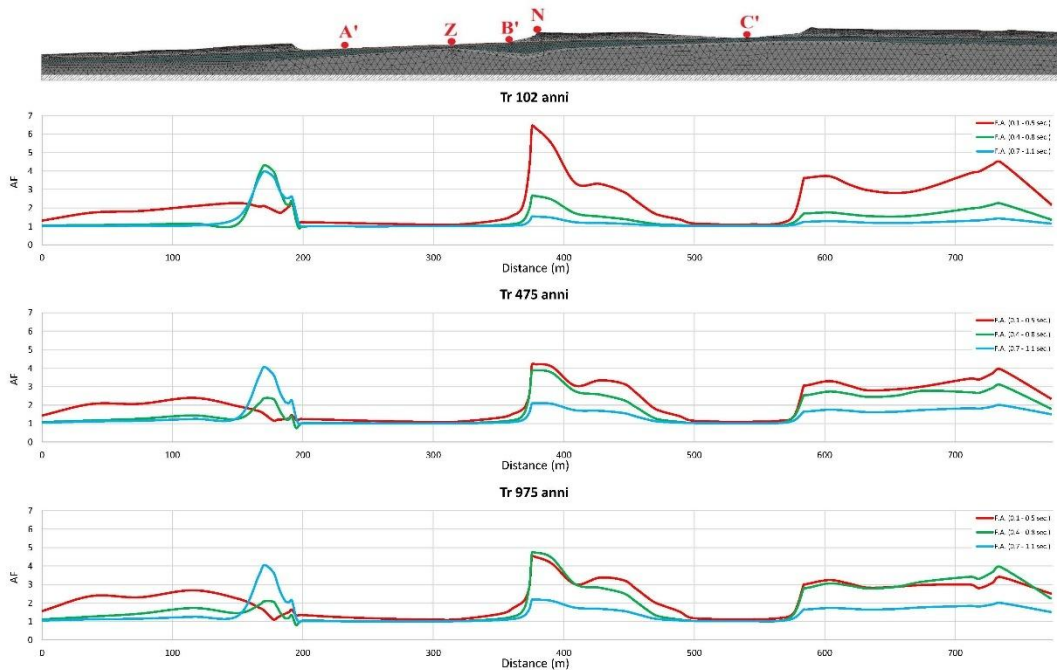


Figura 8.16: Andamento dei fattori di amplificazione (FA) estratti lungo tutta la sezione 2 nei vari periodi di ritorno

L'andamento dei Fattori di Amplificazione evidenzia una risposta locale complessa, strettamente legata alle variazioni stratigrafiche e morfologiche che caratterizzano la valle centrale e le zone di cresta.

Per il periodo di ritorno più breve (TR = 102 anni), i valori di FA si mantengono generalmente contenuti lungo la sezione, con amplificazioni modeste e localizzate. Tuttavia, già in questo scenario iniziano a distinguersi incrementi significativi in corrispondenza delle aree ricadenti sui pianori e a maggior ragione in prossimità dei fronti di scavo: la zona intorno a 180 m, dove si osservano picchi

marcati nel campo dei periodi intermedi (0.4–0.8 s), e il settore tra 360–400 m, in cui le curve relative al breve periodo (0.1–0.5 s) raggiungono valori superiori a 6.0. Con TR = 475 anni si osservano le stesse amplificazioni viste per il TR = 102 anni. La zona a circa 180 m mostra picchi intorno a 4.0 nel periodo 0.7–1.1 s, suggerendo la presenza di un effetto topografico e di risonanza stratigrafica, mentre tra 350 e 400 m i valori ai brevi periodi (0.1–0.5 s e 0.4–0.8 s) si confermano elevati, superando in modo stabile il valore di 4.0. Anche il settore tra 570 e 750 m evidenzia amplificazioni estese, con picchi intorno a 3.0 per i periodi brevi e intermedi nelle aree dei pianori a nord della città antica.

Infine, nello scenario più gravoso (TR = 975 anni), la distribuzione dei FA ribadisce l'andamento osservato, con valori molto elevati nelle stesse zone già critiche. In particolare, nella fascia dei 200 m le curve relative ai periodi alti (0.7–1.1 s) e intermedi (0.4–0.8 s) mostrano ancora picchi maggiori di 4.0, mentre nella zona dei 350–400 m il breve (0.1–0.5 s) e medio periodo (0.4–0.8 s) conferma il massimo assoluto della sezione, con FA prossimi a 5.0.

In sintesi, la Sezione 2 si caratterizza per una risposta eterogenea, con amplificazioni molto rilevanti concentrate in corrispondenza della valle centrale e delle irregolarità topografiche locali. Tali risultati indicano chiaramente il ruolo dominante sia della topografia sia della geometria sepolta nel controllo della risposta sismica locale.

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C')

La figura 8.17 riporta le funzioni di amplificazione numeriche ottenute nei punti di controllo A, B e C della Sezione 2, corrispondenti alle aree archeologiche già scavate dell'antica città. Per ciascun punto sono riportati tre scenari di pericolosità sismica ($TR = 102, 475$ e 975 anni). Le funzioni di amplificazione numeriche come prima sono rappresentate in colore ciano (scala a sinistra), mentre per quanto riguarda il confronto con le curve sperimentali HVSR, indicate in rosso (curva media) e con linee tratteggiate nere (deviazioni standard) la cui scala è sulla destra dei grafici, è stato fatto nel solo nel punto A' in quanto misura più vicina.

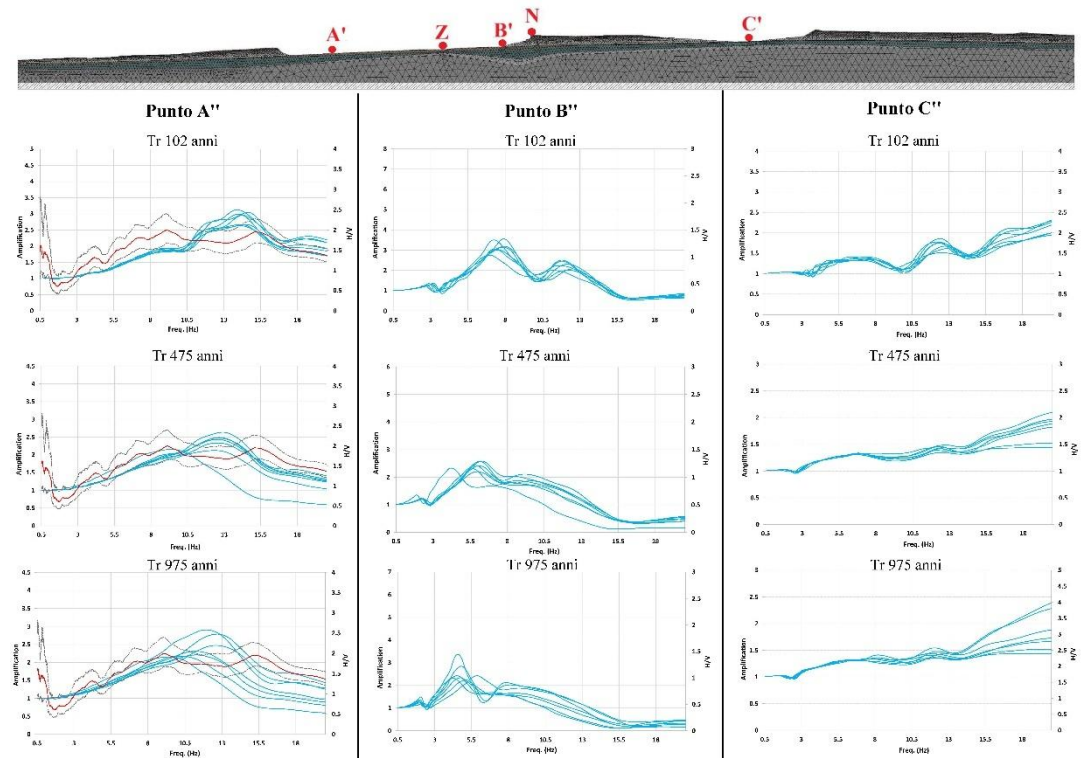


Figura 8.17: Sezione 2 con confronto delle funzioni di amplificazione estratte ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso con le misure HVSR effettuate

Il confronto tra la misurazione HVSR e la funzione di amplificazione numerica è stato effettuato nel punto di controllo A', mostrando una buona coerenza. Per gli altri due punti della sezione sono state invece considerate esclusivamente le funzioni di amplificazione numeriche, il cui confronto mette in evidenza notevoli differenze nella risposta sismica locale lungo il profilo. Per i tre punti di controllo, si può osservare:

- Punto A': le funzioni di amplificazione estratte evidenziano un'amplificazione generalmente compresa per tutti e 3 i "TR" compresa tra 6 e 15 Hz, con un incremento delle ampiezze al crescere del periodo di ritorno. La curva HVSR mostra un aumento del rapporto H/V nello stesso intervallo di frequenze, segnando un'ottima corrispondenza con le funzioni di amplificazione; conferma della coerenza tra dati sperimentali e la modellazione. L'amplificazione risulta particolarmente accentuata negli scenari di TR = 475 e 975 anni.
- Punto B': in assenza di dati HVSR, l'analisi si concentra esclusivamente sulle simulazioni numeriche. Le curve mostrano un incremento delle ampiezze compreso tra 5 e 7 Hz, ripetuto nei tre scenari di pericolosità, con valori massimi compresi tra 2 e 4.
- Punto C': anche in questo caso non sono disponibili misure HVSR. Le funzioni numeriche evidenziano un incremento progressivo

dell'amplificazione con l'aumentare della frequenza, con valori oltre 1.5 oltre i 10 Hz. L'intensità dei picchi cresce nei passaggi da TR = 102 a TR = 975 anni.

SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI A', B', C')

La figura 8.18 riporta gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti nei tre punti di controllo della Sezione 2 (A', B' e C'), per i periodi di ritorno pari a 102, 475 e 975 anni. Come precedentemente in ciascun grafico sono mostrati: in grigio gli spettri derivanti dai singoli accelerogrammi utilizzati nelle analisi, in rosso lo spettro medio calcolato in superficie e in verde lo spettro medio di input, corrispondente ai moti sismici imposti al bedrock.

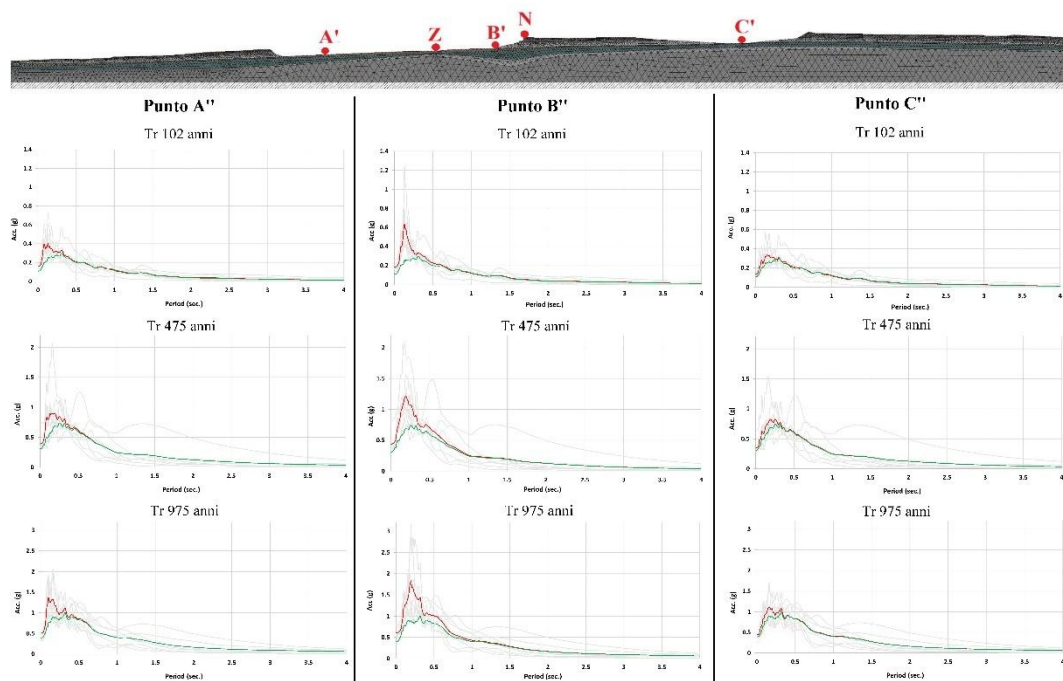


Figura 8.18: Sezione 2 con relativi spettri in accelerazione estratti in superficie ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso

L'analisi evidenzia un generale incremento della risposta spettrale in superficie rispetto allo spettro di input, con intensità variabile in funzione della posizione lungo la sezione e del valore di TR considerato.

- Punto A': gli spettri mostrano un marcato incremento nell'intervallo di periodi compreso tra 0.06 e 0.25 s, con lo spettro medio in rosso nettamente superiore all'input verde avente valori di picco massimi per tutti e 3 i TR considerati compresi tra 0.11 e 0.13 s. La dispersione degli spettri grigi è presente, soprattutto negli scenari con TR = 475 e 975 anni, indicando una forte sensibilità del sito alla variabilità delle caratteristiche dei terremoti di input.
- Punto B': la risposta risulta più regolare e il picco principale localizzato intorno a 0.13 s per TR = 102 anni e 0.2 s per TR = 475 e 974 anni, mentre la dispersione tra i singoli spettri è limitata.
- Punto C': lo spettro medio evidenzia incrementi moderati rispetto all'input, con massimi compresi tra 0.16 e 0.17 s per tutti e 3 i TR considerati. Rispetto al punto B, si osserva una maggiore dispersione tra gli spettri dei singoli accelerogrammi, soprattutto per TR = 975 anni, segnalando una risposta più variabile e condizionata dalle caratteristiche del moto in ingresso.

ANALISI PUNTI Z, B', N – SEZIONE 2

Oltre ai 3 punti analizzati in precedenza per la seguente sezione, si analizzano adesso i punti Z, N e B' (Figura 8.19) in quanto:

- Punto in cresta (Punto N): localizzato sulla sommità del fronte di scavo, rappresenta un'area potenzialmente soggetta a fenomeni di amplificazione topografica. La configurazione morfologica suggerisce infatti la possibilità di un incremento locale delle accelerazioni.
- Punto B' (area di valle): collocato alla base della sezione e già analizzato precedentemente, è situato proprio in corrispondenza di una geometria a “valle”, è stato scelto per valutare la rilevanza degli effetti di valle, che possono comportare un intrappolamento delle onde sismiche e una conseguente amplificazione in determinate bande di frequenza.
- Punto con spessore ridotto dei depositi (Punto Z): posizionato in un'area caratterizzata da un esiguo spessore delle coperture superficiali, costituisce un riferimento per indagare il ruolo degli effetti, topografici e di valle degli altri due casi.

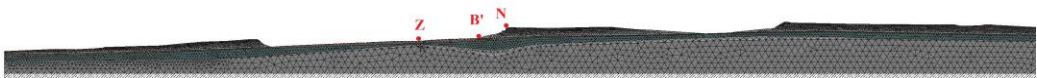


Figura 8.19: Sezione 2 con i punti di controllo utilizzati per le analisi

Il confronto tra i risultati ottenuti in questi tre punti, integrato dall'analisi 1D eseguita lungo la verticale dei siti considerati, consente di discriminare l'entità e la natura delle amplificazioni osservate, distinguendo tra quelle imputabili alla sola

stratigrafia, agli effetti morfologici di valle e agli effetti topografici. Tale approccio comparativo permette di interpretare in modo più accurato i meccanismi di risposta locale e di attribuire correttamente le cause degli incrementi osservati nei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} lungo la sezione.

CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI Z, B', N)

Con il fine di individuare quali siano le entità delle amplificazioni dovute alla stratigrafia, sono state effettuate sui 3 punti della sezione (Figura 8.20) delle analisi monodimensionali.

La figura 8.20 riporta i risultati delle analisi monodimensionali eseguite nei tre punti di focus selezionati lungo la Sezione 2, individuati in corrispondenza di differenti condizioni stratigrafiche e morfologiche: il Punto Z, localizzato in prossimità dell'affioramento del bedrock; il Punto B', situato in un'area di valle caratterizzata da uno spessore più consistente dei terreni di copertura; e il Punto N, posto in corrispondenza di una cresta, dove alla presenza di depositi più spessi si aggiungono livelli composti da pomici e ceneri.

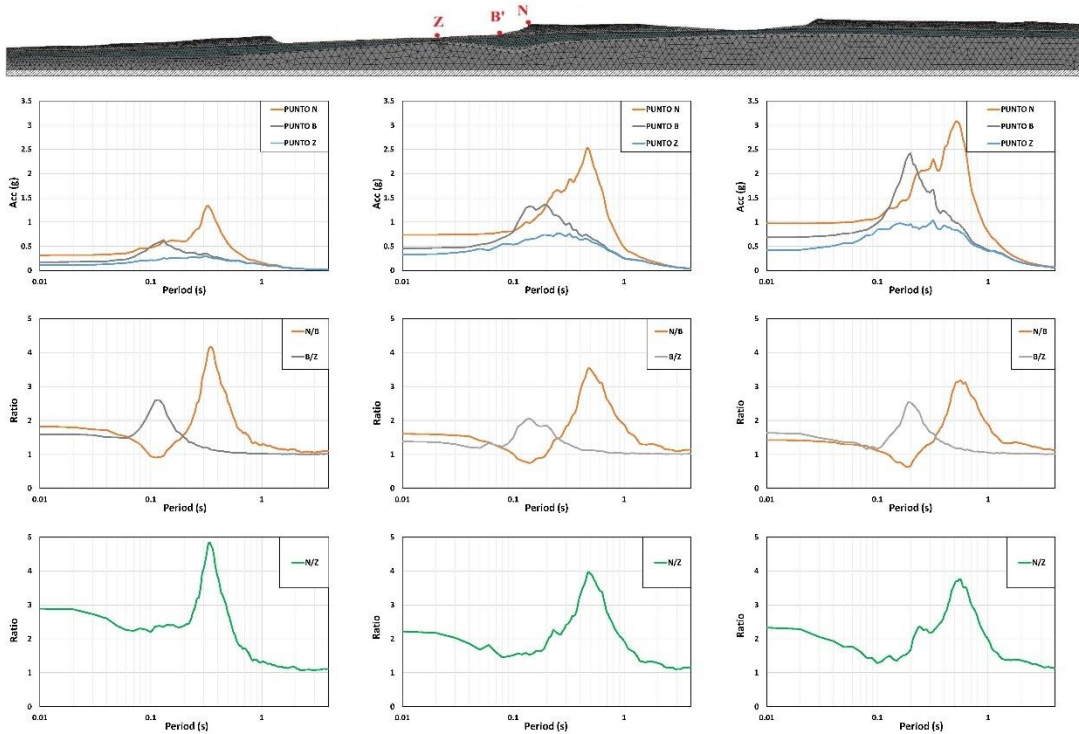


Figura 8.20: Confronto degli spettri in accelerazione derivanti dalle analisi monodimensionali sui 3 punti Z, B' e N.

Nella prima riga della figura 8.20 sono riportati gli spettri di risposta in accelerazione calcolati nei tre punti per i periodi di ritorno di 102, 475 e 975 anni. L'analisi evidenzia un chiaro incremento dei valori spettrali sui 3 periodi di ritorno passando dal Punto Z al Punto B', legato evidentemente all'aumento dello spessore dei depositi superficiali. Ancora più marcata risulta la risposta del Punto N, dove l'amplificazione è attribuibile non solo alla maggiore potenza dei terreni ma anche alla presenza di livelli piroclastici.

Nella seconda riga sono riportati i rapporti tra gli spettri dei diversi punti; in arancione il rapporto tra il punto N e B', in grigio quello tra il punto B' e Z. Il rapporto tra N e B' mostra come il Punto N presenti una risposta sensibilmente più elevata rispetto al punto B', con picchi marcati nei periodi 0.37 s per TR = 102 anni e 0.52 s per TR = 475 e TR = 975 anni. Il rapporto tra il punto B' e il punto Z, manifesta un picco con una minor entità nel periodo di 0.15 s per tutti e 3 i periodi di ritorno considerati. Il confronto di questi 3 punti da conferma dell'importanza dello spessore dei depositi in copertura, in quanto all'aumentare dello spessore si manifesta tra un punto e un altro un incrementano della domanda sismica che si distribuisce su periodi differenti.

Nella terza riga è rappresentato il rapporto diretto tra il punto N e Z, che integra i due confronti precedenti. I valori raggiungono picchi molto elevati, per TR = 102 anni si raggiunge un rapporto di circa 5 nel periodo pari a 0.35 s, mentre negli altri periodi il rapporto diminuisce fino a 4 a periodi di 0.48 s per TR = 475 anni e 0.54 s per TR = 975 anni; tale modifica in termini di rapporto e di periodi rispetto al rapporto fatto per T = 102 anni, può essere dovuto ad eventuali fenomeni di non linearità che si manifestano all'aumentare del periodo di ritorno e quindi dell'energia dei terremoti in input.

Complessivamente, i risultati mettono in evidenza come la sola stratigrafia possa produrre differenze rilevanti nella risposta sismica locale lungo la sezione. In particolare, il Punto N risulta nella condizione più sfavorevole, sia per la presenza di spessori maggiori di depositi, sia per la natura litologica "meno rigida" dei depositi sciolti (es. pomici); ciò favorisce ampie amplificazioni spettrali. Il Punto B' mostra un comportamento intermedio, coerente con il maggiore spessore dei terreni di

copertura rispetto al Punto Z, quest'ultimo invece costituisce un termine di riferimento stabile e valido, con valori decisamente ridotti in termini di accelerazione.

CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 2 (PUNTI Z, B', N)

Dopo aver analizzato i risultati delle simulazioni monodimensionali nei tre punti di focus, si propone ora un confronto con le analisi bidimensionali al fine di evidenziare l'eventuale contributo degli effetti di valle e topografici rispetto alla sola risposta stratigrafica.

Considerata la coerenza dei comportamenti osservati nei diversi scenari di pericolosità e la sostanziale linearità della risposta per il periodo di ritorno di 102 anni e di 475 anni, si è scelto di presentare il confronto 1D–2D unicamente per lo scenario con TR = 475 anni. Questo livello di intensità sismica, infatti, rappresenta una condizione intermedia; da un lato consente di apprezzare in maniera significativa gli effetti locali, dall'altro evita le possibili complicazioni legate alle non linearità più marcate che caratterizzano lo scenario con TR = 975 anni. Tale scelta permette dunque di concentrare l'attenzione sull'interpretazione delle differenze tra i due approcci modellistici (1D e 2D) senza appesantire la trattazione con risultati ridondanti.

Appurato ciò si mostra in figura 8.21 il confronto tra le risposte monodimensionali e bidimensionali nei tre punti focus selezionati (Z, B' e N), con l'obiettivo di valutare l'effettiva entità degli effetti di valle e topografici rispetto alla sola amplificazione stratigrafica.

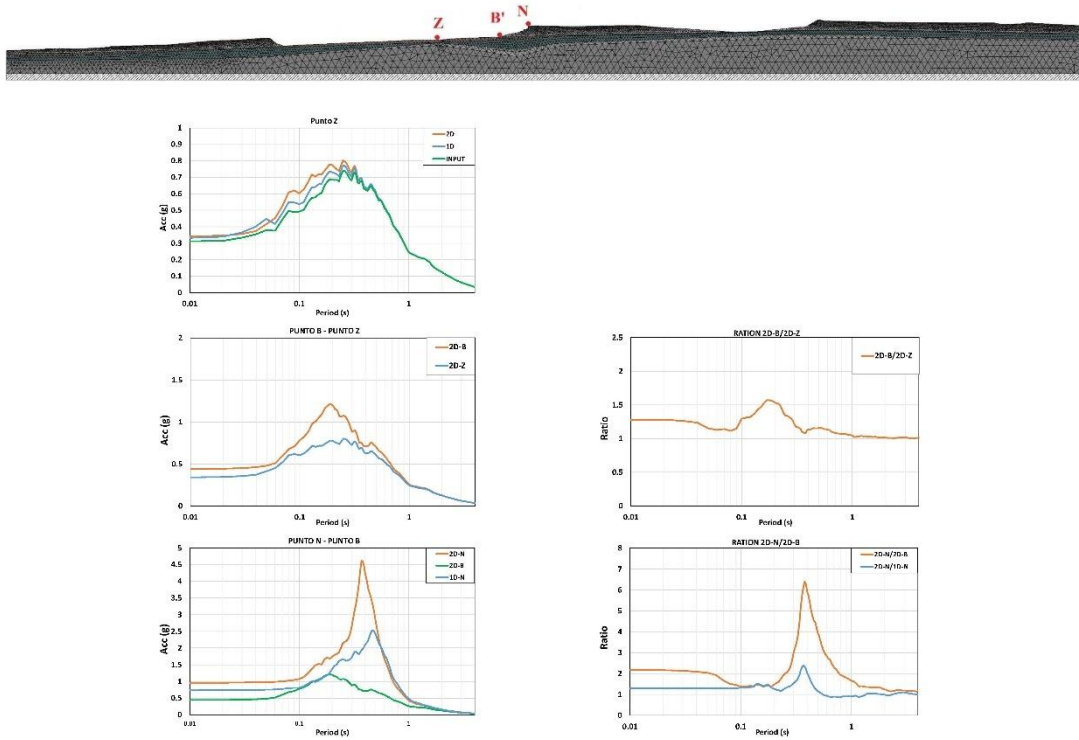


Figura 8.21: Confronto degli spettri in accelerazione derivanti da analisi 1D e 2D estratti nei punti Z, B' e N

Il primo grafico mostra lo spettro medio di accelerazione al suolo calcolato in condizioni 1D, 2D e lo spettro di input medio al bedrock. L'andamento delle tre curve risulta pressoché sovrapponibile su tutto l'intervallo di periodo considerato (da 0 a 4 s), con differenze trascurabili sia in termini di valori massimi che di forma spettrale. Tale comportamento conferma che in questo sito non si manifestano amplificazioni riconducibili a effetti stratigrafici o a condizioni bidimensionali,

motivo per cui il punto Z è stato assunto come riferimento per i confronti fatti al paragrafo precedente e successivi.

I grafici presenti in seconda linea (al centro) mostrano, a sinistra gli spettri 2D in accelerazione per il Punto Z e per il Punto B', quest'ultimo localizzato all'interno della conformazione a valle. L'analisi evidenzia valori sensibilmente maggiori per il punto B, in particolare nell'intervallo dei periodi compreso tra circa 0.09 e 0.38 s, con un picco principale intorno a 0.2 s. Nel grafico immediatamente a destra è riportato il rapporto tra i due spettri 2D; l'andamento conferma la presenza di un'amplificazione fino a circa 1.5 volte rispetto al riferimento Z, con un massimo proprio attorno al periodo di 0.2 s, coerente con un effetto valle dovuto alla geometria concava del deposito.

Per quanto riguarda i grafici in basso, a sinistra sono riportati gli spettri 1D e 2D del Punto N, insieme allo spettro 2D del Punto B. Il confronto mostra chiaramente come la risposta 2D del Punto N sia nettamente superiore rispetto sia al corrispondente spettro 1D e sia rispetto allo spettro 2D del Punto B', con un picco max marcato intorno a 0.38 s che raggiunge valori quasi doppi rispetto agli altri spettri. Nel grafico a destra, si riporta i rapporti 2D/1D al Punto N e 2D-N/2D-B'; l'amplificazione diventa ancora più evidente in quanto il rapporto 2D/1D supera valori di 2.3 in corrispondenza del picco presente a circa 0.38 s, mentre il rapporto 2D-N/2D-B' mostra un picco ancora più forte (circa 6.4) sempre intorno al periodo di 0.38 s, ciò evidenzia quanto gioca un ruolo importante la combinazione dei fattori topografici rispetto al Punto N.

SEZIONE 3

La figura 8.22a), mostra la sezione sintetica n°3, anche in questo caso sono stati individuati i punti di controllo, contrassegnati in rosso come A'', B'', C'' e F. I punti di controllo sono stati selezionati in quanto:

- Il punto A'' ricade nella parte nord della città antica e oltre ad essere un'area con elevata concentrazione di strutture antiche, secondo la studia di Amato et al., 2022, risulta un'area stabile ma suscettiva di amplificazione.
- Il punto B'' ricade nell'area immediatamente dietro Terme Femminili del Foro, anch'essa secondo lo studio di Amato et. al., 2022, risulta come area stabile suscettiva di amplificazione.
- Il punto C'' in quanto ricade all'interno del Foro, un'area ricca di monumenti centrali alla vita romana (Tempio di Giove, Santuario di Apollo, Basilica Pompeiana, Granai del Foro e il Tempio di Vespasiano).
- Il punto F situato tra il Foro e le Terme Femminili del Foro ricade in un punto nevralgico dell'area ove presenti punti di ristoro e immediatamente dopo l'arco del Tempio di Giove.

Anche in questo caso, in corrispondenza dei punti A e C ricadono le misure di rumore ambientale elaborate con tecnica HVSR con la quale poter comparare i risultati estratti.

Come prima in tali punti si è scelto di estrarre i risultati delle analisi di risposta sismica locale, come funzioni di amplificazione e spettri di risposta in superficie;

mentre lungo tutta la sezione sono stati estratti i rapporti A_{max_s}/A_{max_g} e i fattori di amplificazione (FA) nei vari punti di controllo identificabili nella figura 8.22b).

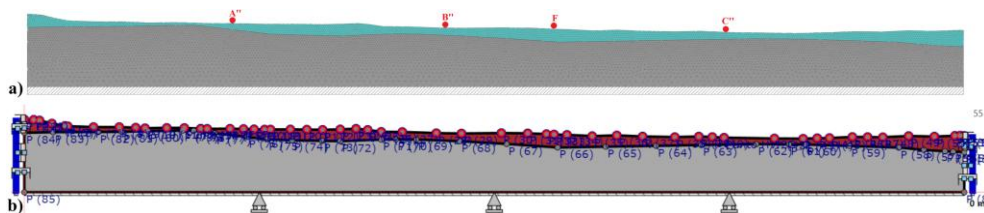


Figura 8.22: Modello sezione n°3, mesh e punti di controllo utilizzati a); work-section estratta dal software LSR 2D – Stacec

RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 3

Nella figura 8.23 viene rappresentata la variazione longitudinale del rapporto tra l’accelerazione massima media estratta in superficie (A_{max_s}) e l’accelerazione massima media di input (A_{max_g}) per la sezione 3, calcolato per i tre livelli di pericolosità sismica assunti nello studio, corrispondenti ai periodi di ritorno di 102 anni (verde), 475 anni (giallo) e 975 anni (rosso).

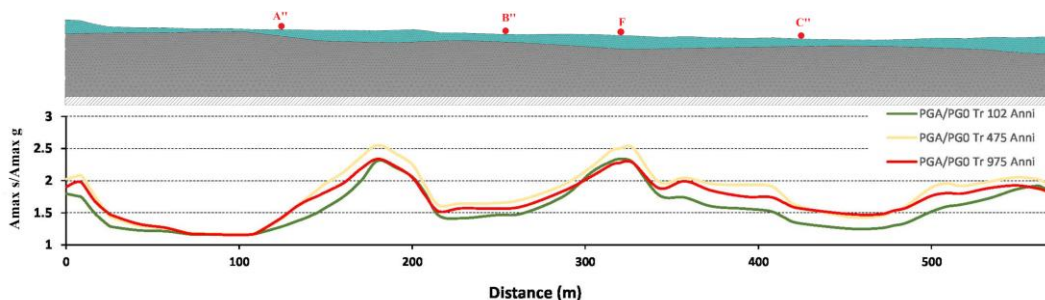


Figura 8.23: Andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} estratti lungo tutta la sezione 3 nei vari periodi di ritorno

L'andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} evidenzia una risposta articolata lungo la sezione, con alternanza di zone caratterizzate da valori pressoché stabili (tra 1.2 e 1.5) e di aree con significativi picchi di amplificazione. In corrispondenza dei primi 50 m si registrano valori massimi prossimi a 2.0, che si riducono progressivamente fino a valori più contenuti nella porzione centrale. Intorno a 180/200 m si osserva una prima amplificazione, con rapporti fino a circa 2.5 per il TR di 475 anni. Una seconda amplificazione, di entità analoga alle precedenti, si riscontra tra 300 e 340 m, mentre un ulteriore incremento di più lieve entità si manifesta oltre i 500 m, con valori compresi tra 1.8 e 2.0 per tutti e 3 i periodi di ritorno.

Il confronto tra i tre scenari di pericolosità mette in evidenza che:

- per TR = 102 anni, i rapporti A_{max_s}/A_{max_g} risultano generalmente più bassi, con valori massimi intorno a 1.9;
- per TR = 475 anni, l'ampiezza delle amplificazioni è maggiore, con i picchi più pronunciati lungo la sezione;
- per TR = 975 anni, la curva segue un andamento intermedio, con valori mediamente superiori al TR = 102 anni ma leggermente inferiori rispetto a quelli registrati al TR = 475 anni.

FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 3

Nella figura 8.24 si mostrano i fattori di amplificazione FA estratti per la Sezione 3.

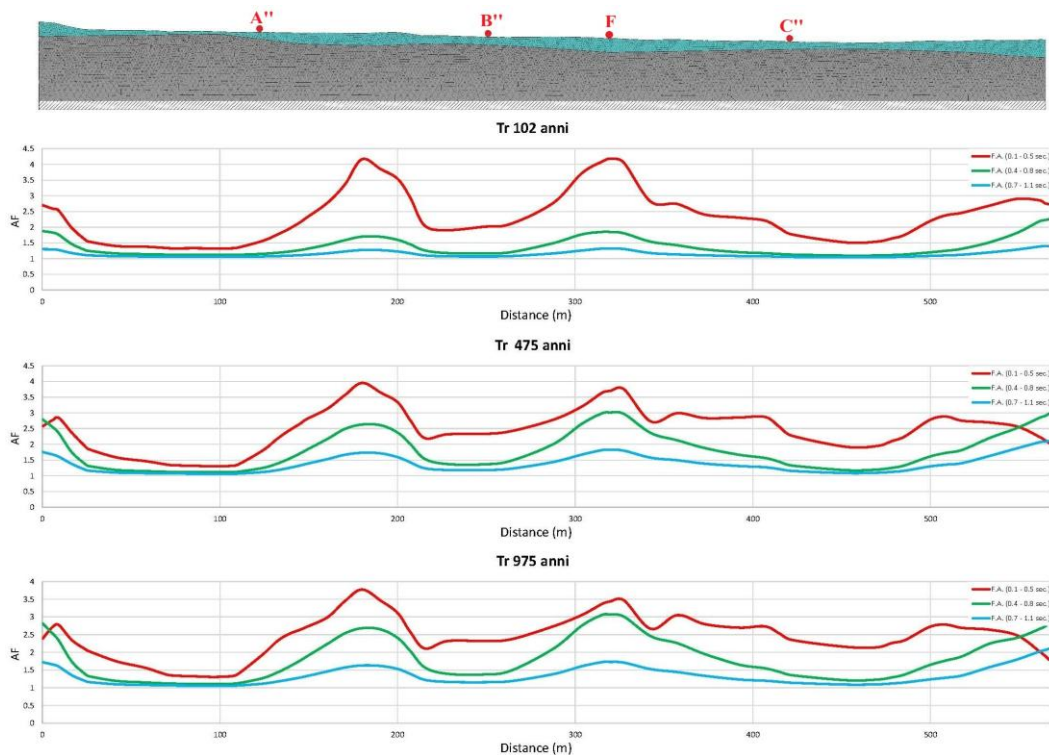


Figura 8.24: Andamento dei fattori di amplificazione (FA) estratti lungo tutta la sezione 3 nei vari periodi di ritorno

La Sezione 3 mostra un comportamento caratterizzato da ampie variazioni spaziali dei Fattori di Amplificazione, che riflettono in modo evidente l’influenza delle condizioni morfologiche e topografiche locali.

Per il periodo di ritorno più breve (TR = 102 anni), i valori di FA risultano moderati, con picchi tra 3.5 e 4.0 in corrispondenza di depressioni e zone concave del profilo relative ai periodi brevi (0.1–0.5 s), mentre gli intervalli intermedi e lunghi mantengono un andamento più regolare.

Con $TR = 475$ anni si osserva un incremento complessivo delle amplificazioni, soprattutto nel breve periodo, dove si registrano valori prossimi a 4.0 in corrispondenza della zona centrale e dei tratti a spessore maggiore dei depositi superficiali (a 180 e 340 m circa). Anche i periodi intermedi (0.4–0.8 s) in questo caso evidenziano un aumento rispetto allo scenario precedente, con picchi che superano localmente 2.5.

Lo scenario con $TR = 975$ anni conferma e rafforza i trend osservati, con i massimi valori di FA al breve periodo (0.1–0.5 s), che raggiungono sempre valori intorno a 4.0 e si distribuiscono in modo più esteso lungo la sezione. Le curve degli intervalli intermedi (0.4–0.8 s) e lunghi (0.7–1.1 s) mostrano anch'esse un progressivo incremento alle sollecitazioni elevate.

Nel complesso, la Sezione 3 evidenzia una risposta sismica articolata, con amplificazioni significative in corrispondenza delle zone morfologicamente depresse, dove gli effetti di valle e la variabilità stratigrafica giocano un ruolo determinante. I risultati confermano come la geometria sepolta e le condizioni locali influenzino in modo decisivo la distribuzione degli effetti di amplificazione lungo il tracciato.

FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 3 (PUNTI A'', B'', C'')

La figura 8.25 mostra le funzioni di amplificazione numeriche calcolate nei tre punti di riferimento della Sezione 3 (A'', B'' e C''), per i tre periodi di ritorno considerati (102, 475 e 975 anni). Le funzioni di amplificazione numeriche anche in

questo caso sono rappresentate in colore ciano, mentre le curve HVSR, disponibili per i soli punti A'' e C'', sono riportate in rosso con le relative deviazioni standard evidenziate dalle linee tratteggiate nere. Le scale di riferimento per le due tipologie di curve sono collocate rispettivamente a sinistra (funzioni di amplificazione numeriche) e a destra (H/V).

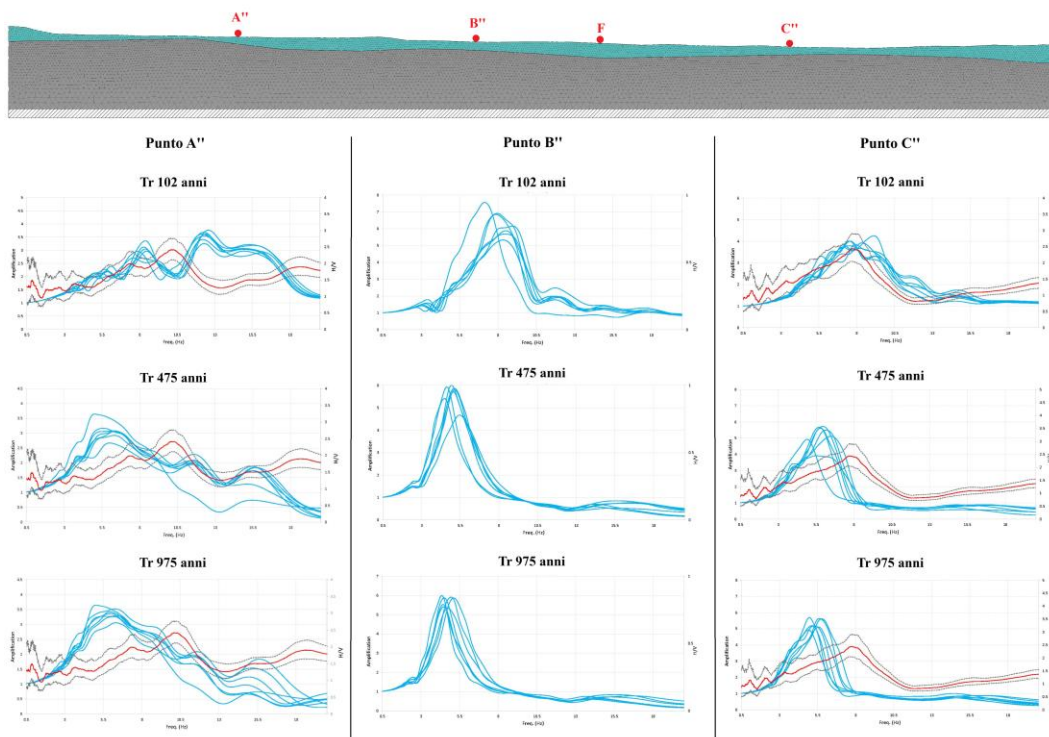


Figura 8.25: Sezione 3 con confronto delle funzioni di amplificazione estratte ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso con le misure HVSR effettuate

Il confronto delle funzioni di amplificazione estratte dalle analisi di risposta sismica locale con le relative misure HVSR effettuate, mostrano per la seguente sezione una buona coerenza; in particolare si evince per i vari punti:

- Punto A'': le funzioni numeriche evidenziano più picchi di amplificazione distribuiti nell'intervallo di frequenza compreso tra 5 e 15 Hz, con ampiezze che tendono ad aumentare al crescere del periodo di ritorno. La curva HVSR mostra una risonanza principale nello stesso intervallo, con una discreta coerenza rispetto alle simulazioni numeriche, in special modo per il TR = 102 anni fino a 10 Hz. L'incremento di ampiezza osservato per TR = 475 e 975 anni a 5.5 Hz suggerisce un comportamento non lineare dei terreni di copertura, coerente con la maggiore intensità dell'input sismico.
- Punto B'': in assenza di dati HVSR, l'analisi si concentra esclusivamente sulle curve numeriche, che mostrano un picco di amplificazione molto netto intorno a 6 Hz, presente in tutti e tre gli scenari di pericolosità. L'andamento regolare e la limitata dispersione tra le diverse funzioni indicano una risposta del sito più stabile e meno influenzata dalla variabilità dei singoli accelerogrammi.
- Punto C'': le curve numeriche evidenziano un comportamento analogo a quello del Punto B, con un picco ben definito; in particolare per il Tr = 102 anni il picco delle funzioni di amplificazione si attesta alla frequenza di 8 Hz e risulta perfettamente in accordo con la misura HVSR usata come confronto. All'aumentare del periodo di ritorno a 475 e 975 anni, si osservano amplificazioni più accentuate a

frequenze via via più basse (rispettivamente 6.5 Hz e 5.5 Hz). Il confronto con le curve HVSR mostra un'eccellente corrispondenza per i terremoti con periodo di ritorno più basso, mentre all'aumentare del periodo di ritorno le funzioni di amplificazione aumentano in ampiezza e si “abbassano” a verso frequenze minori, ciò può essere attribuito agli effetti non lineari dei terreni posti in copertura.

SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 3 (PUNTI A'', B'', C'')

La figura 8.26 riporta gli spettri di risposta in accelerazione in superficie ottenuti nei tre punti di controllo della Sezione 3 (A'', B'' e C''), per i periodi di ritorno pari a 102, 475 e 975 anni. In ciascun grafico sono rappresentati gli spettri relativi ai singoli accelerogrammi utilizzati nelle analisi in grigio, lo spettro medio di superficie in rosso e lo spettro di input al bedrock in verde.

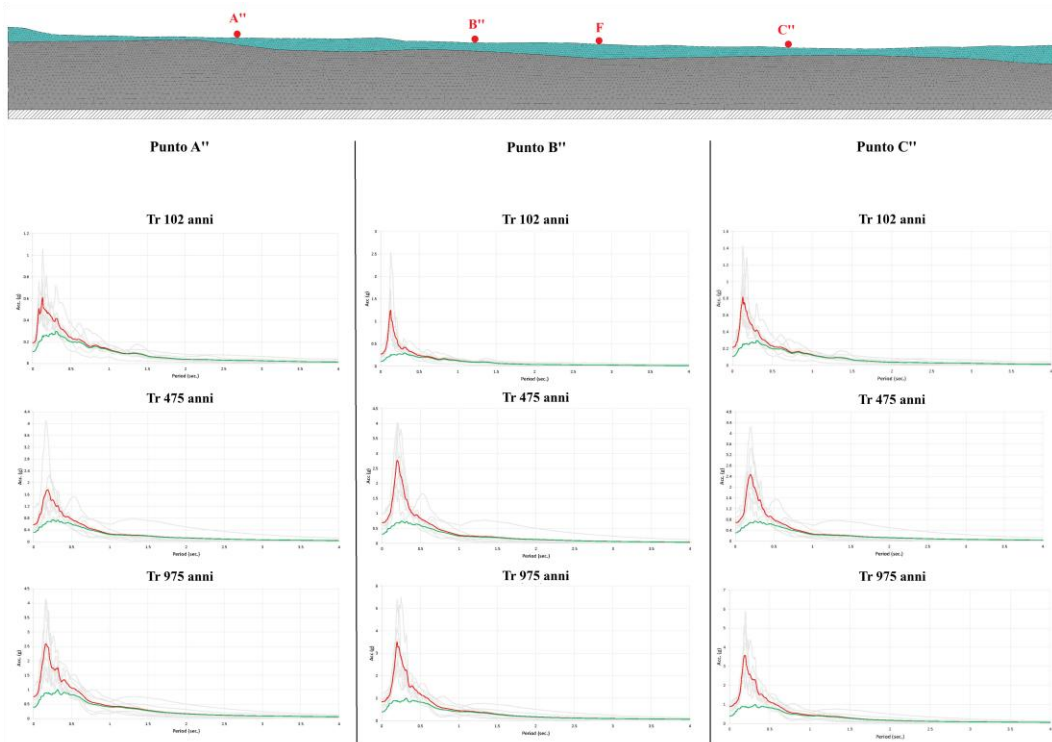


Figura 8.26: Sezione 3 con relativi spettri in accelerazione estratti in superficie ai vari periodi di ritorno nei 3 punti indicati in rosso

L'analisi mette in evidenza, per tutti i punti considerati, un chiaro incremento della risposta spettrale in superficie rispetto allo spettro di input, con differenze più o meno marcate in funzione della posizione lungo la sezione e dell'intensità sismica di riferimento.

- Punto A'': gli spettri mostrano un evidente aumento dell'accelerazione spettrale nei periodi compresi tra 0.06 e 0.45 s ai vari periodi considerati. Lo spettro medio in rosso presenta dei picchi

ben definiti a 0.13 s per $TR = 102$ anni, 0.2 s per $TR = 475$ anni e 0.17 s per $TR = 975$ anni. Coerentemente all'aumentare dei periodi di ritorno si osserva un incremento dell'accelerazione di picco.

- Punto B'': gli spettri in accelerazione mostrano un incremento significativo, più alto rispetto al Punto A'', in un intervallo di periodo più ristretto (tra 0.1 e 0.35 s). Il picco dello spettro medio in rosso si attesta a 0.13 s per $TR = 102$ anni, 0.21 s per $TR = 475$ anni e 0.2 s per $TR = 975$ anni. L'aumento dell'accelerazione risulta coerente con l'aumento del periodo di ritorno, mentre la dispersione degli spettri dei singoli accelerogrammi è molto limitata, si osserva di fatto una risposta più stabile e meno dipendente dalla variabilità dei terremoti usati.
- Punto C'': lo spettro medio evidenzia incrementi rispetto all'input, il picco di massima accelerazione si attesta a 0.13 s per $TR = 102$ anni, 0.2s per $TR = 475$ anni e 0.19 s per $TR = 975$ anni; in generale si osserva coerentemente un incremento in accelerazione all'aumentare del periodo di ritorno.

ANALISI PUNTO F – SEZIONE 3

Oltre ai punti già visionati si attenziona adesso il Punto F (Figura 8.27) in quanto oltre ad essere in una area nevralgica del parco archeologico ricade in una parte della sezione ove i rapporti A_{max_s}/A_{max_g} , mostrano un significativo aumento fino a valori

prossimi a 2,5. Tali valori, sensibilmente superiori alla media, suggeriscono la presenza di condizioni locali favorevoli a fenomeni di amplificazione.

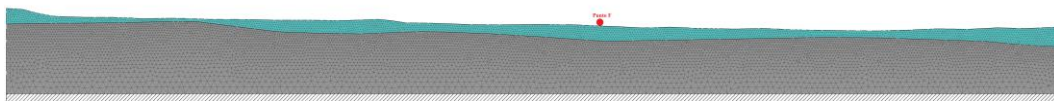


Figura 8.27: Sezione 3 con il punto di controllo utilizzato per le analisi

L'interpretazione più plausibile di tali anomalie è riconducibile a un effetto valle, come suggerito dalla geometria stratigrafica e morfologica mostrata nella sezione.

CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 3 (PUNTO F)

Nella figura 8.28 si mostrano gli spettri medi delle analisi di risposta sismica locale 1D e 2D effettuate per i 3 periodi di ritorno considerati.

Nella prima “riga” della figura 2 sono presenti gli spettri medi ai vari periodi di ritorno, nella seconda “riga” sono presenti, ai vari periodi di ritorno i rapporti 2D/Input e 1D/Input, mentre nella terza “riga” sono presenti i rapporti, ai vari periodi di ritorno degli spettri 2D/1D.

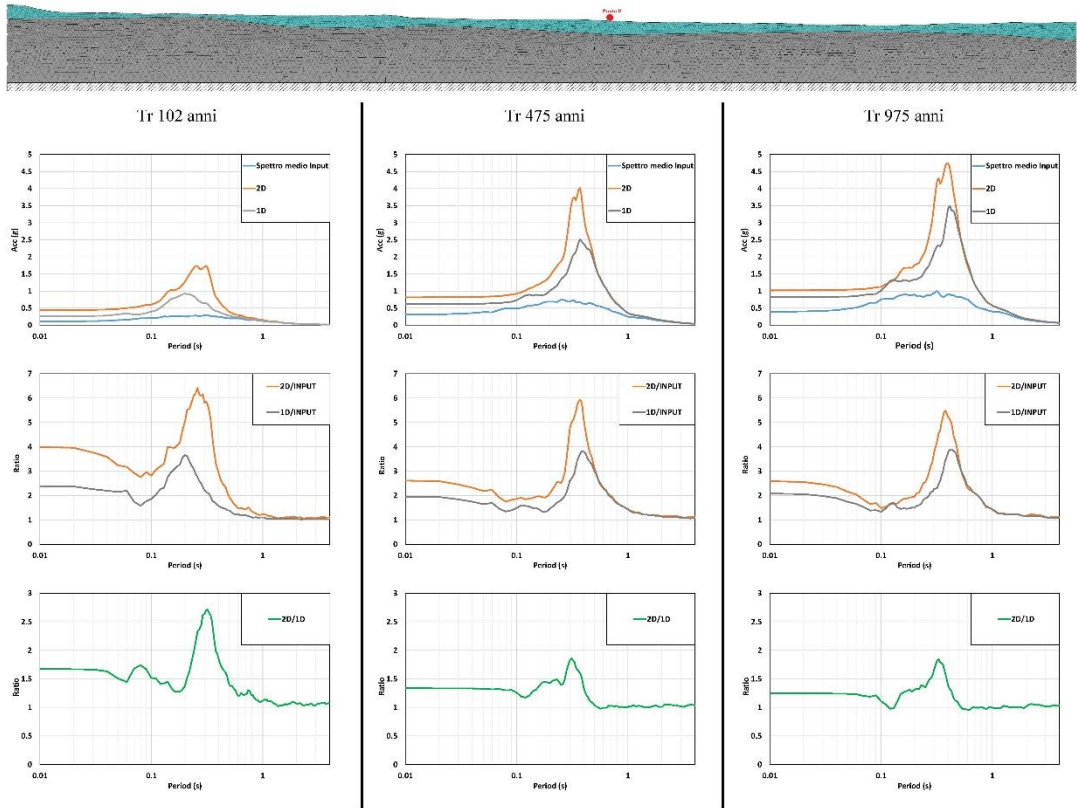


Figura 8.28: Confronto degli spettri medi in accelerazione derivanti dalle analisi 1D e 2D

L'analisi svolta presso il Punto F della Sezione 3 consente di approfondire il ruolo congiunto degli effetti stratigrafici e di quelli morfologici/di valle sulla risposta sismica locale. A tal fine sono stati confrontati gli spettri medi ottenuti tramite modellazione 1D e 2D con lo spettro medio di input applicato al bedrock, per i tre diversi livelli di pericolosità sismica (TR = 102, 475 e 975 anni).

Nei tre scenari analizzati, gli spettri medi 2D risultano sistematicamente superiori a quelli 1D e all'input, in particolare nel campo dei periodi compresi tra 0.1 e 0.4 s, confermando il ruolo degli effetti di valle già ipotizzati a posteriori dall'analisi dei rapporti A_{maxs}/A_{maxg} lungo la sezione.

Il confronto dei rapporti 2D/Input e 1D/Input mostra come entrambi i modelli registrino amplificazioni rispetto al segnale imposto al bedrock nei periodi 0.28 s per il TR = 102 anni e 0.38s per i TR = 475 e TR = 975 anni; come si può effettivamente osservare il contributo della morfologia è significativamente più elevato, ciò porta il modello 2D a superare ampiamente la risposta del modello 1D.

Il rapporto 2D/1D, in particolare, quantifica in modo chiaro i contributi bidimensionali rispetto a quelli legati alla sola componente stratigrafica. Il picco ben definito presente per tutti e 3 i periodi di ritorno considerati, si attesta precisamente a 0.33 s, ciò evidenzia l'impatto specifico degli effetti di valle rispetto a quelli puramente stratigrafici.

SEZIONE 4

La figura 8.29a), mostra la sezione sintetica n°4, in questo caso è stato individuato un punto di controllo, contrassegnato in rosso come H. Il punto di controllo è stato selezionato in quanto si trova nell'area centrale di Pompei ove si sono registrati i maggiori danni durante il terremoto del 63 d.C.

Anche in questo caso, in corrispondenza del punto scelto ricade una misura di rumore ambientale elaborata con tecnica HVSR con la quale poter comparare i risultati estratti.

Come fatto in precedenza si è scelto di estrarre i risultati delle analisi di risposta sismica locale, come funzioni di amplificazione e spettri di risposta in superficie; mentre lungo tutto la sezione sono stati estratti i rapporti A_{max_s}/A_{max_g} e i fattori di amplificazione (FA) nei vari punti di controllo identificabili nella figura 8.29b).

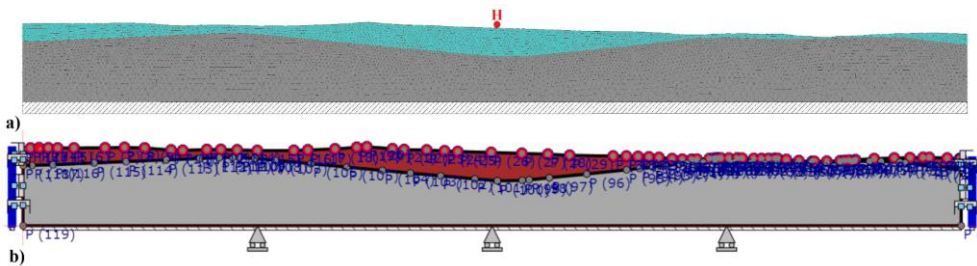


Figura 8.29: Modello sezione n°4, mesh e punti di controllo utilizzati a); work-section estratta dal software LSR 2D – Stacec

RAPPORTO A_{max_s}/A_{max_g} – SEZIONE 4

Nella figura 8.30 viene rappresentata la variazione longitudinale del rapporto tra l'accelerazione massima media estratta in superficie (A_{max_s}) e l'accelerazione massima di input al bedrock (A_{max_g}) per la sezione 4, calcolato per i tre livelli di pericolosità sismica assunti nello studio, corrispondenti ai periodi di ritorno di 102 anni (verde), 475 anni (giallo) e 975 anni (rosso).

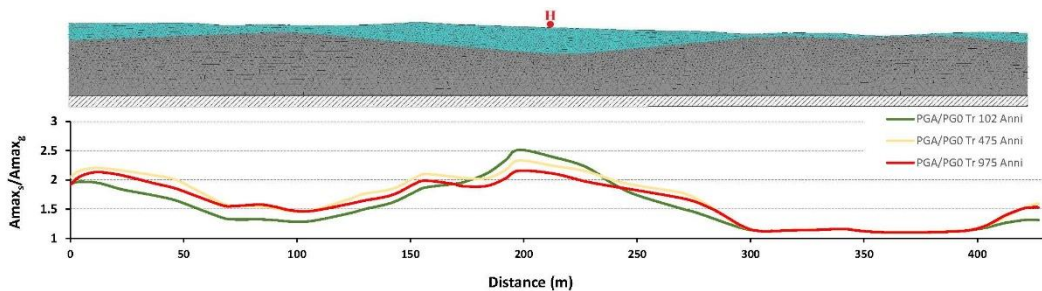


Figura 8.30: Andamento dei rapporti A_{max_s}/A_{max_g} estratti lungo tutta la sezione 3 nei vari periodi di ritorno

L'andamento delle curve mette in evidenza come in prossimità dell'inizio del profilo si osservino valori di amplificazione relativamente elevati, con rapporti che superano in alcuni tratti il valore di 2, seguiti da una progressiva attenuazione lungo la porzione centrale, dove i valori tendono ad assestarsi intorno a 1.4–1.6. Procedendo oltre, si rilevano nuovamente incrementi localizzati dell'amplificazione, in particolare nell'area compresa tra circa 150 e 220 m, mentre nella parte più avanzata della sezione l'effetto sismico tende a ridursi progressivamente, raggiungendo valori prossimi all'unità in corrispondenza della zona più bassa del profilo, con una lieve risalita finale in prossimità dei 400 metri.

Il confronto tra i tre periodi di ritorno evidenzia che la curva relativa a 102 anni, rappresentata in verde, mostra in generale valori più contenuti, coerenti con una minore sollecitazione sismica di ingresso. Le curve corrispondenti ai periodi di 475 e 975 anni, rispettivamente in giallo e in rosso, presentano invece valori di amplificazione più marcati e distribuiti lungo l'intero profilo, con una risposta che nel caso del periodo di 475 anni tende a raggiungere i valori massimi, mentre per il

periodo di 975 anni appare leggermente più smorzata ma caratterizzata da un andamento più regolare e uniforme.

FATTORI DI AMPLIFICAZIONE (FA) – SEZIONE 4

Nella figura 8.31 si mostrano i fattori di amplificazione AF estratti per la Sezione 4.

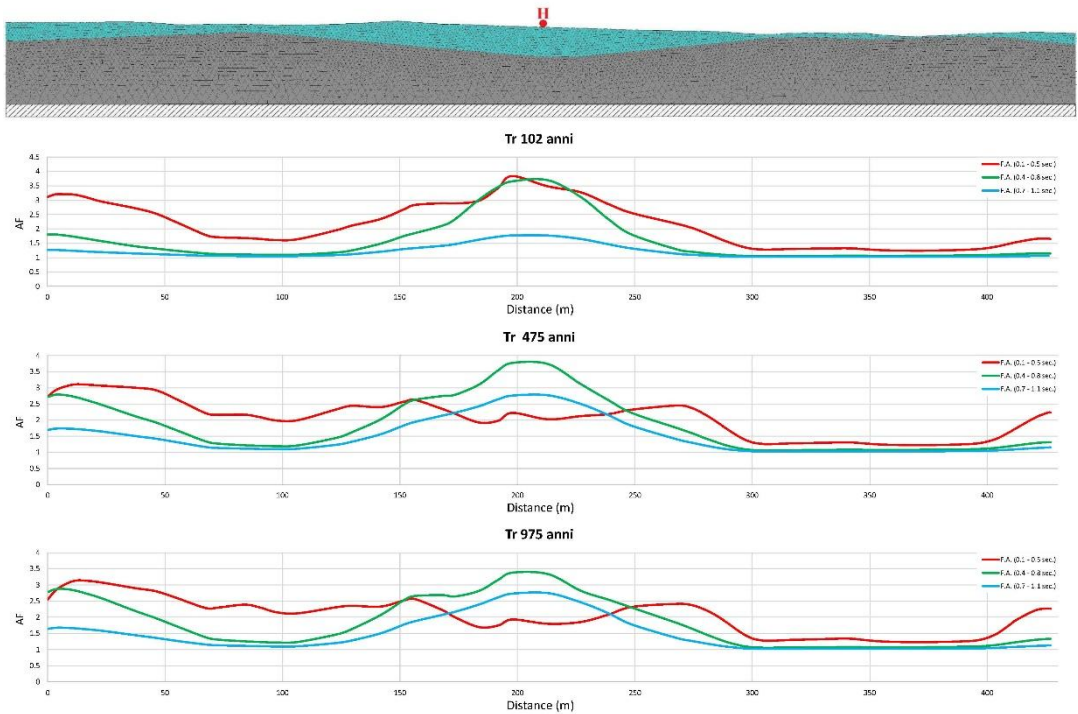


Figura 8.31: Andamento dei fattori di amplificazione (FA) estratti lungo tutta la sezione 4 nei vari periodi di ritorno

La Sezione 4 mostra un comportamento caratterizzato da ampie variazioni spaziali dei Fattori di Amplificazione, che riflettono in modo evidente l'influenza della morfologia sepolta.

Nel caso del periodo di ritorno pari a 102 anni si osserva che le curve presentano un picco di amplificazione ben evidente in corrispondenza della parte centrale del profilo, attorno ai 200 metri. In particolare, la curva verde raggiunge valori prossimi a 4, così come la curva rossa. La curva azzurra, relativa ai periodi più lunghi, si mantiene invece su valori inferiori, con un massimo poco superiore a 1.70.

Per il periodo di ritorno di 475 anni si conferma la presenza del massimo di amplificazione nella zona centrale del profilo (200 m circa), con un comportamento analogo al precedente seppur con qualche differenza. In questo scenario la curva verde mostra i valori più elevati, con un picco superiore a 3.5, mentre la curva rossa nella zona centrale della sezione tende questa volta ad appiattirsi arrivando a valori di 2; la curva azzurra si mantiene su valori inferiori ma comunque significativi, (attorno a 2) presentando lo stesso andamento visto per il $TR = 102$ anni

Nel caso del periodo di ritorno di 975 anni l'andamento delle curve risulta sostanzialmente simile al caso precedente, confermando la localizzazione del massimo di amplificazione in corrispondenza della parte centrale del profilo.

FUNZIONE DI AMPLIFICAZIONE E MISURE HVSR – SEZIONE 4 (PUNTO H)

La figura 8.32 mostra le funzioni di amplificazione numeriche calcolate nel punto H della Sezione 4 per i tre periodi di ritorno considerati (102, 475 e 975 anni).

Le funzioni di amplificazione come precedentemente sono rappresentate in colore ciano, mentre la curva HVSR di confronto è riportata in colore rosso con le relative deviazioni standard evidenziate dalle linee tratteggiate nere. Le scale di riferimento per le due tipologie di curve sono collocate rispettivamente a sinistra (funzioni di amplificazione numeriche) e a destra (H/V).

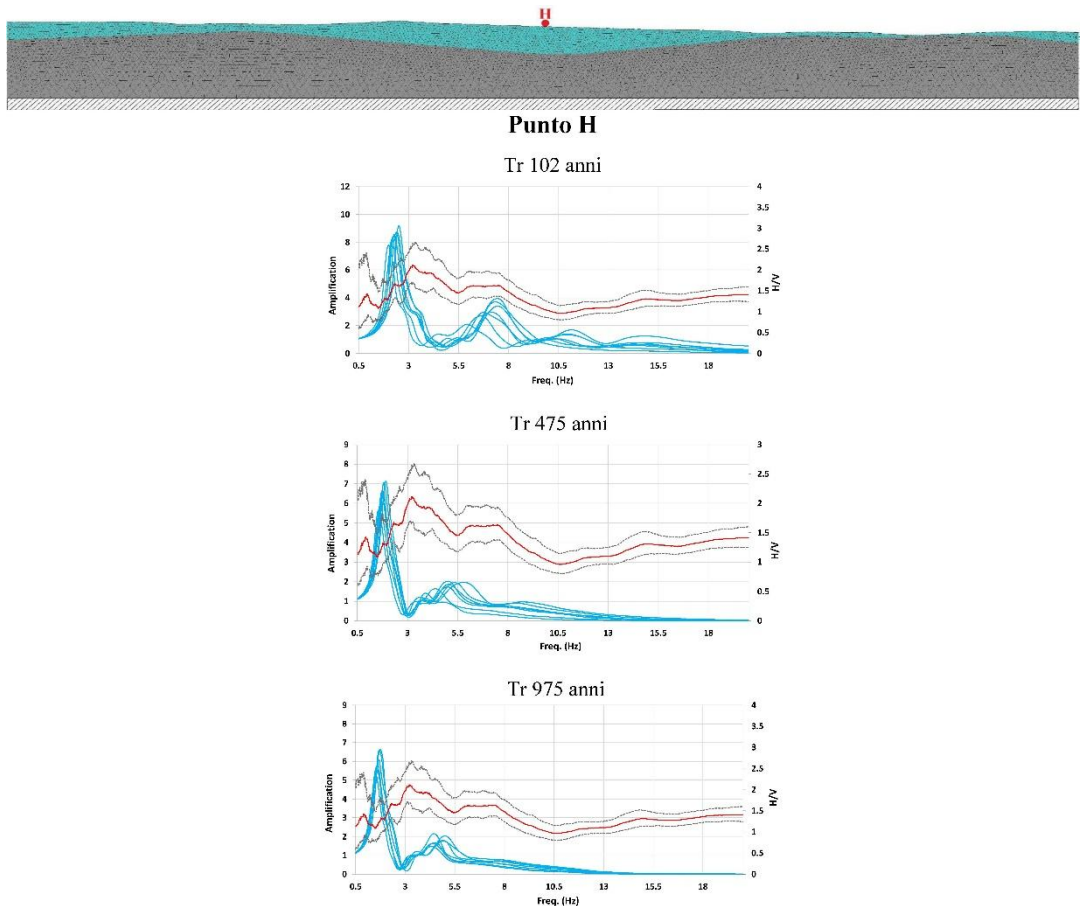


Figura 8.32: Sezione 4 con confronto delle funzioni di amplificazione estratte ai vari periodi di ritorno nel punto indicato in rosso con la misura HVSR effettuata

Nel caso del periodo di ritorno di 102 anni, le funzioni di amplificazione numeriche mostrano un picco principale intorno a 2.5 Hz, con valori che raggiungono intensità elevate, fino a circa 9, seppur con una certa variabilità fra le diverse simulazioni. La curva media HVSR mostra a sua volta un picco significativo nella stessa fascia di frequenza, con valori prossimi a 2, evidenziando una buona coerenza con la curva di amplificazione numerica.

Per il periodo di ritorno di 475 anni l'andamento delle curve mantiene la stessa configurazione generale, con un massimo di amplificazione che tende ad abbassarsi a frequenze comprese tra 1.5 e 2 Hz. In questo caso le curve azzurre mostrano valori massimi fino a 7, mentre tende ad allontanarsi il matching con la curva HVSR. Rispetto allo scenario precedente, le curve numeriche evidenziano una distribuzione più ristretta dei valori ma restano coerenti nella frequenza dominante intorno a 2 Hz.

Nel caso del periodo di ritorno di 975 anni le funzioni di amplificazione numeriche presentano un comportamento del tutto simile al caso precedente, con picchi compresi fra 1.5 e 2 Hz e valori massimi che raggiungono circa 7.

SPETTRI IN ACCELERAZIONE ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 4 (PUNTO H)

La figura 8.33 riporta gli spettri di risposta in accelerazione ottenuti nel punto di controllo della Sezione 4 (H), per i periodi di ritorno pari a 102, 475 e 975 anni. In ciascun grafico sono rappresentati gli spettri relativi ai singoli accelerogrammi

utilizzati nelle analisi in grigio, lo spettro medio di superficie in rosso e lo spettro di input al bedrock in verde.

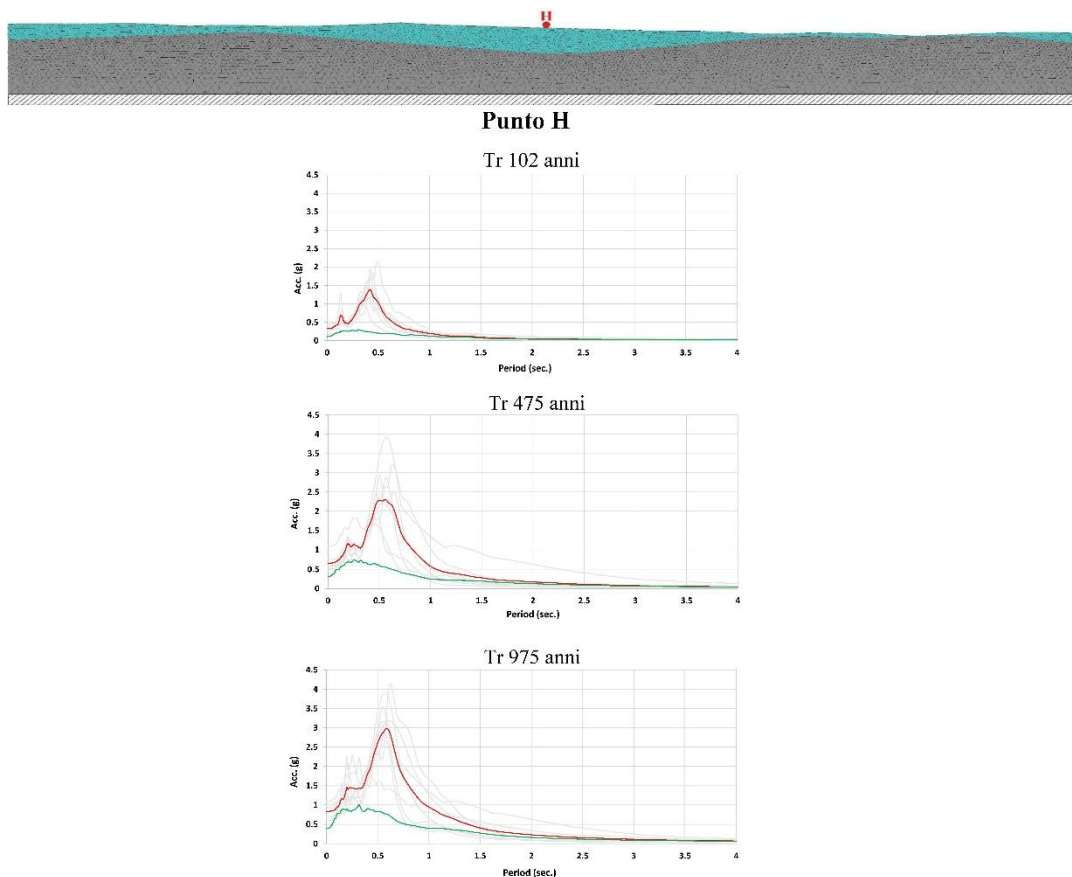


Figura 8.33: Sezione 4 con relativi spettri in accelerazione estratti in superficie ai vari periodi di ritorno nel punto considerato

Nel caso del periodo di ritorno di 102 anni, gli spettri mostrano un picco principale di accelerazione in corrispondenza di 0.43\0.44 s. con valori medi che

raggiungono circa 1.4 g. Oltre tale intervallo, le curve decrescono rapidamente, stabilizzandosi su valori trascurabili già oltre 1 secondo di periodo.

Per il periodo di ritorno di 475 anni si osserva un incremento significativo dei valori spettrali; lo spettro medio presenta un picco principale su periodi più lunghi intorno a 0.5 s, con un'accelerazione media prossima pari a 2.3 g. Rispetto al caso precedente, lo spettro mostra un andamento più articolato, con un allargamento della banda di periodi interessata da valori elevati e una decrescita più graduale, pur rimanendo comunque entro valori contenuti oltre i 2 secondi.

Nel caso del periodo di ritorno di 975 anni la risposta risulta ancora più marcata. Lo spettro medio evidenzia un picco di accelerazione pari a 3.0 g, localizzato intorno a 0.6 s, con una distribuzione ampia dei valori derivanti dai singoli input.

CONFRONTO DEGLI SPETTRI MONODIMENSIONALI E BIDIMENSIONALI ESTRATTI IN SUPERFICIE – SEZIONE 4 (PUNTO H)

Nella figura 8.34 si mostrano gli spettri medi delle analisi di risposta sismica locale 1D e 2D effettuate per i 3 periodi di ritorno considerati.

Come visto per la sezione precedente nella prima “riga” della figura 2 sono presenti gli spettri medi ai vari periodi di ritorno, nella seconda “riga” sono presenti, ai vari periodi di ritorno, i rapporti 2D/Input e 1D/Input, mentre nella terza “riga” sono presenti i rapporti, ai vari periodi di ritorno degli spettri 2D/1D.

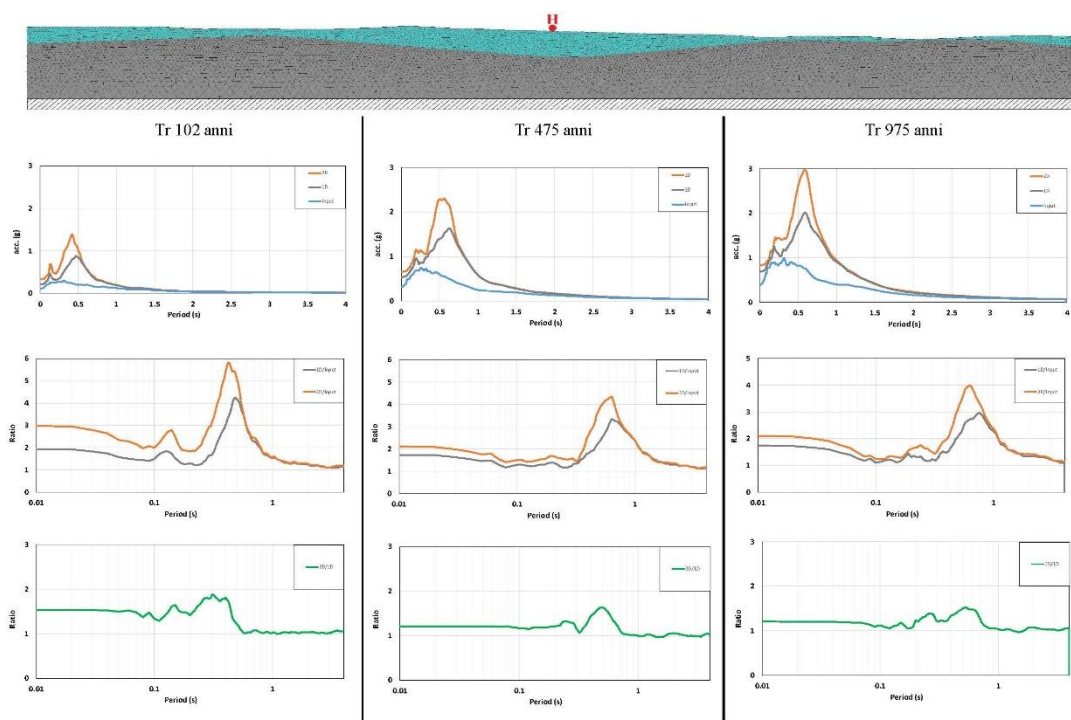


Figura 8.34: Spettri medi in accelerazione derivanti dalle analisi 1D e 2D

L’analisi svolta presso il Punto H, come fatto precedentemente per la Sezione 3, consente di approfondire il ruolo congiunto degli effetti stratigrafici e di quelli morfologici/di valle sulla risposta sismica locale.

Nei tre scenari analizzati, gli spettri medi 2D risultano sistematicamente superiori a quelli 1D e all’input, in particolare nel campo dei periodi compresi tra 0.1 e 0.6 s, confermando la presenza degli effetti bidimensionali (di valle) nel punto H.

Il confronto dei rapporti 2D/Input e 1D/Input mostra come entrambi i modelli registrino amplificazioni rispetto al segnale imposto al bedrock nei periodi 0.22 s per il TR =102 anni e 0.33s per i TR = 475 e TR = 975 anni; come si può effettivamente

osservare il contributo della morfologia è significativamente più elevato, ciò porta il modello 2D a superare ampiamente la risposta del modello 1D.

Il rapporto 2D/1D, in particolare, quantifica in modo chiaro i contributi bidimensionali rispetto a quelli legati alla sola componente stratigrafica. Il picco presenta un valore medio pari a 1.80 per il $TR = 102$ anni, in un intervallo di periodo compreso tra 0.26 e 0.42 s, mentre per i $TR = 475$ e 975 anni il rapporto si attesta su un valore medio di 1.6 in corrispondenza di 0.53 s. Il rapporto 2D/1D mette in evidenza l'impatto specifico degli effetti di valle rispetto a quelli puramente stratigrafici, mostrando modalità differenti a seconda del periodo di ritorno considerato.

8.5 CARTE DI PERICOLOSITA' SISMICA

Secondo quanto riportato da Pergalani et al. (2020a, b), la realizzazione delle carte di Microzonazione Sismica di livello 3 (MZS III) si basa su un percorso metodologico che consente di tradurre i risultati delle analisi di risposta sismica locale, sia monodimensionali (1D) sia bidimensionali (2D), in rappresentazioni cartografiche del territorio. L'affidabilità di tali carte dipende dalla qualità del modello geotecnico e dagli input sismici utilizzati, oltre che dalla quantità e dalla precisione delle analisi effettuate. La risposta locale, infatti, è il risultato dell'interazione di diversi fattori, tra cui le proprietà geotecniche costituenti i terreni, loro stratigrafia, la morfologia superficiale e la presenza di discontinuità laterali come i margini di bacini sedimentari.

In contesti in cui gli effetti topografici e di bacino possano essere trascurabili, la variabilità stratigrafica rappresenta la principale fonte di incertezza. In queste

situazioni si procede normalmente con l'individuazione di microzone omogenee e con analisi numeriche 1D eseguite in punti ritenuti rappresentativi. Nei casi più complessi, dove invece sono presenti irregolarità morfologiche significative, diventa necessario ricorrere ad analisi 2D, mentre l'uso di modelli tridimensionali rimane raro per via della loro elevata complessità e dei tempi di calcolo.

Il processo che porta alla definizione delle carte MZS III si articola in varie fasi: selezione dei profili e delle sezioni rappresentative, esecuzione delle analisi di risposta sismica locale, calcolo dei parametri di amplificazione al piano campagna, rappresentazione cartografica dei risultati e, infine, delimitazione delle microzone. Quest'ultimo passaggio avviene attraverso un'integrazione tra dati derivanti da indagini geognostiche geofisiche e prove di laboratorio, informazioni geologiche e stratigrafiche, osservazioni morfologiche e le carte di base provenienti dalla microzonazione sismica di livello I.

8.5.1. REDAZIONE DELLE CARTE DI MZS III PER LA CITTA' ANTICA DI POMPEI

Come definito al paragrafo precedente, per poter passare dalle analisi di risposta sismica locale 1D e 2D alla redazione delle carte di Microzonazione Sismica di Livello III è necessario seguire una procedura che integri i risultati numerici e il quadro geologico-tecnico di base.

Nel caso di Pompei, la zonazione è stata condotta a partire dalle carte di danno del terremoto del 62/63 d.C., derivate dalla Microzonazione Sismica di livello I (Figura 8.35), dalla carta dello spessore dei terreni di copertura sul bedrock sismico (Figura 8.36) e dai risultati derivanti delle analisi di risposta sismica locale.

L'analisi si è concentrata principalmente sulle aree centrali della città, escludendo i pianori e i fronti di scavo, in quanto soggetti a continui cambiamenti a seguito delle operazioni di scavo archeologico, nonché l'area di Insula Meridionalis, per la quale risulterebbe necessario uno studio dedicato.

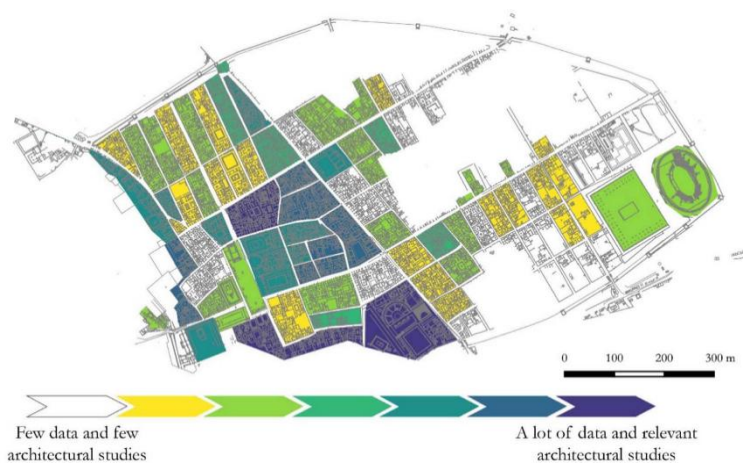


Figura 8.35: Valutazione dei danni e riparazioni post-sismiche da Amato et al., 2022

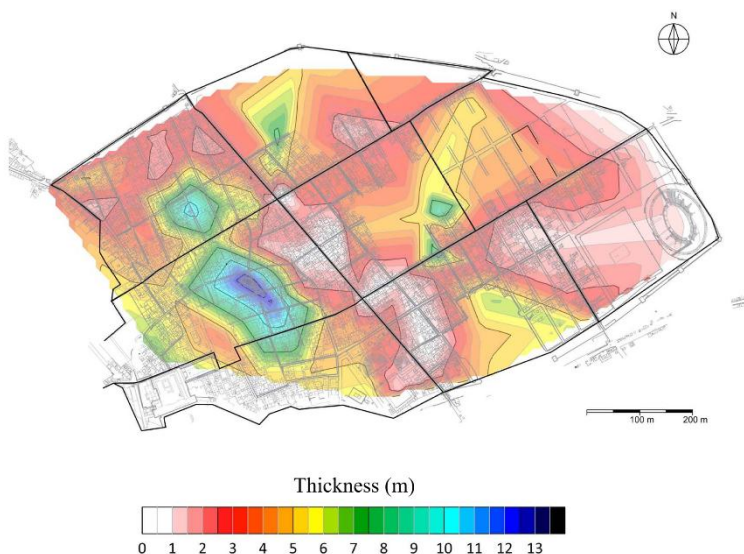


Figura 8.36: Carta dello spessore dei terreni di copertura sul bedrock sismico

Dai risultati delle analisi di risposta sismica locale si è scelto di effettuare una classificazione dei fattori di amplificazione (AF), già discussi nel paragrafo dedicato.

Considerato l'elevato numero di valori disponibili, i fattori sono stati raggruppati in quattro classi, corrispondenti a tratti specifici delle sezioni caratterizzati da condizioni morfologiche simili e spessori dei terreni simili.

Questa suddivisione ha permesso di rappresentare la variabilità dei risultati attraverso grafici a scatola (box plot), fornendo una sintesi efficace dell'andamento dei fattori di amplificazione.

In ciascun grafico, la scatola mostra l'intervallo in cui si concentra il 50% dati estratti, mentre la linea interna rappresenta la mediana, cioè il valore centrale della distribuzione. I "baffi" si estendono verso l'alto e verso il basso e indicando l'apertura dei valori più estremi, mentre eventuali punti isolati corrispondono a valori anomali (outlier).

I fattori di amplificazione sono stati quindi classati in intervalli omogenei in funzione della variazione dello spessore dei terreni in copertura che caratterizza le sezioni realizzate. Nei tratti con forti variazioni della morfologia sepolta, i risultati derivanti dalle analisi 2D hanno avuto un ruolo fondamentale per il tracciamento dei confini delle microzone.

A ciò si riportano nelle figure 8.37, 8.38 e 8.39, i box plot relativi ai 3 periodi di ritorno utilizzati, rispettivamente di 102 anni, 475 anni e 975 anni. I colori di ogni “box plot” fanno riferimento al tratto specifico individuato.

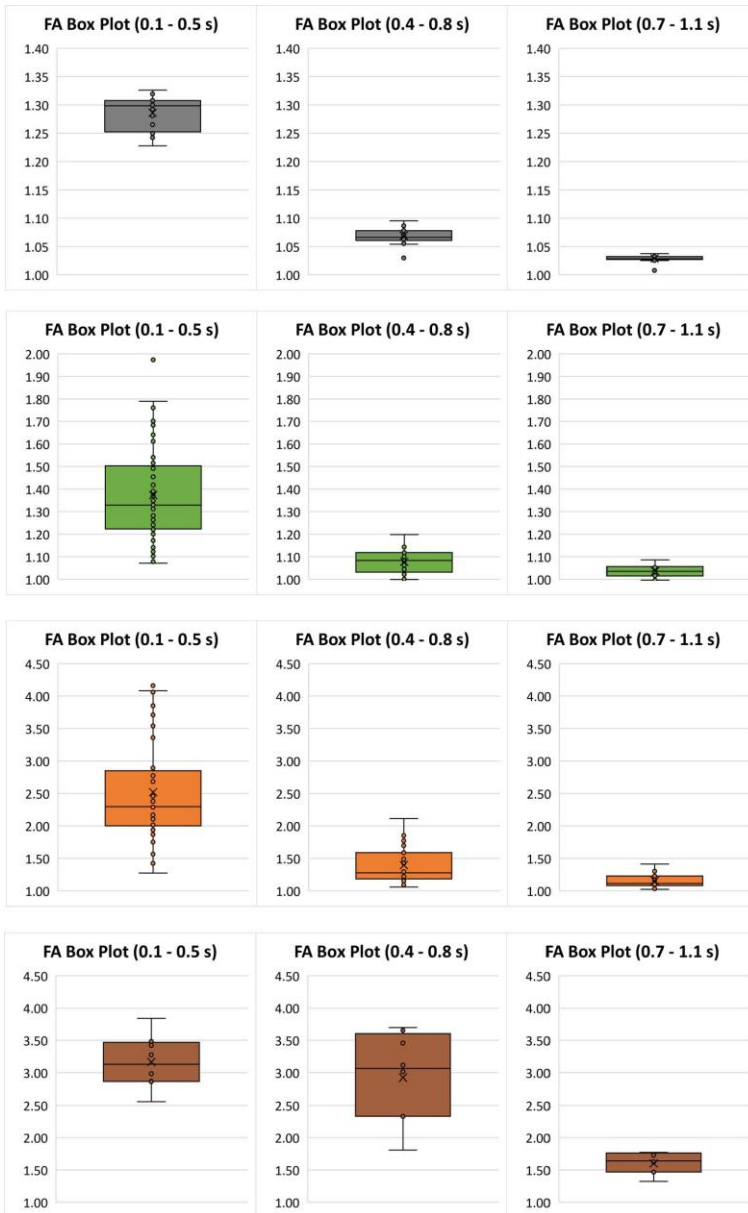


Figura 8.37: Box plot dei fattori di amplificazione relativi al periodo di ritorno di 102 anni

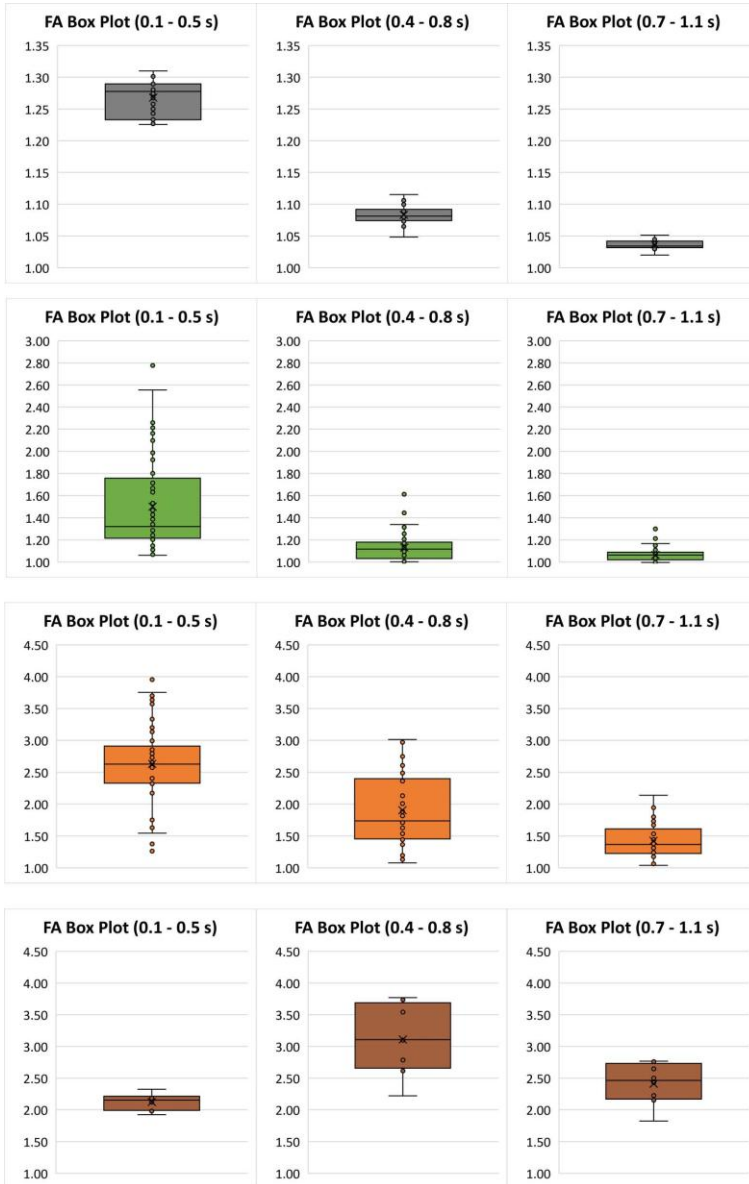


Figura 8.38: Box plot dei fattori di amplificazione relativi al periodo di ritorno di 475 anni

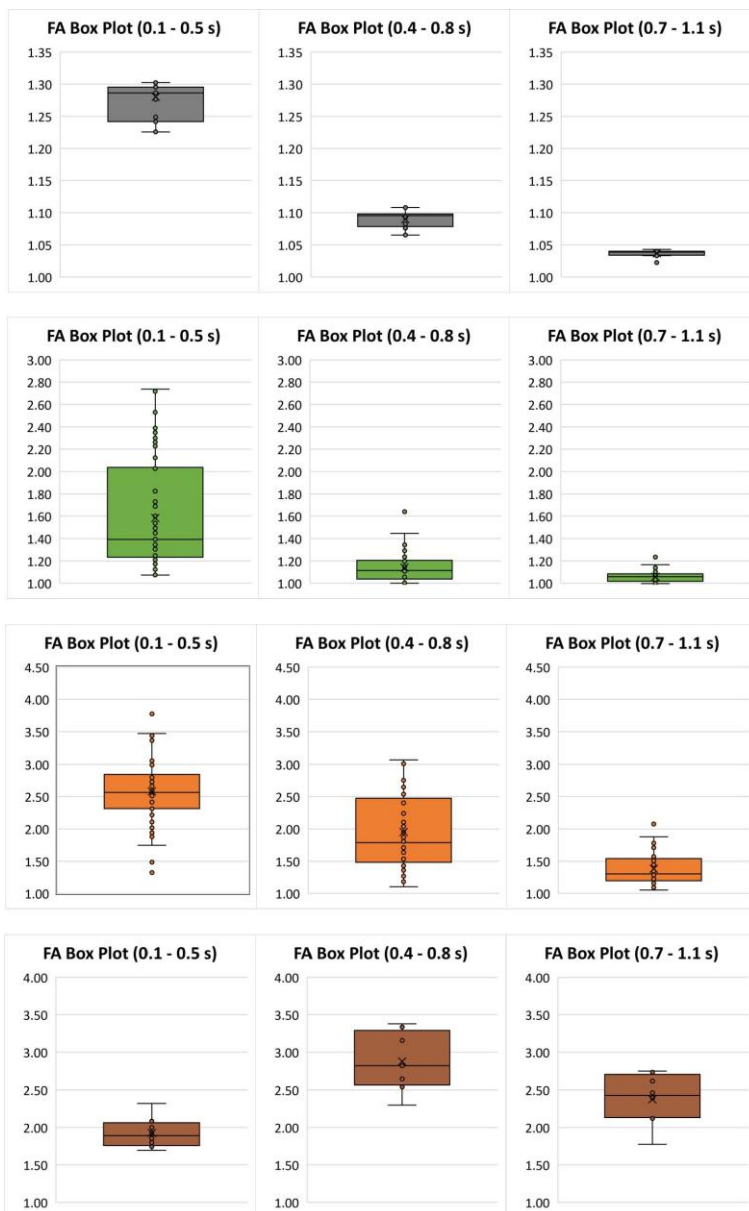


Figura 8.39: Box plot dei fattori di amplificazione relativi al periodo di ritorno di 475 anni

L'analisi dei box plot relativi ai tre periodi di ritorno considerati consente di valutare in modo comparativo l'andamento dei fattori di amplificazione nelle diverse parti di sezione caratterizzate da elementi stratigrafici e morfologici similari.

In primo luogo, si osserva che per i tratti di sezione individuati, gli AF risultano generalmente contenuti e ben distribuiti, con un numero limitato di "outlier". Questo aspetto indica una buona affidabilità statistica dei risultati, suggerendo che i valori ottenuti possano essere considerati rappresentativi del comportamento medio di ogni tratto.

Dal punto di vista spettrale, i fattori di amplificazione presentano i valori generalmente più elevati nell'intervallo dei periodi brevi (0.1–0.5 s), dove le mediane e le ampiezze delle scatole risultano maggiori rispetto alle altre bande. Nei periodi intermedi (0.4–0.8 s) e lunghi (0.7–1.1 s) si osserva invece una progressiva riduzione delle mediane e una minore dispersione dei valori.

Il confronto tra i tre scenari di pericolosità (TR = 102, 475 e 975 anni) mostra che i valori mediani dei fattori di amplificazione rimangono tendenzialmente stabili al crescere del periodo di ritorno. Questo comportamento conferma che la risposta locale dei tratti scelti è poco sensibile alla variazione dell'intensità del moto sismico di input e che le differenze tra i vari tratti dipendono prevalentemente dallo spessore dei terreni in copertura e dalla morfologia sepolta, piuttosto che dall'entità della sollecitazione.

Le diverse colorazioni dei box plot mettono in evidenza le differenze presenti tra i vari tratti individuati; i tratti con spessori maggiori di copertura e condizioni morfologiche sepolte più complesse (individuati dalla colorazione arancione e marrone) tendono a presentare valori medi di FA più elevati e una maggiore

variabilità, inoltre per il tratto individuato dalla colorazione marrone i valori di FA rimangono comunque alti anche nei periodi intermedi (0.4 – 0.8 s) per tutti e 3 TR considerati. Per i tratti caratterizzate da substrato affiorante o coperture ridotte (individuati dalla colorazione grigia e verde) i valori risultano contenuti e le distribuzioni più compatte.

Nel complesso, l'insieme dei box plot fornisce un quadro generale coerente, in quanto la variabilità dei dati è contenuta, le mediane sono stabili nei tre periodi di ritorno e la distribuzione dei fattori di amplificazione è compatibile con le differenze stratigrafiche e morfologiche individuate in ogni sezione e classificate in 4 classi differenti.

Mettendo a confronto le carte presenti in figura 8.35 e 8.36 insieme all'analisi fatta sui fattori di amplificazione (AF) derivanti dalle analisi di risposta sismica locale è stato possibile ricavare la carta di MZS III con le aree rappresentative di 4 microzone (Figura 8.40).

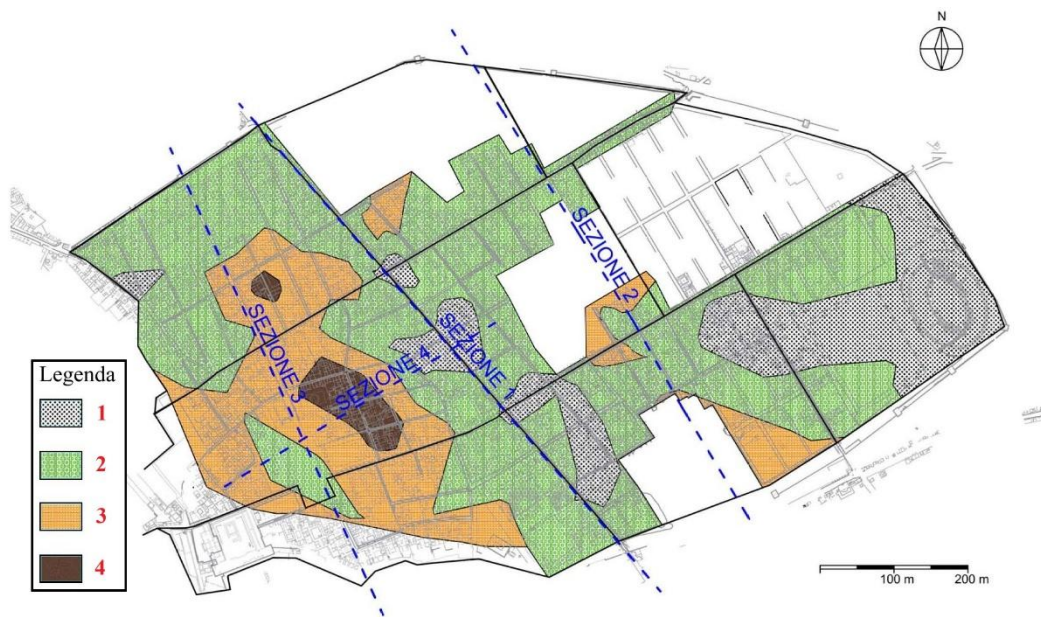


Figura 8.40: Carta Microzonazione Sismica Livello III per la città antica di Pompei

A ciascuna area sono stati quindi associati i risultati delle analisi 2D (campionate lungo i tratti superficiali delle sezioni), adottando un criterio di prossimità spaziale.

Per ogni microzona candidata sono stati associati gli spettri in accelerazione, ottenuti come media dei segnali in output in superficie e i fattori di amplificazione nei periodi compresi tra 0.1 – 0.5 s, 0.4 – 0.8 s e 0.7 – 1.1 s.

Dopo aver individuato le 4 microzone caratteristiche della città antica di Pompei, si è passati alla definizione degli spettri di accelerazione rappresentativi di ciascuna microzona ai vari periodi di ritorno (TR); ciò consente di valutare ai vari l'evoluzione della domanda sismica al piano campagna in 3 differenti scenari di

rischio via via crescenti e di confrontare direttamente gli effetti locali tra le diverse microzone individuate.

Gli spettri di risposta in accelerazione medi sono riportati nelle figure 8.41, 8.42 e 8.43 per ciascun periodo di ritorno (rispettivamente di 102, 475 e 975 anni).

Per ciascuna zona sono stati associati gli spettri in accelerazione relativi ai tratti di sezione ricadenti al suo interno. Successivamente, gli spettri ottenuti dalle diverse simulazioni sono stati mediati tra loro, così da ricavare uno spettro rappresentativo di ogni microzona.

Gli spettri medi ricavati per ciascuna microzona ai vari periodi di ritorno sono presenti in figura 8.41, 8.42 e 8.43. In ogni spettro la linea rossa indica lo spettro medio di accelerazione, mentre le linee tratteggiate nere corrispondono alla deviazione standard, ciò fornisce una misura della variabilità dei risultati e del grado di incertezza associato. Questa impostazione consente di avere una descrizione non solo del comportamento medio, ma anche della possibile dispersione dei valori in ciascuna microzona.

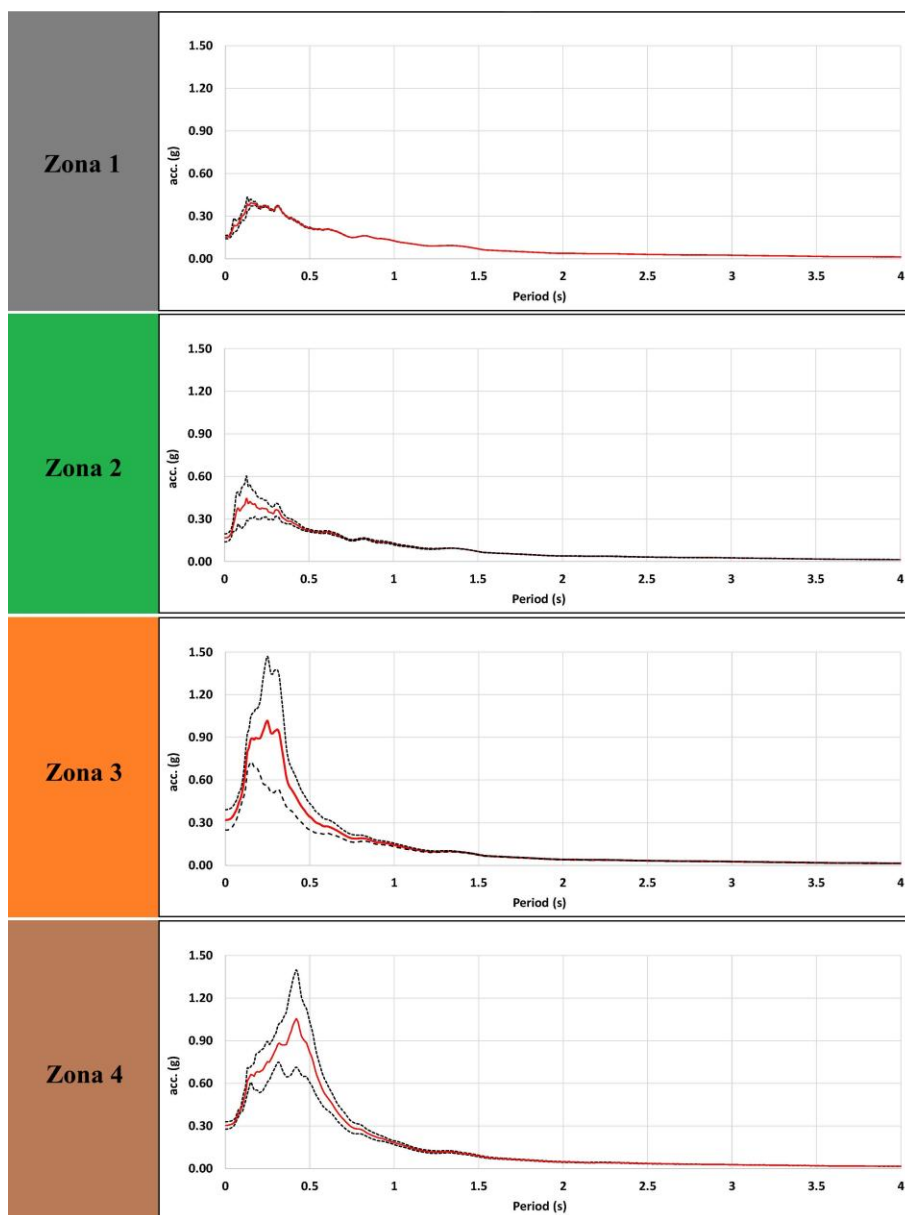


Figura 8.41: Spettri di accelerazione in superficie per ogni microzona relativi al periodo di ritorno di 102 anni

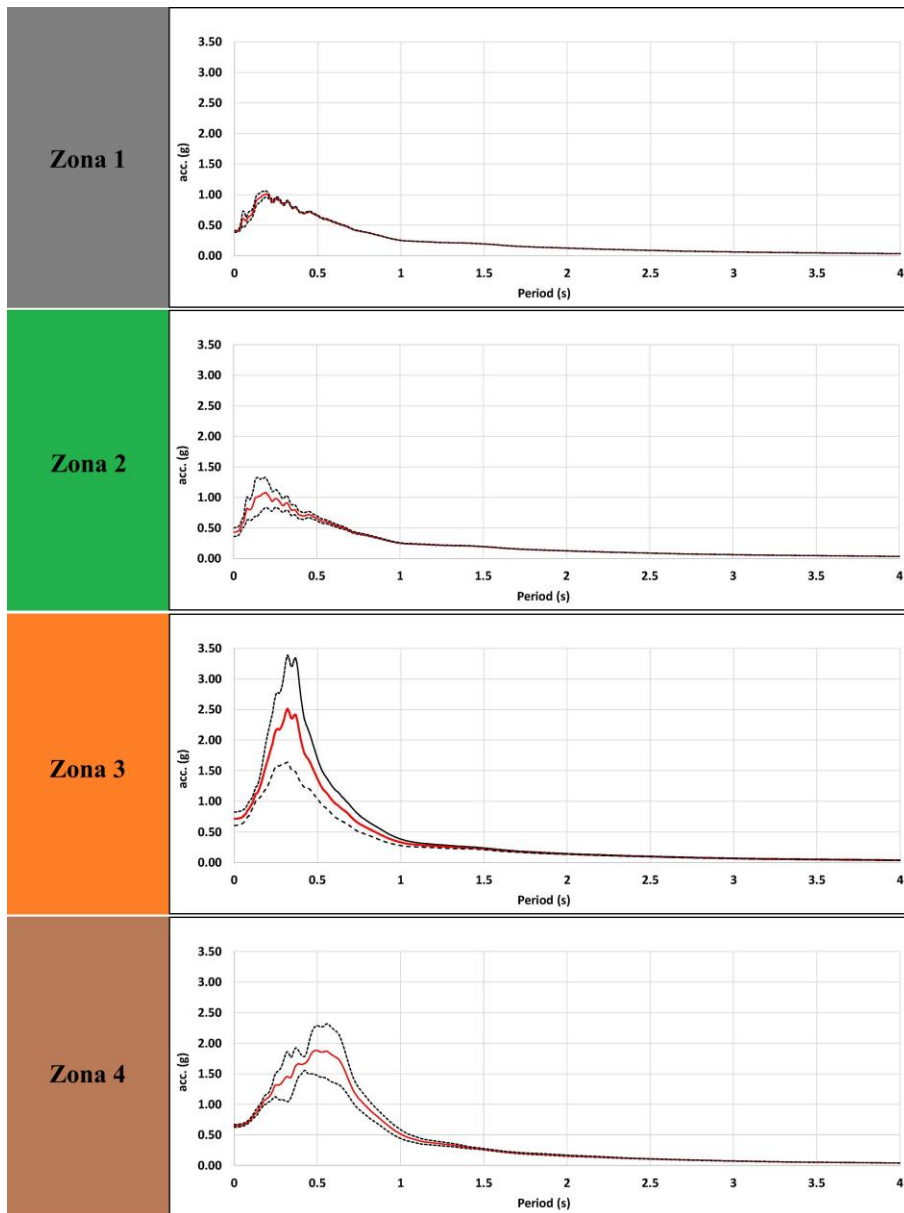


Figura 8.42: Spettri di accelerazione in superficie per ogni microzona relativi al periodo di ritorno di 475 anni

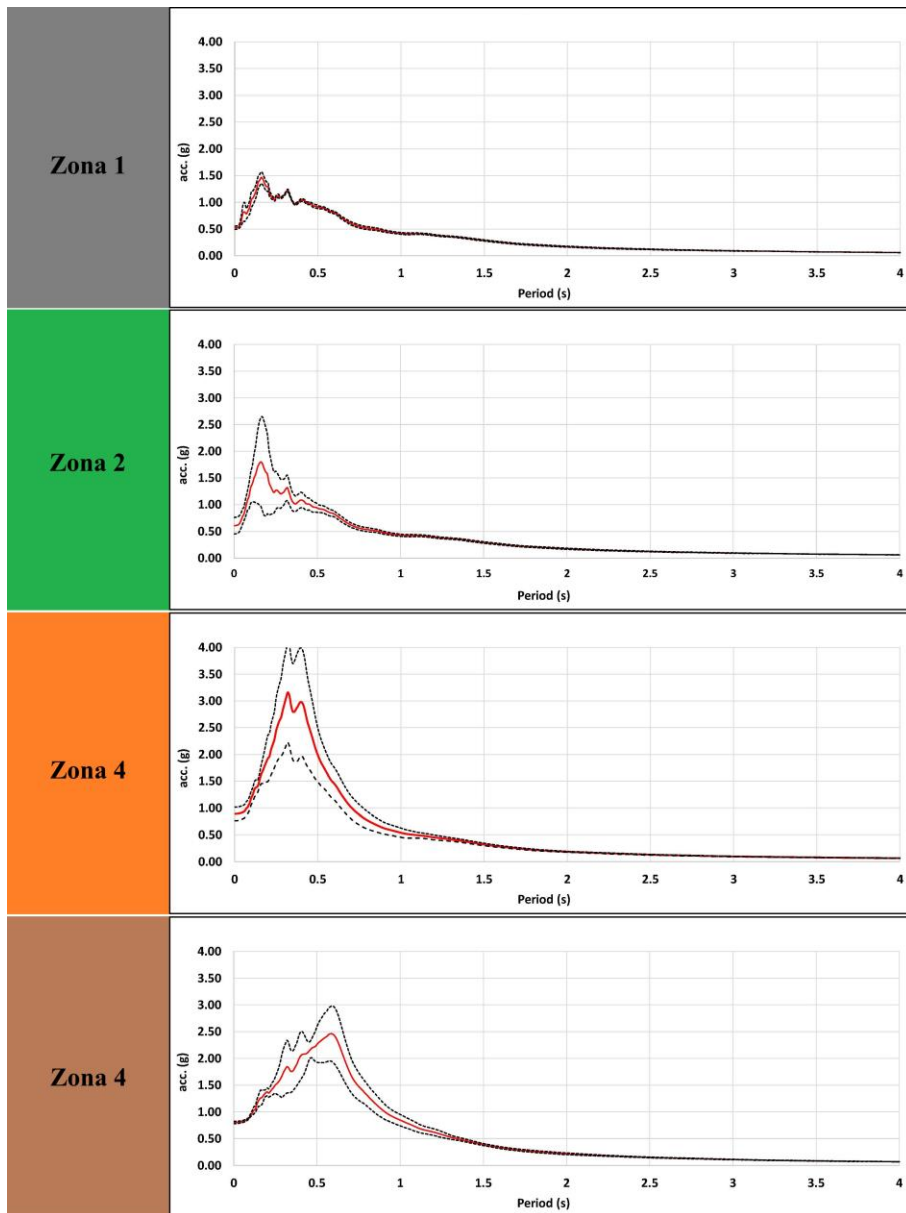


Figura 8.43: Spettri di accelerazione in superficie per ogni microzona relativi al periodo di ritorno di 975 anni

Nello scenario a bassa pericolosità ($Tr = 102$ anni), le differenze tra le microzone sono già evidenti. La zona 1 (grigia) presenta un valore di accelerazione medio contenuto, fino a 0.39 g e intervalli di incertezza ridotti. La zona 2 (verde) mostra un picco leggermente superiore di 0.44 g, localizzato prevalentemente nei periodi brevi, ma ancora con dispersione limitata. Al contrario, la zona 3 (arancione) e la zona 4 (marrone) evidenziano spettri più pronunciati, con picchi rispettivamente di 1 e 1.05 g superando sensibilmente quelli delle altre due zone, inoltre le i valori di incertezza risultano più ampi; ciò conferma la maggiore suscettibilità all'amplificazione delle aree con coperture più spesse.

Per $Tr = 475$ anni, corrispondente allo scenario di pericolosità intermedia, gli spettri mostrano un aumento generale dei valori di accelerazione. La zona 1 mantiene un comportamento regolare, con un picco relativamente contenuto (circa 1g) e dispersione ridotta. La zona 2 si colloca su livelli intermedi, con un incremento rispetto allo scenario precedente fino a 1.10 g ma senza importanti variazioni della deviazione standard. Le zone 3 e 4 presentano invece i valori massimi, con picchi particolarmente elevati soprattutto nei periodi più lunghi compresi tra 0.2 e 0.6 s, e con una maggiore ampiezza della fascia di deviazione standard; questo comportamento indica non solo una risposta locale più intensa, ma anche una variabilità significativa tra le diverse sezioni considerate.

Nello scenario a pericolosità elevata ($Tr = 975$ anni), gli spettri raggiungono i valori più alti. La zona 1 rimane sostanzialmente stabile e con dispersione limitata e un picco massimo medio di 1.45 g, mentre la zona 2 mostra un incremento fino a 1.70 g. Le zone 3 e 4 risultano ancora una volta le più critiche, entrambe evidenziano picchi di accelerazione molto elevati, con valori che vanno da 2.5g a 3.15 g,

nettamente superiori rispetto a quelli degli scenari precedenti e con una variabilità significativa, come testimoniato dall'ampiezza delle bande tratteggiate. Questi risultati confermano che nelle aree con maggior spessore di copertura la risposta locale cresce in modo più marcato al crescere della domanda sismica.

Nel complesso, gli spettri medi e le relative fasce di incertezza evidenziano la coerenza tra i tre scenari di pericolosità. Le zone 1 e 2 mostrano comportamenti più regolari e stabili, con valori di accelerazione contenuti e bassa variabilità, mentre le zone 3 e 4 si distinguono per la presenza di amplificazioni marcate e maggiori dispersioni, soprattutto nei periodi intermedi (intorno a 0.4/0.5 s). L'analisi conferma quindi l'affidabilità della zonazione proposta, che riflette fedelmente le differenze stratigrafiche e morfologiche del sito, fornendo un quadro chiaro degli effetti locali al variare della pericolosità sismica di riferimento.

A completamento delle analisi dei fattori di amplificazione e degli spettri in accelerazione in superficie, i risultati ottenuti sono stati riportati in forma cartografica al fine di fornire una rappresentazione spaziale degli effetti locali. In particolare, sono state elaborate le carte dei fattori di amplificazione e degli spettri medi di risposta, distinte per ciascuna microzona e per i diversi periodi di ritorno considerati.

Queste rappresentazioni cartografiche presenti in figura 8.44, 8.45 e 8.46 rispettivamente per i periodi di ritorno di 102, 475 e 975 anni, consentono di integrare le informazioni puntuali derivate dalle analisi di risposta sismica locale con una visione d'insieme, evidenziando le differenze di comportamento tra le microzone e la distribuzione spaziale delle condizioni di maggiore amplificazione. L'approccio

CAPITOLO 8

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE

adottato permette quindi di passare da una valutazione puramente numerica a uno strumento operativo su scala territoriale.

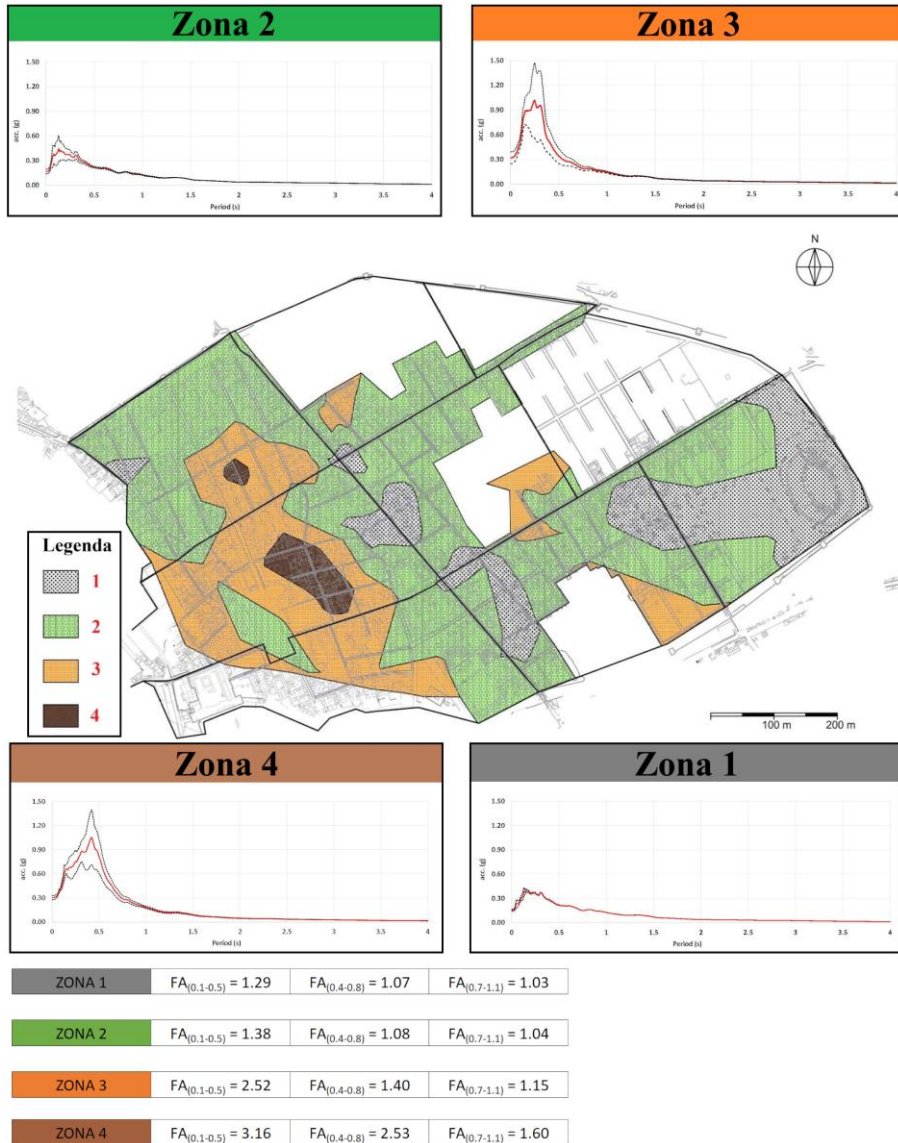


Figura 8.44: Mappa della Microzonazione sismica di livello III relativa al periodo di ritorno di 102 anni per la città antica di Pompei

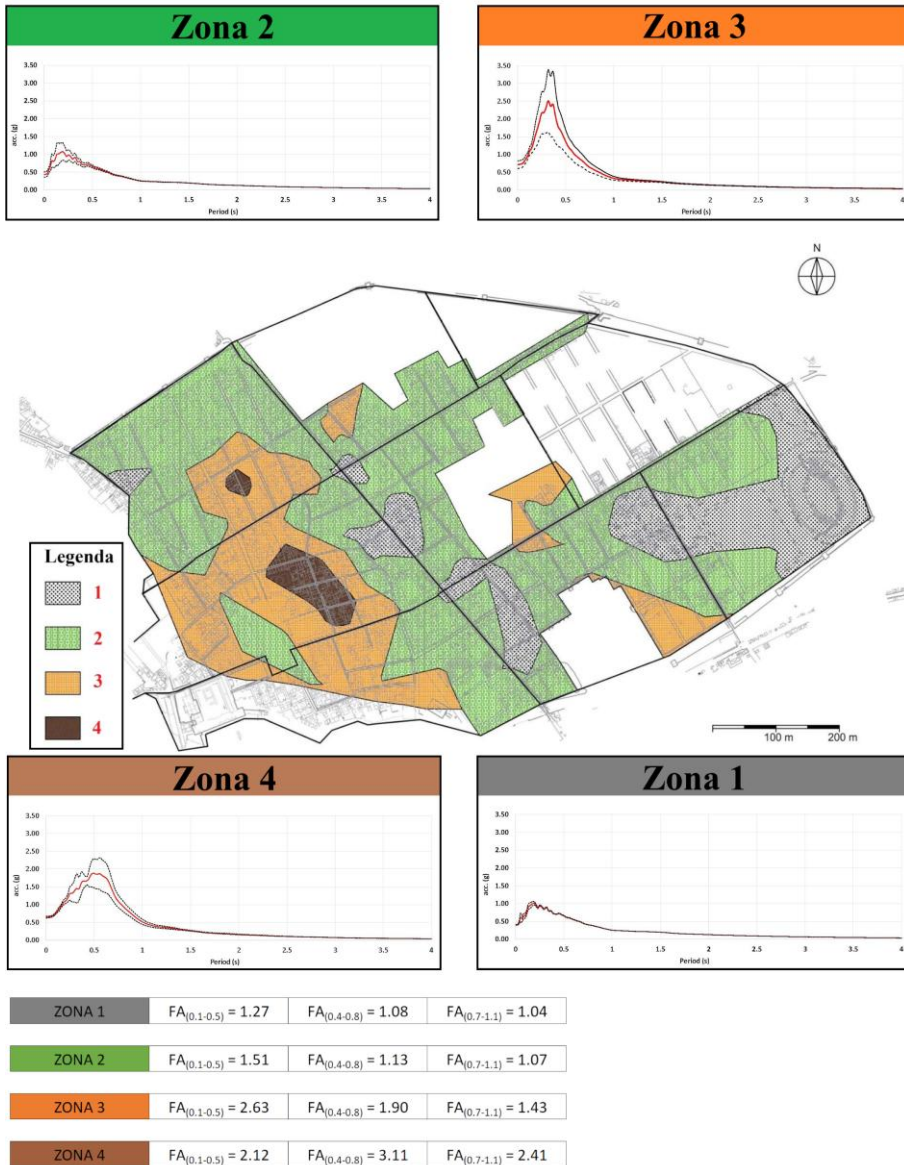


Figura 8.45: Mappa della Microzonazione sismica di livello III relativa al periodo di ritorno di 475 anni per la città antica di Pompei

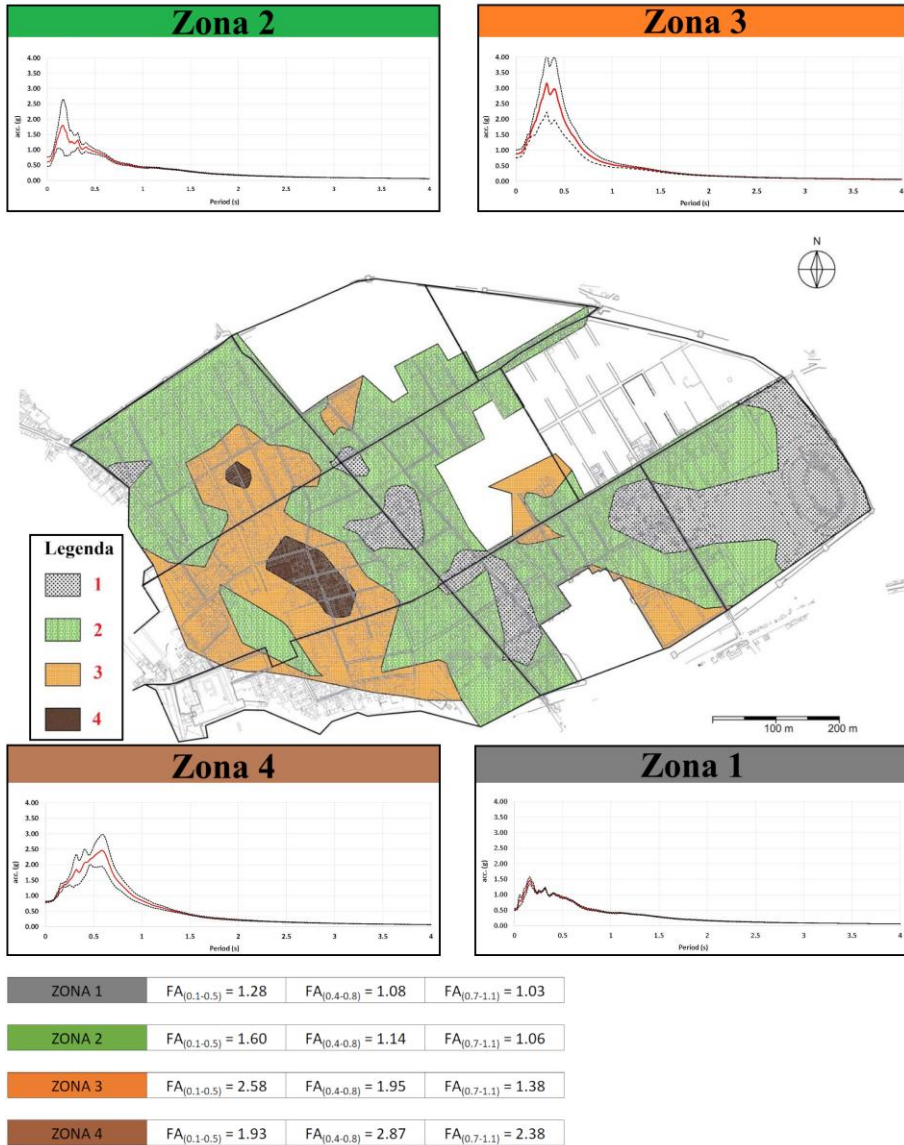


Figura 8.46: Mappa della Microzonazione sismica di livello III relativa al periodo di ritorno di 975 anni per la città antica di Pompei

BIBLIOGRAFIA

- Amato, V., Covolan, M., Dessales, H., & Santoriello, A. (2022). Seismic Microzonation of the Pompeii Archaeological Park (Southern Italy): Local Seismic Amplification Factors. *Geosciences*, 12(7), 275.
- Chiaradonna, A. (2022). Defining the boundary conditions for seismic response analysis—a practical review of some widely-used codes. *Geosciences*, 12(2), 83.
- de Sanctis, L., Maiorano, R. M. S., Brancaccio, U., & Aversa, S. (2019). Geotechnical aspects in the restoration of Insula dei Casti Amanti in Pompeii. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers-Geotechnical Engineering*, 172(2), 121-130
- Fiorucci, M., Martino, S., Antonielli, B., Charalampopoulou, V. B., Ciampi, P., Hussain, Y., ... & Bozzano, F. (2025). Local seismic response in the historical centre of Nafplio (Greece) as a tool for seismic risk management. *Natural Hazards*, 1-31.
- Kuhlemeyer, R. L., & Lysmer, J. (1973). Finite element method accuracy for wave propagation problems. *Journal of the soil mechanics and foundations division*, 99(5), 421-427.
- Kwok, A. O., Stewart, J. P., & Hashash, Y. (2007). Use of Exact Solutions of Wave Propagation Problems to Guide Implementation of Nonlinear. *J. Geotech. & Geoenviron. Engng.*, 133 (11).
- Lysmer, J., & Kuhlemeyer, R. L. (1969). Finite dynamic model for infinite media. *Journal of the engineering mechanics division*, 95(4), 859-877.
- Macerola, L., Durante, F., Milana, G., Nocentini, M., Santangelo, S., & Tallini, M. (2016). 1D AND 2D SEISMIC SITE RESPONSE TO THE MICROZONING OF PILOT AREAS IN L'AQUILA MUNICIPALITY. In 4. International Workshop on Archeology, Cryptoportici, Hypogea, Geology, Geotechnics, Geophysics.
- Peruzzi, G., & Albarello, D. (2017). The possible effect of vertical ground motion on the horizontal seismic response at the surface of a sedimentary structure. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 58(4), 343-352.
- Pergalani, F., Pagliaroli, A., Bourdeau, C., Compagnoni, M., Lenti, L., Lualdi, M., ... & Verrubbi, V. (2020a). Seismic microzonation map: approaches, results and applications after
278

the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 18(12), 5595-5629.

- Pergalani, F., Pagliaroli, A., Bourdeau, C., Compagnoni, M., Lenti, L., Lualdi, M., ... & Verrubbi, V. (2020b). Seismic microzoning: methodology and applications after the 2016-2017 Central Italy seismic sequence. In *Proceedings 17th World Conference on Earthquake Engineering*.
- Stacec, 2017 - LOCAL SEISMIC RESPONSE 2D Versione 5.0
- Tallini, M., Morana, E., & Guerriero, V. (2025). Analysis of Seismic Site Effects in Plio-Quaternary Intermontane Basin (L'Aquila, Central Italy). *Geotechnics*, 5(1), 12.

CAPITOLO 9

9 CONCLUSIONI E CONSIDERAZIONI FINALI

Le analisi di risposta sismica locale condotte sull'abitato antico di Pompei rappresentano il risultato di un lavoro complesso, basato sull'integrazione di dati geognostici, geofisici e geotecnici all'interno di un ambiente di studio caratterizzato da notevoli difficoltà sia geologiche che logistiche. I risultati ottenuti hanno evidenziato in maniera chiara come la topografia superficiale e la morfologia sepolta possano influenzare in modo significativo l'amplificazione di un segnale sismico in ingresso. Tali condizioni risultano particolarmente rilevanti in un'area dal valore storico e culturale come quello di Pompei, dove le amplificazioni locali si traducono in un aumento del rischio per la conservazione e la tutela delle rovine aventi 2000 anni di storia

APPROCCIO ADOTTATO PER LA CARATTERIZZAZIONE DEL SOTTOSUOLO DELLA CITTA' ANTICA DI POMPEI ATTRAVERSO INDAGINI GEOGNOSTICHE E GEOFISICHE

Il lavoro svolto sull'abitato antico di Pompei ha dimostrato che, in un contesto archeologico di eccezionale valore e con vincoli archeologici e logistici particolarmente stringenti, l'unica strada percorribile è stata quella di una

integrazione di diverse fonti: dati pregressi, indagini geofisiche non invasive, informazioni geognostiche storiche e un modello topografico aggiornato mediante rilievi GNSS.

Tale approccio ha consentito di superare i limiti derivanti dall'impossibilità di eseguire nuove indagini dirette invasive, restituendo un quadro conoscitivo coerente e adeguato alla definizione dei modelli geotecnici e delle sezioni da utilizzare per le analisi di risposta sismica locale.

Il processo di sistematizzazione dei dati pregressi, spesso caratterizzati da disomogeneità e frammentarietà, ha prodotto una base solida, resa coerente tramite la georeferenziazione univoca e la digitalizzazione in ambiente GIS e CAD. Le indagini geofisiche integrative, pianificate per coprire in modo il più possibile omogeneo il tessuto urbano e condotte con accortezze operative compatibili con i flussi di visita, hanno integrato e rafforzato le informazioni pregresse, restituendo indicazioni estese e coerenti su frequenze di risonanza, profili Vs e variazioni laterali dei parametri fisici del sottosuolo. In parallelo, i rilievi GNSS hanno aumentato l'affidabilità del modello altimetrico, migliorando il controllo sulla topografia e riducendo l'incertezza nella definizione delle sezioni da sottoporre ad analisi numeriche. L'intero flusso di raccolta, normalizzazione, georeferenziazione, integrazione e archiviazione in un database consultabile, ha creato un quadro conoscitivo trasparente e aggiornabile, funzionale tanto alla ricerca quanto alla gestione del sito.,

Nel merito della modellazione geotecnica, l'impossibilità di eseguire nuovi sondaggi in aree critiche della città per non intaccare il patrimonio ha imposto, per le sezioni di sintesi, l'adozione di un modello a due strati come scelta metodologicamente prudente e compatibile con i vincoli del parco. In questo

scenario, i dati geotecnici storici e i parametri ricavati da prove in foro già eseguite (Down-Hole), nonché le informazioni ricavate dalla letteratura scientifica disponibile per Pompei (ad esempio Amato et al. 2022, de Sanctis et al., 2020, 2021), sono risultati imprescindibili sia per calibrare e definire in modo ragionato le sezioni di sintesi (Sezioni 1, 3 e 4) e la sezione di dettaglio (Sezione 2). Questa sinergia tra dato ereditato, misure integrative e un buon modello topografico ha consentito di mantenere un ottimo livello di robustezza in un contesto storico e culturale di primaria importanza.

È chiaro che un incremento della densità di punti di misura e di indagini (nuove misure HVSR/MASW mirate, validazioni locali con indagini in foro dove consentito e prove di laboratorio su campioni indisturbati) permetterebbe di ridurre le incertezze residue e di affinare ulteriormente i modelli. Nonostante ciò, entro i limiti operativi dati, il percorso seguito ha prodotto un modello credibile e operativo, capace di orientare le analisi di risposta sismica locale

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE E CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO III PER LA CITTA' ANTICA DI POMPEI

Le analisi di risposta sismica locale condotte sulle sezioni individuate all'interno del Parco Archeologico di Pompei hanno permesso di ottenere un quadro dettagliato della risposta del sottosuolo e delle sue variazioni spaziali. L'impiego combinato di modellazioni monodimensionali (1D) e bidimensionali (2D), supportato dal confronto con misure sperimentali di tipo HVSR, ha consentito di discriminare il contributo dei diversi fattori che influenzano l'amplificazione sismica: stratigrafia, morfologia e condizioni topografiche.

In primo luogo, i rapporti A_{max_s}/A_{max_g} e i fattori di amplificazione (FA) hanno mostrato come la risposta locale sia tutt'altro che uniforme. Le sezioni rivelano la presenza di zone caratterizzate da amplificazioni particolarmente elevate, spesso in corrispondenza delle valli e dei fronti di scavo, dove la combinazione di spessori significativi dei terreni di copertura e la geometria irregolare del substrato favoriscono il fenomeno di intrappolamento delle onde sismiche. In tali condizioni, i valori di FA raggiungono in alcuni punti picchi prossimi a 5 nei periodi brevi e intermedi (0.1 – 0.5 s e 0.4 – 0.8 s), con una chiara crescita dell'intensità al crescere del periodo di ritorno considerato. Al contrario, aree con coperture ridotte o su pianori mostrano una risposta più regolare e contenuta, a conferma del ruolo dominante della stratigrafia.

Il confronto tra le analisi numeriche e le curve sperimentali HVSR ha evidenziato, nella maggior parte dei casi, una buona coerenza tra i picchi di risonanza individuati. Questo risultato rafforza l'affidabilità delle modellazioni e conferma la validità dell'approccio metodologico adottato. Tuttavia, in alcuni casi si osservano discrepanze, attribuibili sia agli effetti non lineari dei terreni in copertura sia alla variabilità del contenuto in frequenza dei segnali in input. Ciò suggerisce che l'uso congiunto di modellazioni numeriche e misure sperimentali rappresenti la via più efficace per una caratterizzazione completa della risposta sismica.

Un ulteriore aspetto di rilievo riguarda il confronto tra analisi 1D e 2D. I risultati dimostrano come le simulazioni 1D riescano a riprodurre adeguatamente il contributo stratigrafico, ma sottostimino in modo significativo l'impatto degli effetti morfologici e di valle. Le analisi 2D, infatti, hanno evidenziato amplificazioni aggiuntive soprattutto nei periodi brevi, con picchi più elevati e una distribuzione spaziale più complessa degli effetti. Questo conferma che, in contesti come quello

pompeiano, caratterizzati da irregolarità topografiche e stratigrafie variabili, l'approccio bidimensionale rappresenta uno strumento indispensabile per cogliere la reale risposta del sito.

Il passaggio dai singoli risultati puntuali alla sintesi cartografica ha permesso di costruire le carte di Microzonazione Sismica di livello III relative ai tre scenari di pericolosità ($T_r = 102, 475$ e 975 anni). Le carte dei FA e degli spettri medi di accelerazione hanno mostrato differenze nette tra le microzone individuate in quanto, le zone 1 e 2 risultano generalmente stabili, con valori contenuti e dispersioni ridotte, mentre le zone 3 e 4 sono quelle maggiormente soggette ad amplificazione, con picchi più elevati e intervalli di incertezza più ampi. L'incremento dei valori medi con l'aumentare del periodo di ritorno evidenzia inoltre la progressiva crescita della vulnerabilità delle aree con spessori maggiori dei terreni di copertura.

In sintesi, le analisi condotte confermano che il territorio di Pompei presenta una forte variabilità locale della risposta sismica, strettamente legata sia alle condizioni stratigrafiche sia a quelle morfologiche sepolte. Questa eterogeneità rende necessario un approccio multilivello, in grado di integrare indagini sperimentali, modellazioni numeriche 1D e 2D e sintesi cartografica. I risultati ottenuti non solo forniscono una rappresentazione affidabile delle condizioni di pericolosità sismica a scala locale, ma costituiscono anche un riferimento operativo per la gestione del rischio in un contesto di eccezionale valore storico e culturale. Le carte di MZS III elaborate rappresentano quindi uno strumento fondamentale per la pianificazione degli interventi di mitigazione e per la tutela del patrimonio archeologico della città antica di Pompei.

CONSIDERAZIONI FINALI E SVILUPPI FUTURI

Nonostante la coerenza generale tra i risultati numerici e le curve HVSR di confronto, alcuni scostamenti osservati nei punti di controllo richiedono di evidenziare dei limiti intrinseci nelle modellazioni effettuate. Per le sezioni semplificate in particolare, si è dovuto fare riferimento a un modello semplificato a due strati, imposto dall'assenza di dati geognostici diretti. Tale semplificazione, pur coerente con le informazioni disponibili, introduce ovviamente un certo grado di incertezza nella definizione dei contrasti di impedenza locali e nella profondità effettiva del bedrock, influenzando la precisione delle analisi e la comparabilità con i dati sperimentali.

Va inoltre sottolineato che la bidimensionalità del sito gioca un ruolo rilevante in particolar modo per la Sezione 2, dove la presenza delle variazioni topografiche e morfologiche sepolte molto marcata genera effetti di valle e di cresta documentati dalle analisi 2D con picchi fino a 6 nei rapporti 2D/1D.

Le differenze tra le funzioni di amplificazione numeriche e le curve H/V non indicano un malfunzionamento del modello, ma riflettono:

- un regime deformativo diverso (tendenzialmente non lineare nelle simulazioni per periodi di ritorno elevati rispetto al comportamento lineare reale nel caso delle analisi dei microtremori);
- la semplificazione stratigrafica necessaria nelle sezioni prive di dati diretti;

Alla luce di tali considerazioni, il modello geotecnico adottato risulta pienamente adeguato allo scopo della ricerca e fornisce una rappresentazione realistica della risposta sismica locale del sito, pur nel rispetto dei limiti legati ai dati disponibili e alle caratteristiche non lineari dei terreni.

Gli sviluppi futuri potranno concentrarsi sul miglioramento della caratterizzazione geotecnica e geometrica del sito, con particolare riferimento alle

sezioni prive di elementi stratigrafici diretti. L'esecuzione di nuove indagini in sito (carotaggi mirati, prove geotecniche di laboratorio e prove down-hole) consentirebbe di affinare e creare un unico modello geotecnico e di ottenere una definizione più accurata dei contrasti di impedenza e della profondità del bedrock. Parallelamente, l'impiego di modellazioni numeriche 2D e 3D, o analisi dinamiche con variabilità spaziale del moto sismico, permetterebbero di cogliere in modo più completo gli effetti morfologici e le interazioni tridimensionali non rappresentabili dagli attuali approcci 1D e 2D. Ulteriori misure sperimentali (quali HVSR) potrebbero infine supportare la validazione dei risultati numerici, contribuendo a ridurre le incertezze e a consolidare l'affidabilità complessiva della modellazione.

ANNESI

INDAGINI INTEGRATIVE ESEGUITE

ANNESI

HVSR: 1 - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456925.346 Nord: 4510974.411

Altitude: 10.60 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



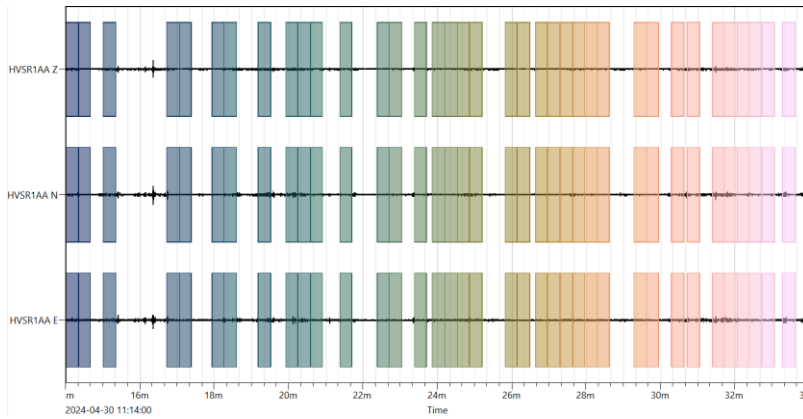
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

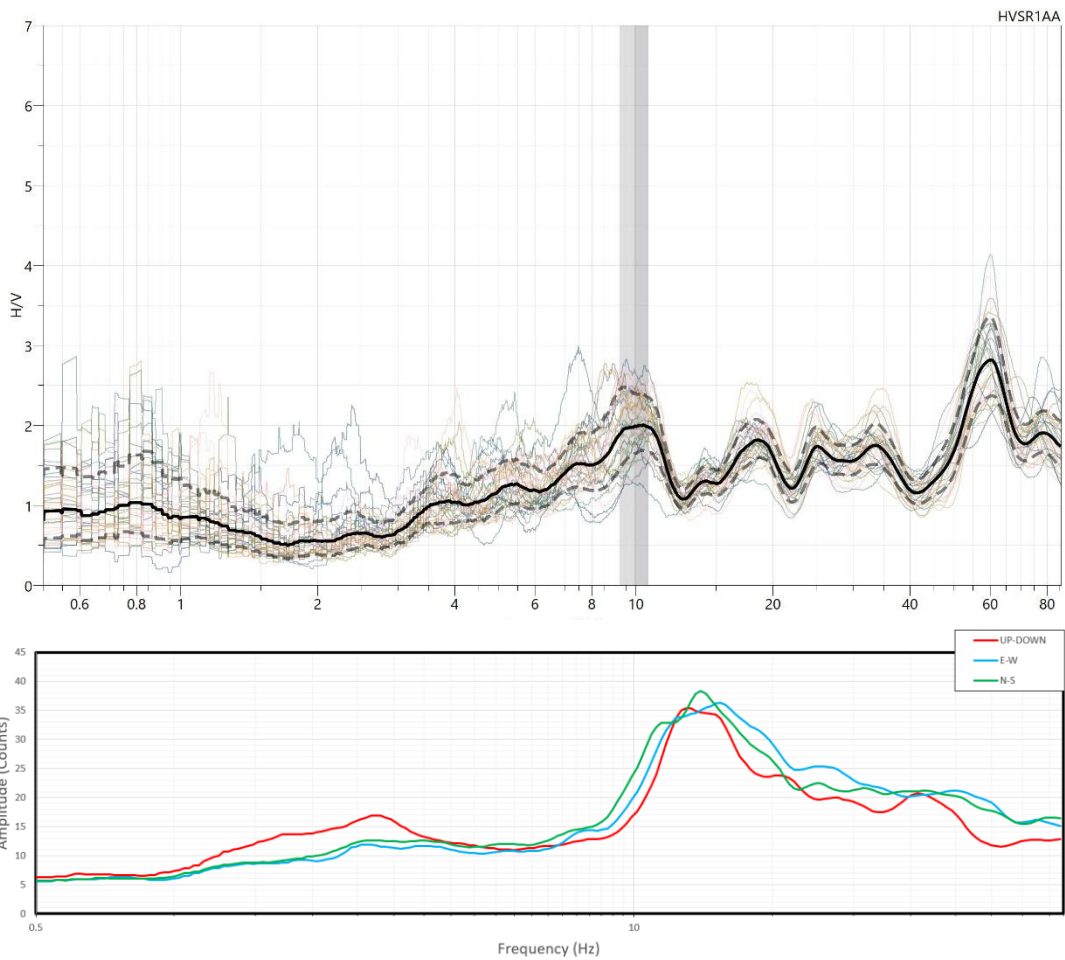
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 2 - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456810.273

Nord: 4510927.908

Location

Archaeological Park of Pompeii

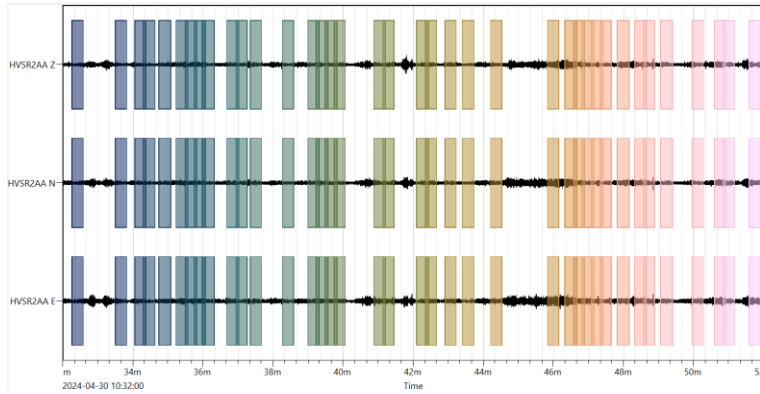
Instrument location



Data processing

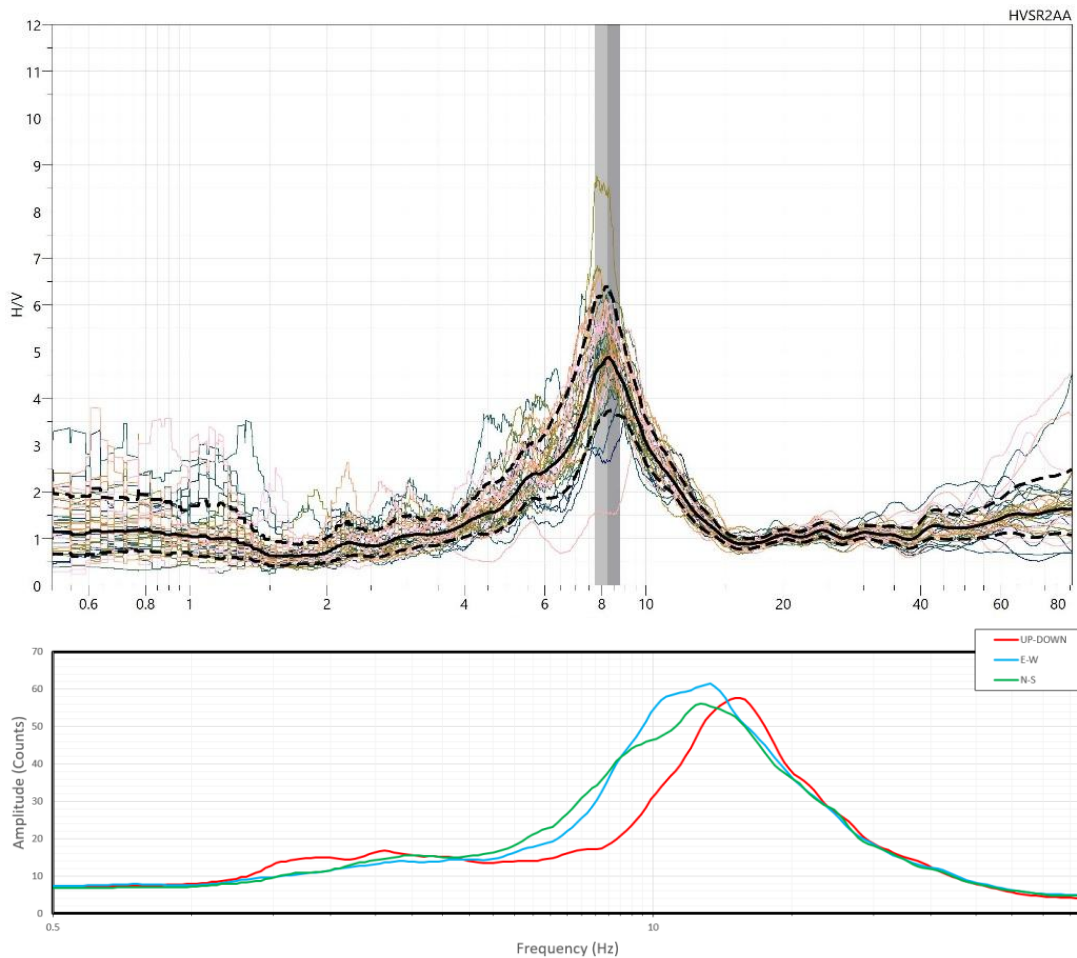
Time recording: 20 min.
Windows length: 20 sec.
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 3 - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457144.838 Nord: 4511153.479

Altitude: 19.91 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

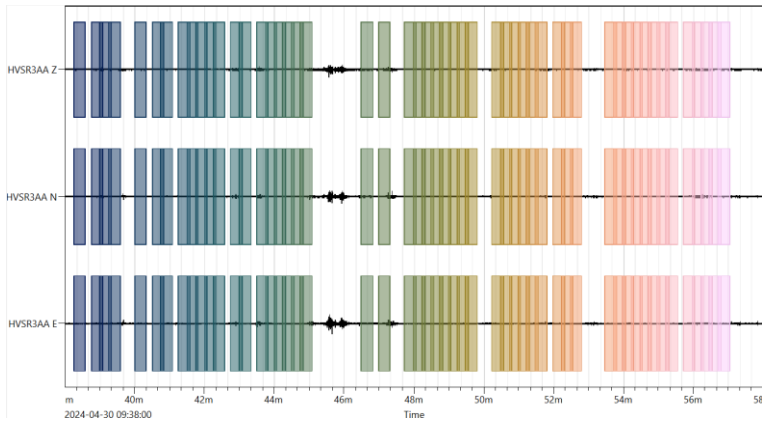
Instrument location



Data processing

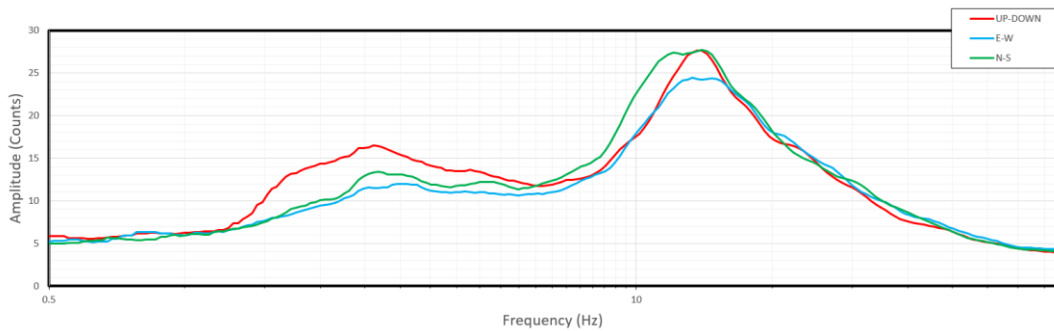
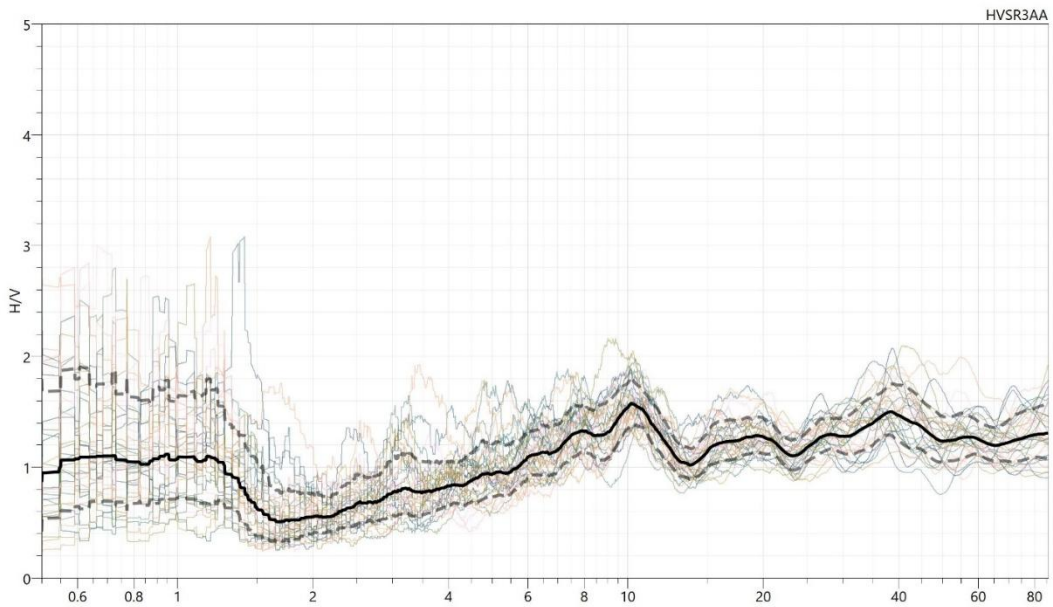
Time recording: 20 min.
Windows length: 20 sec.
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 457205.61 Nord: 4511237.698

Altitude: 19.35 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



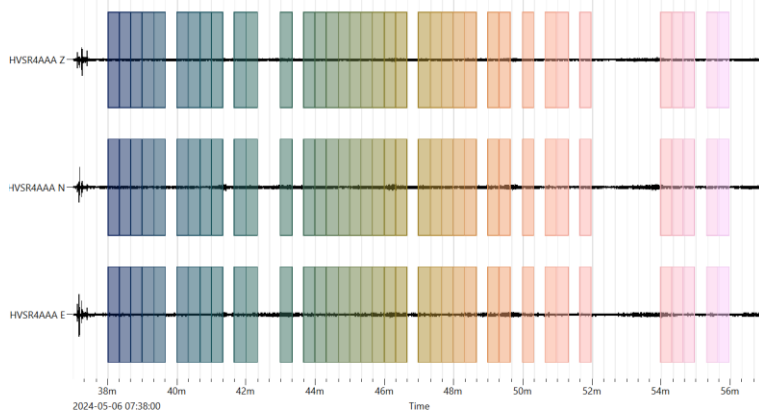
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

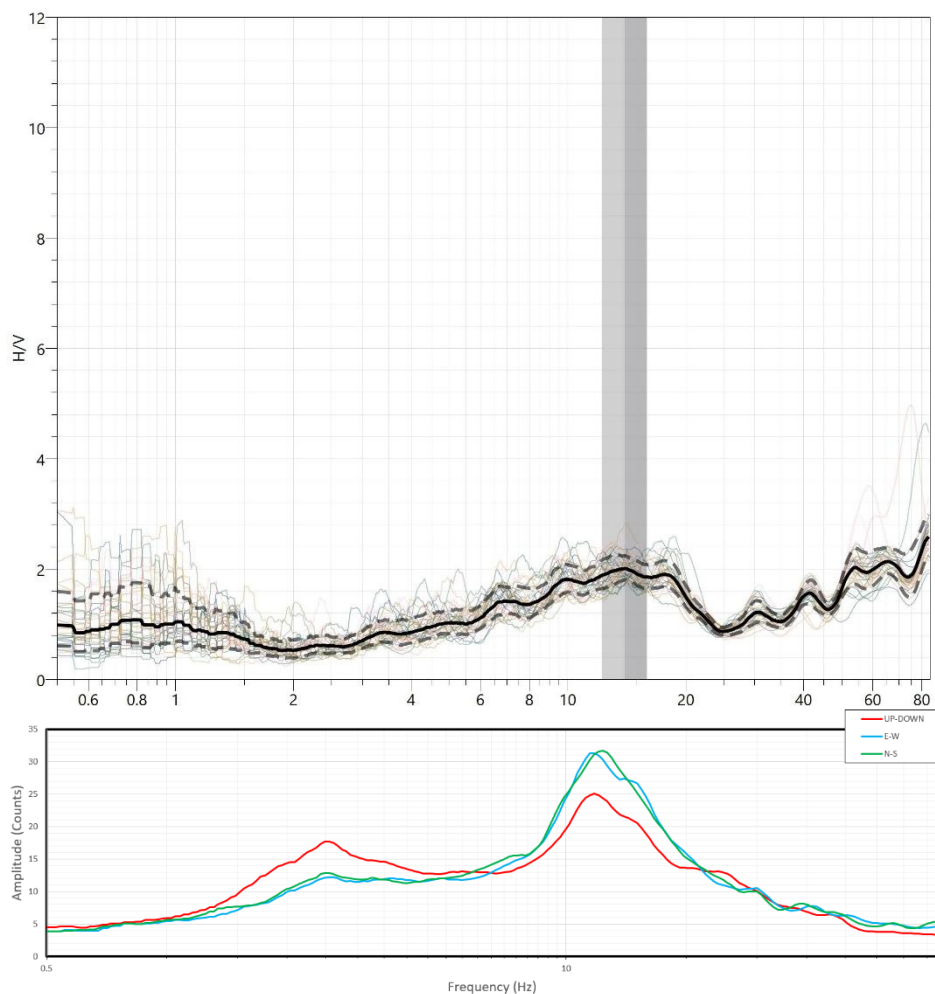
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 5 - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457391.428 Nord: 4511270.922

Altitude: 13.79 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



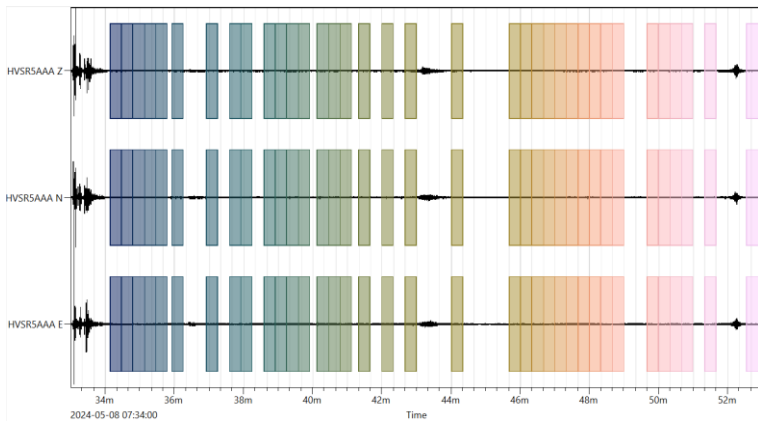
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

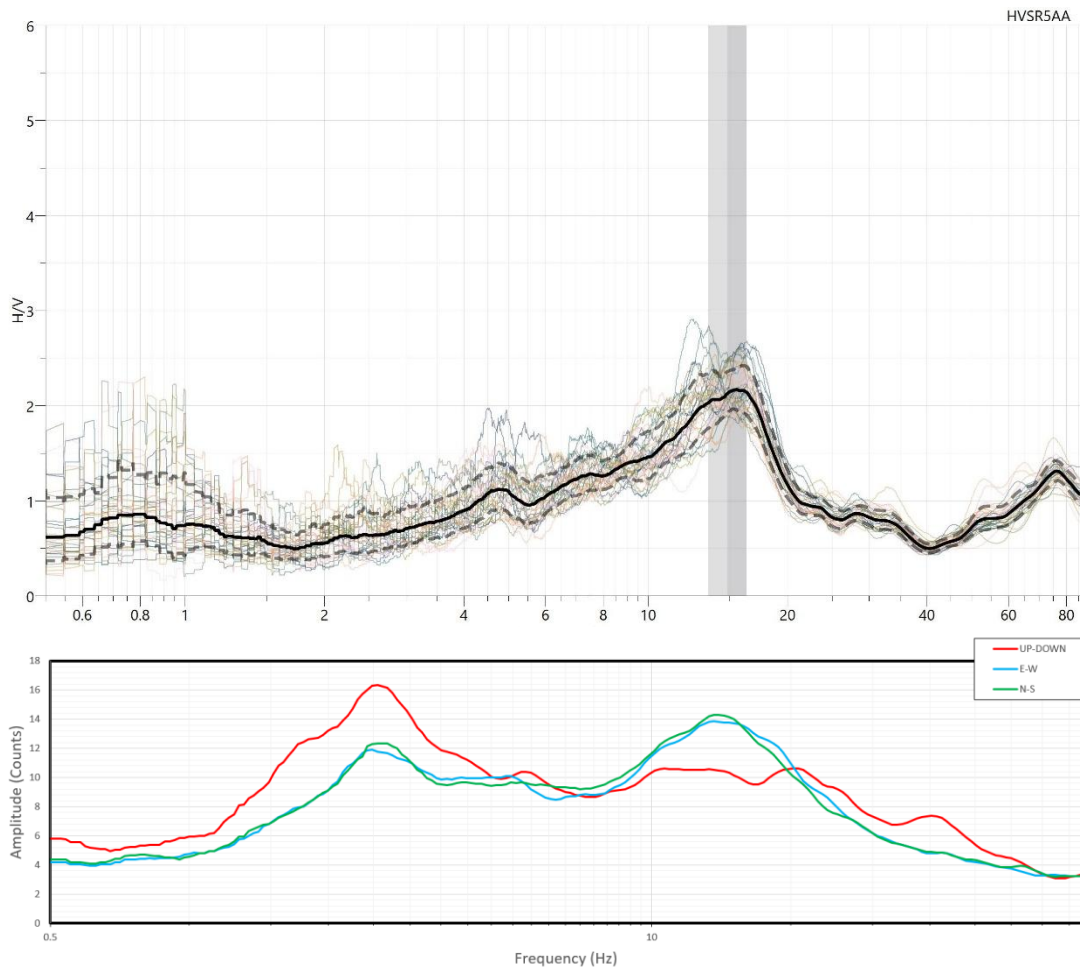
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 00 - INT - AA

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456849.796 Nord: 4510950.58

Altitude: 13.36 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



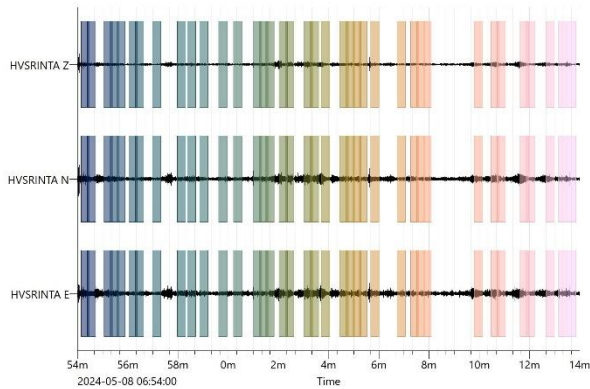
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

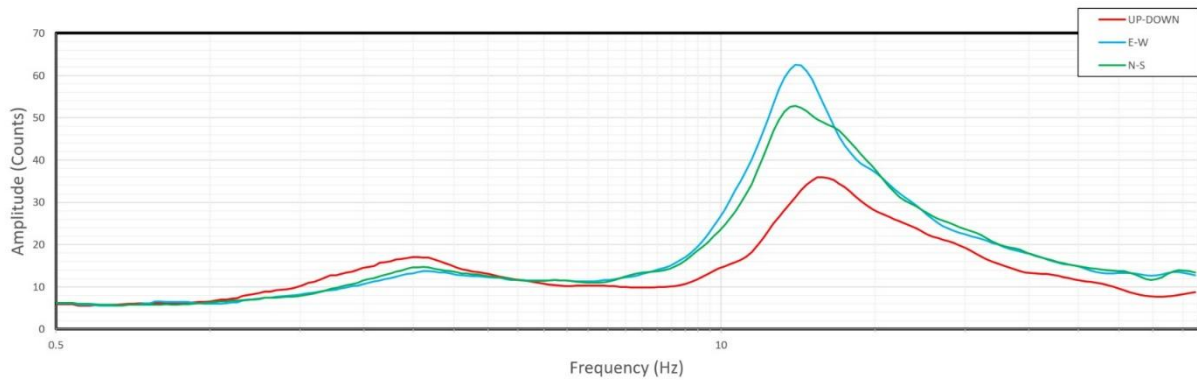
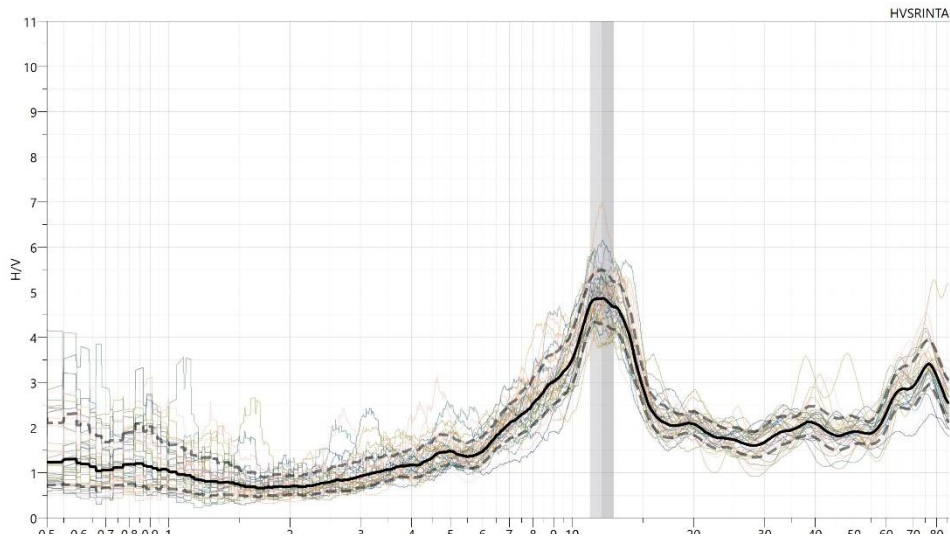
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 1 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456594.31 Nord: 4510974.517

Altitude: 33.70 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



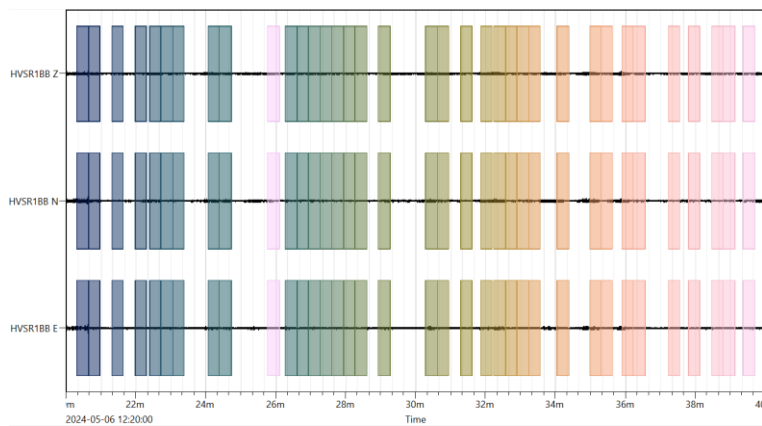
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

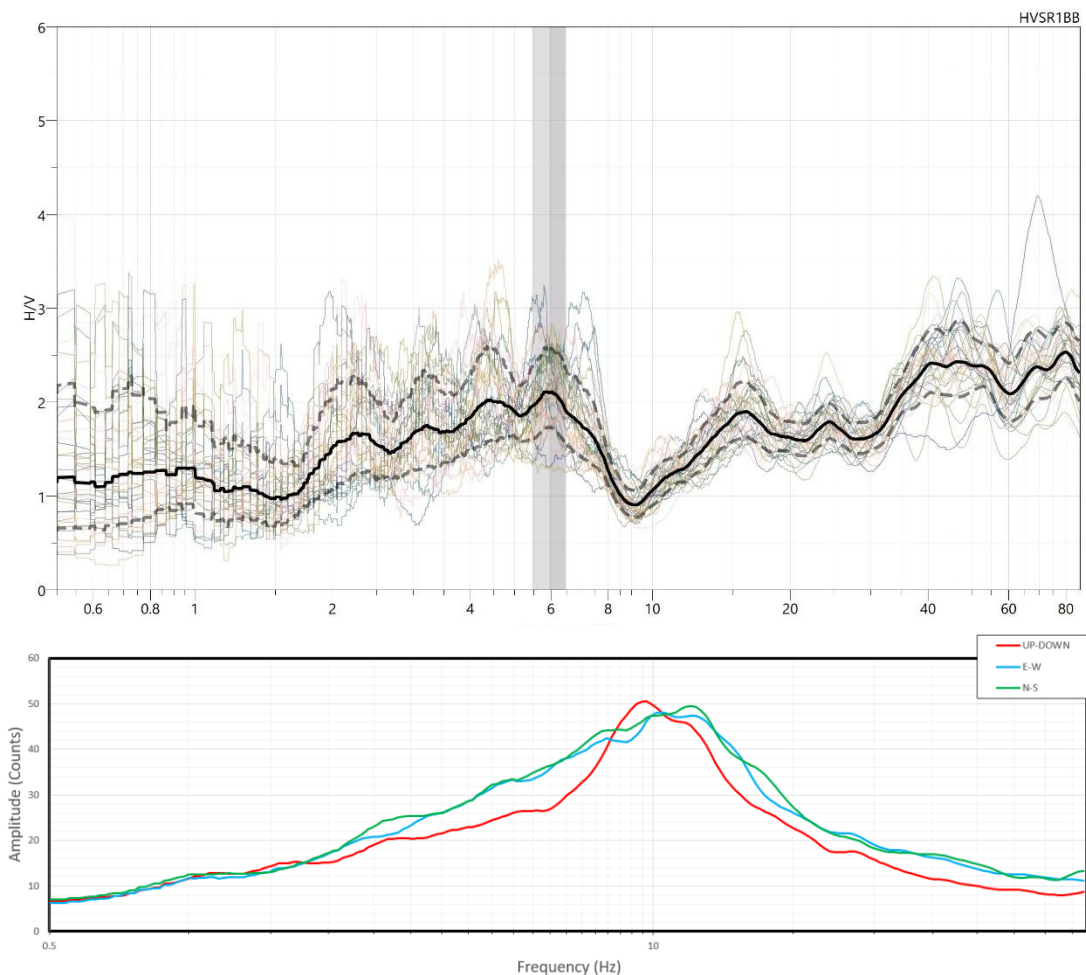
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 2 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456684.514 Nord: 4510980.508

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



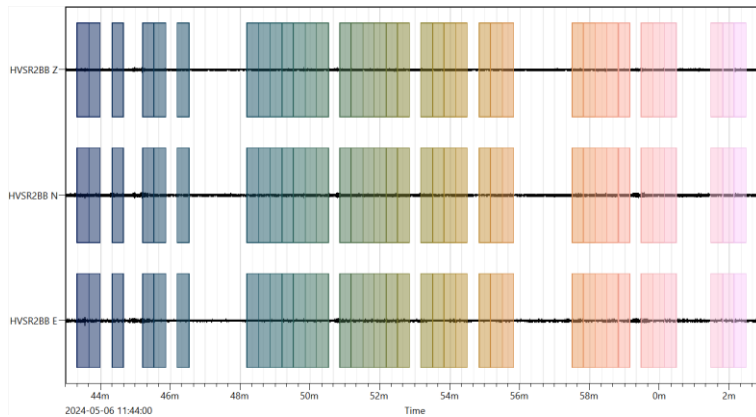
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

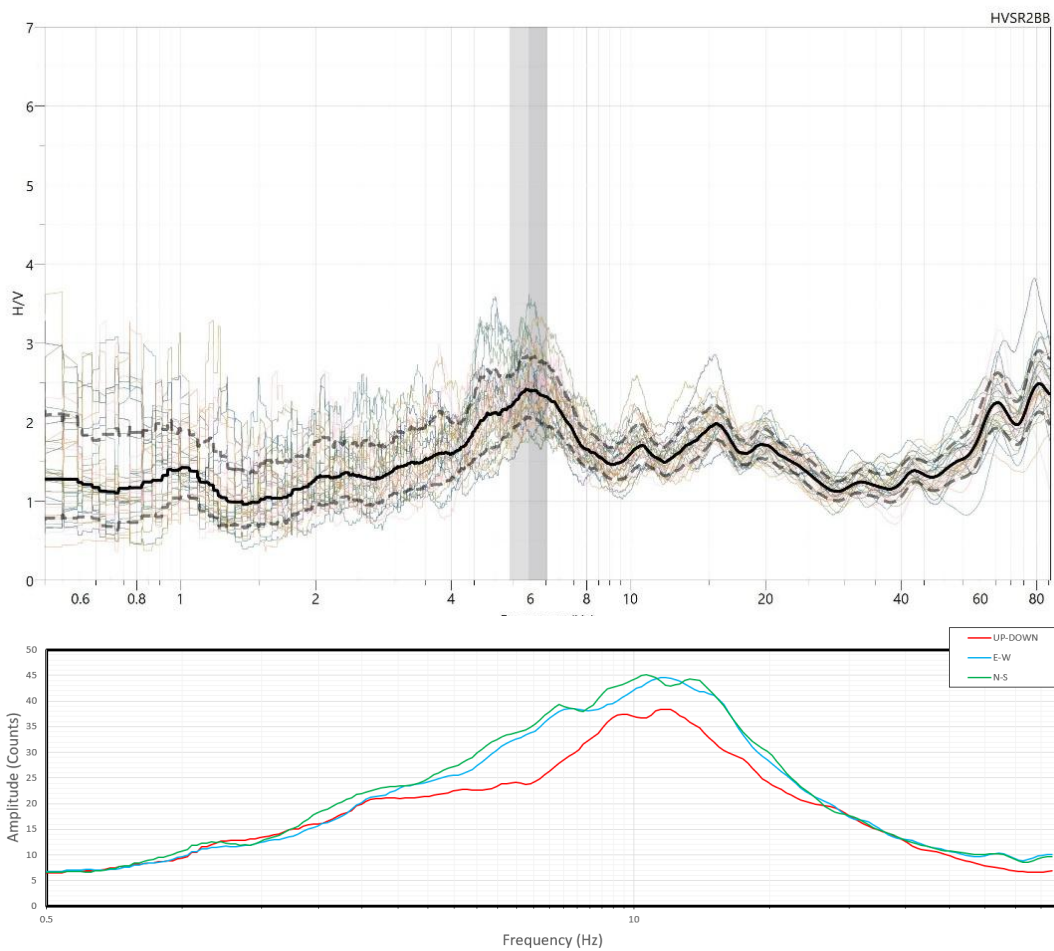
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 3 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456775.449 Nord: 4511061.122

Altitude: 22.37 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



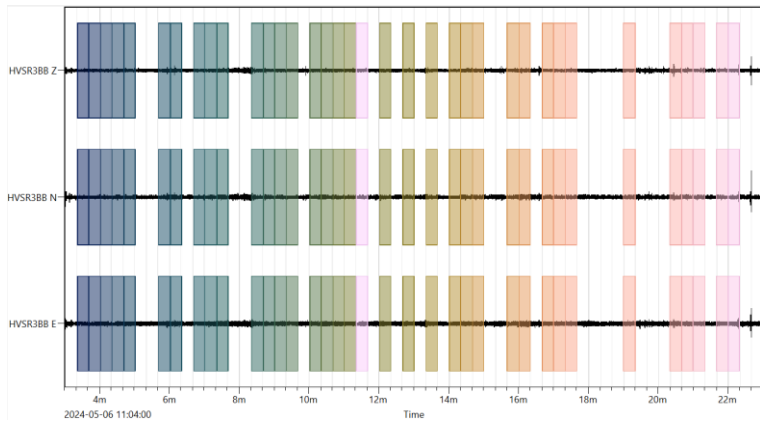
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

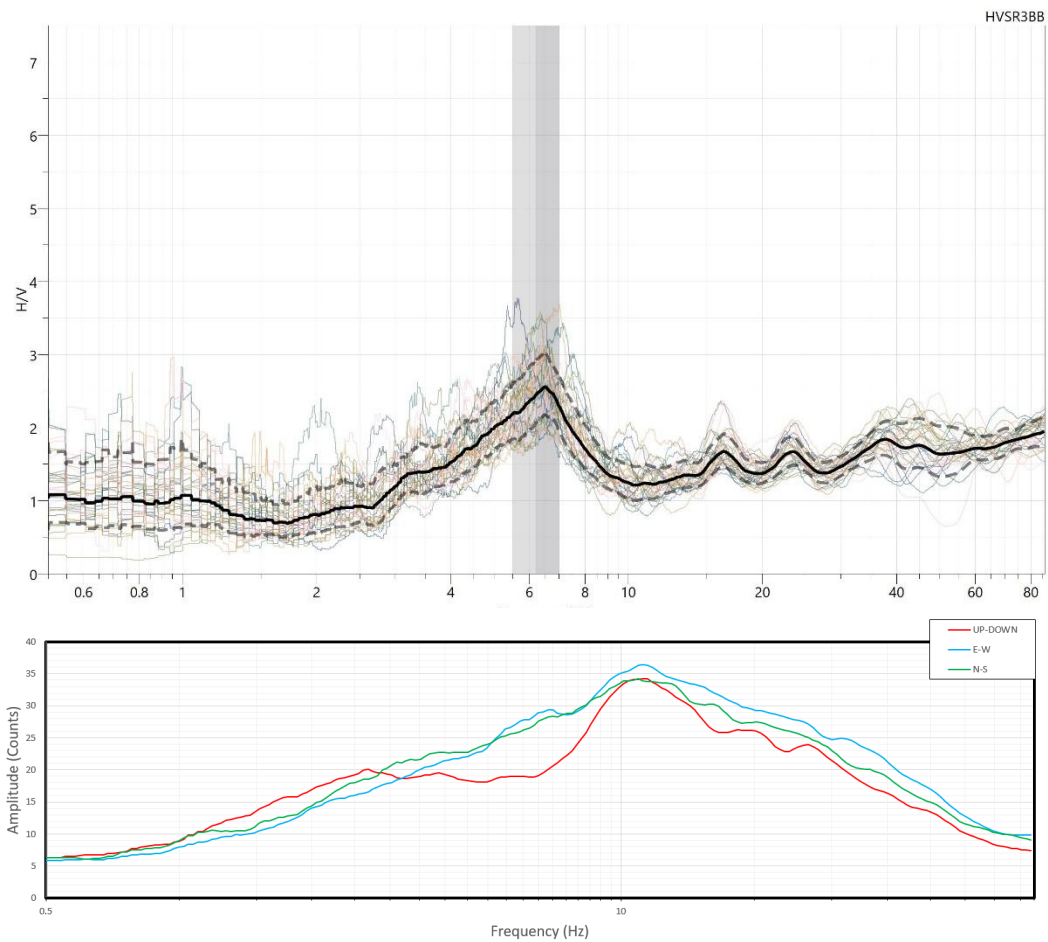
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456917.453 Nord: 4511166.487

Altitude: 24.13 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



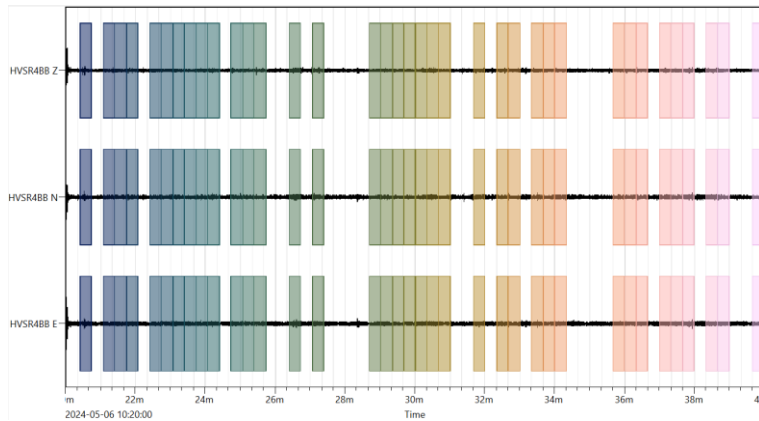
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

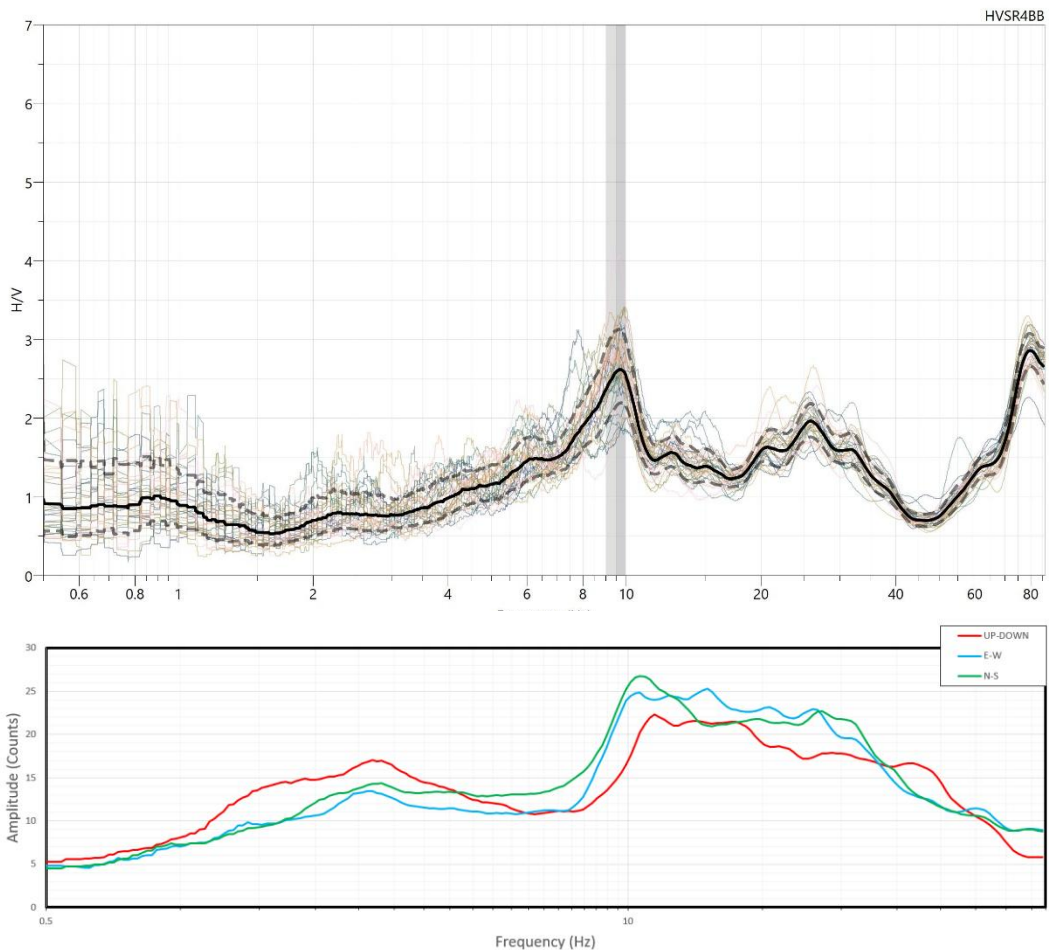
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 5 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457016.284 Nord: 4511191.727

Altitude: 22.24 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



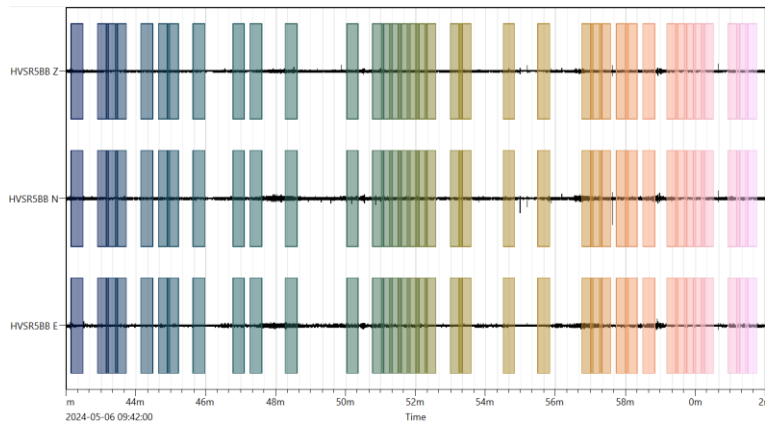
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

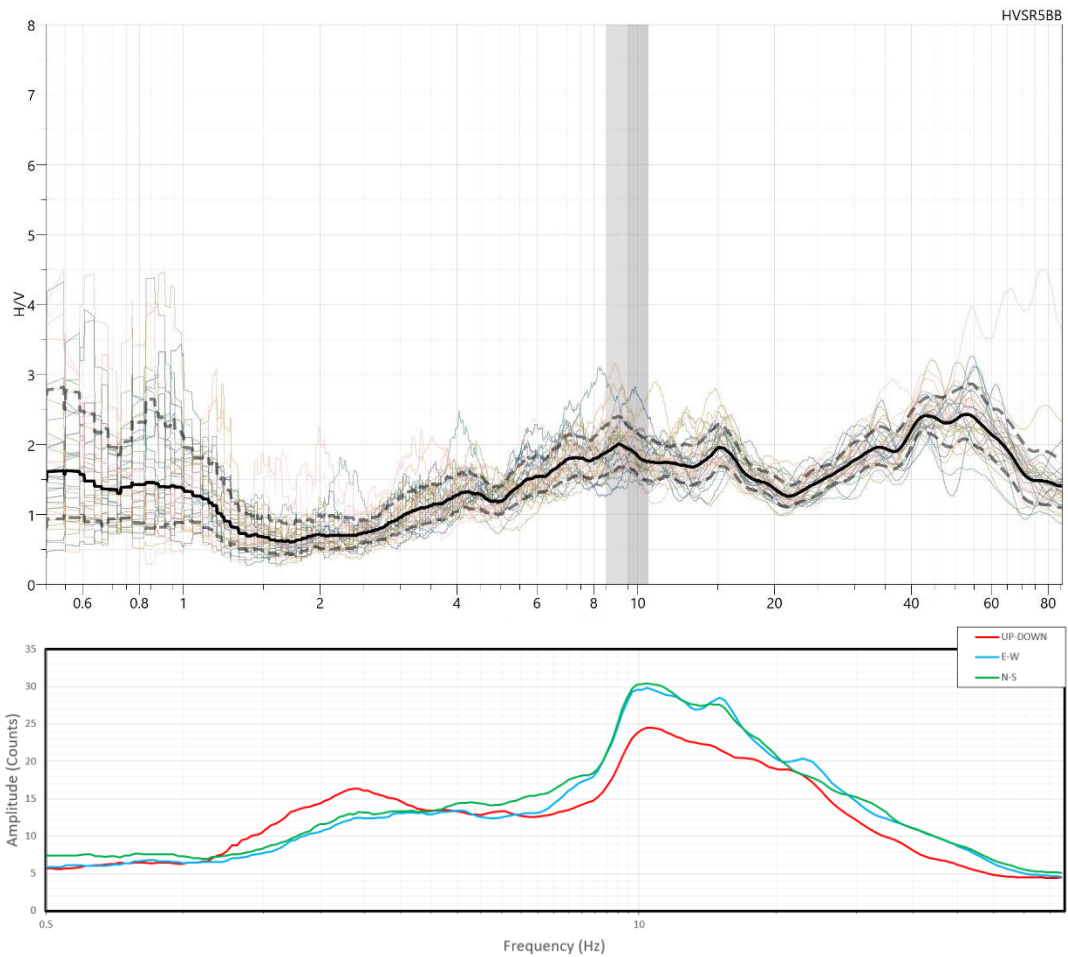
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 6 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457089.464 Nord: 4511248.654

Altitude: 22.70 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

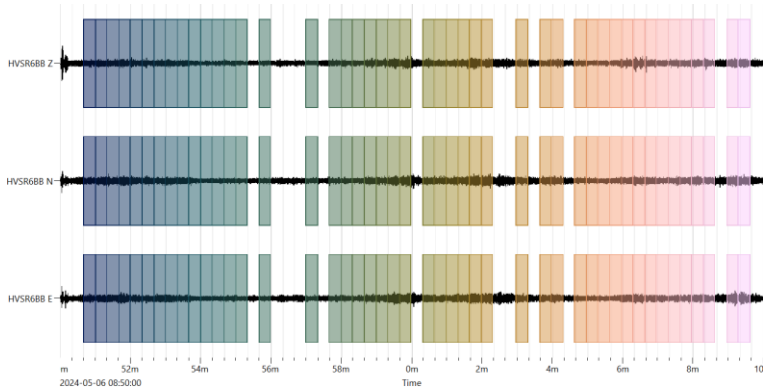
Instrument location



Data processing

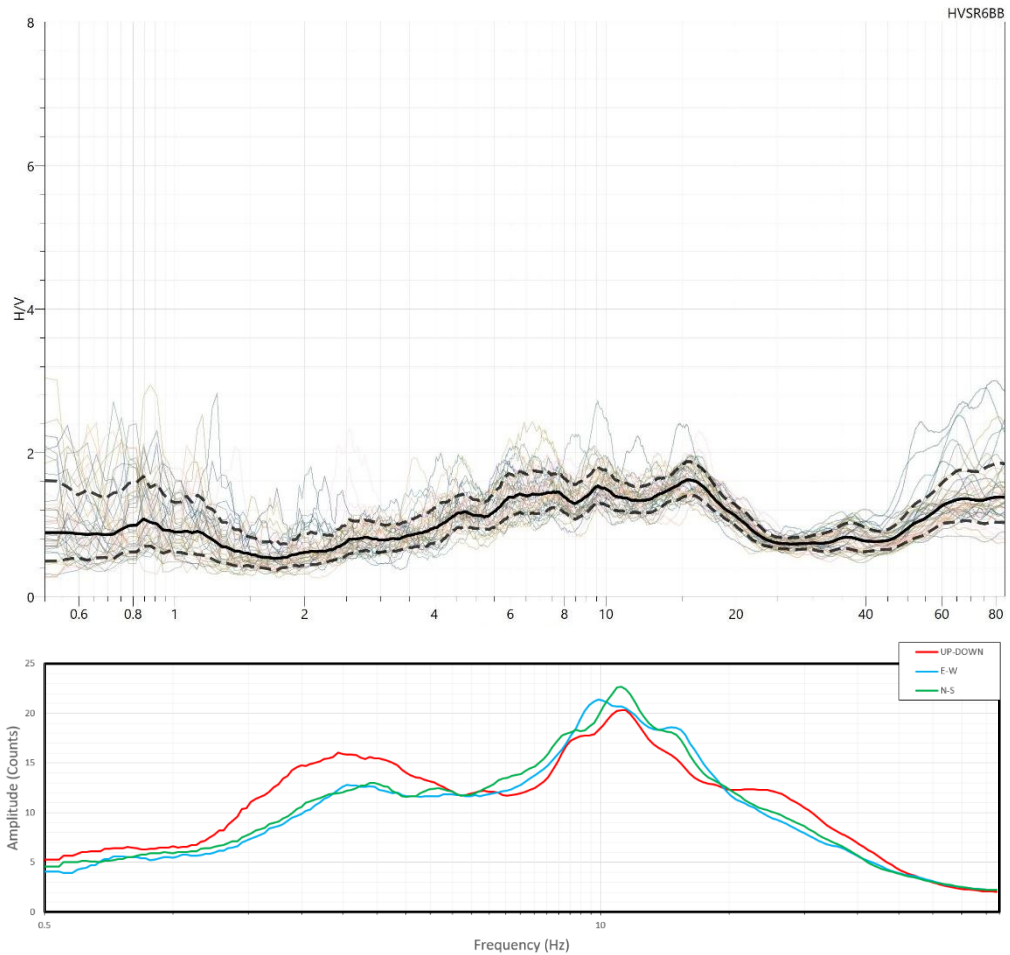
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 76%

Results



HVSR: 7 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457208.866 Nord: 4511341.271

Altitude: 23.36 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



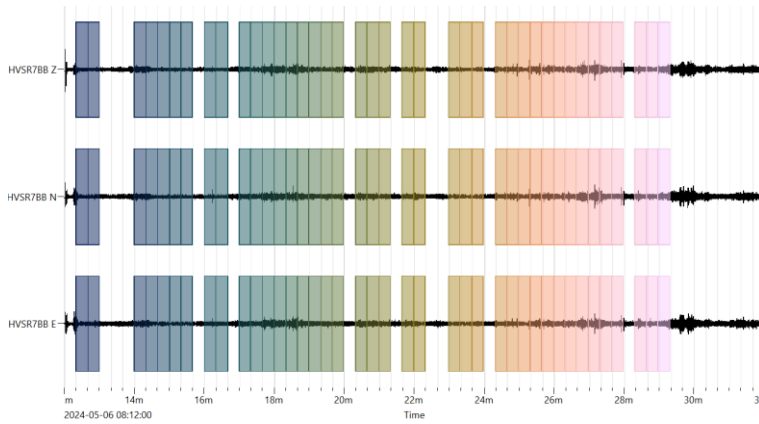
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

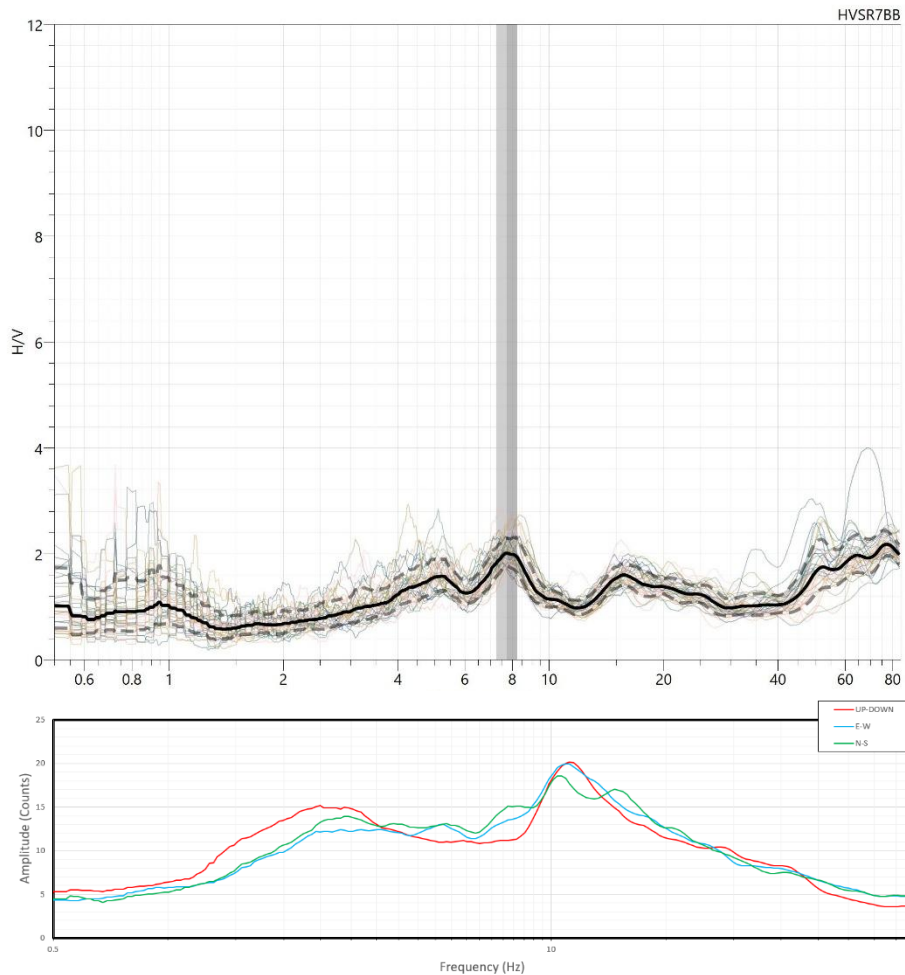
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 66%

Results



HVSR: 8 - BB

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457297.044 Nord: 4511389.681

Altitude: 20.03 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



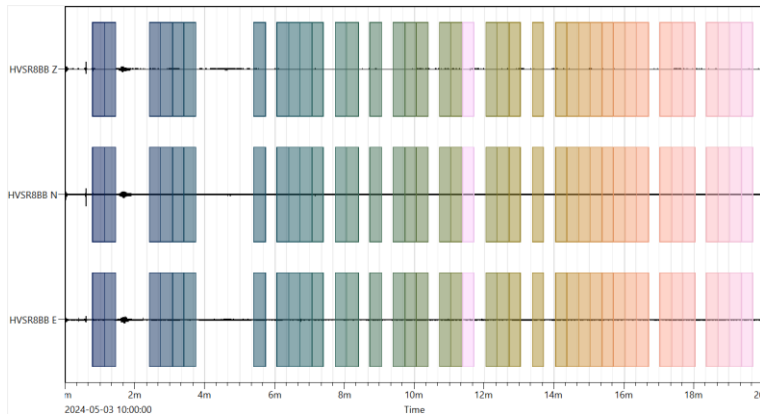
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

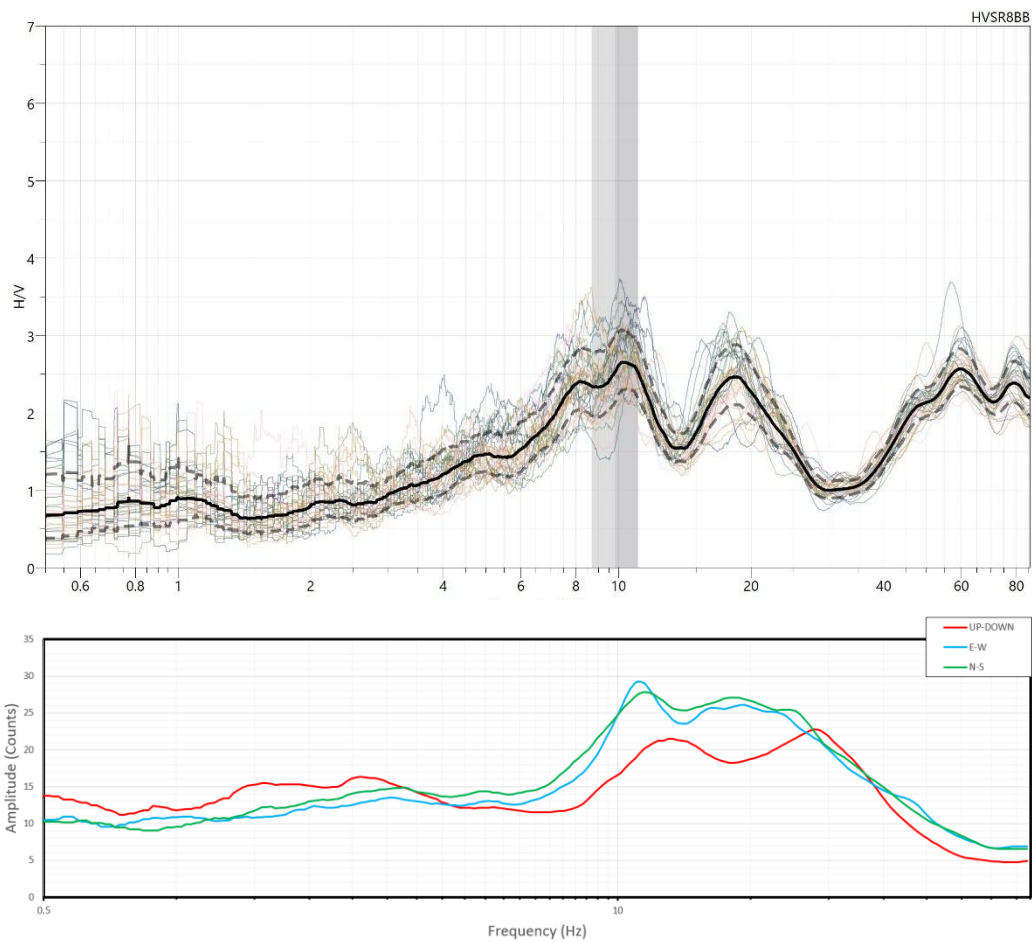
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 1 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

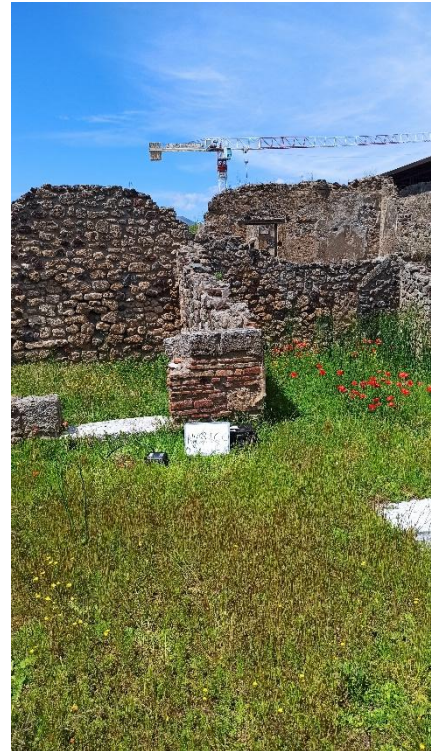
Est: 456395.778 Nord: 4511005.902

Altitude: 33.55 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

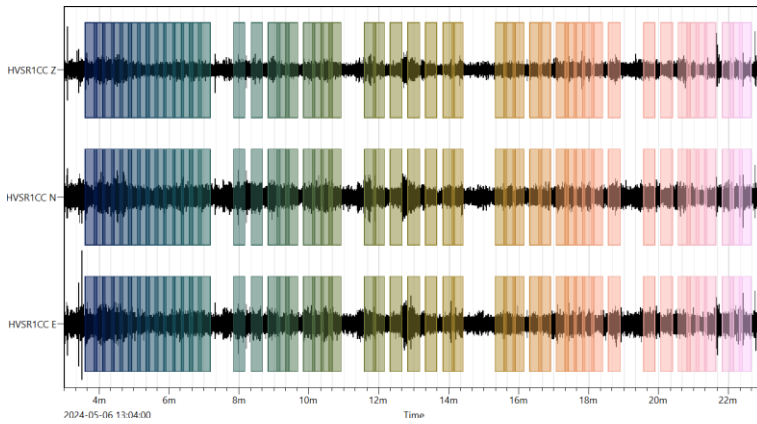
Instrument location



Data processing

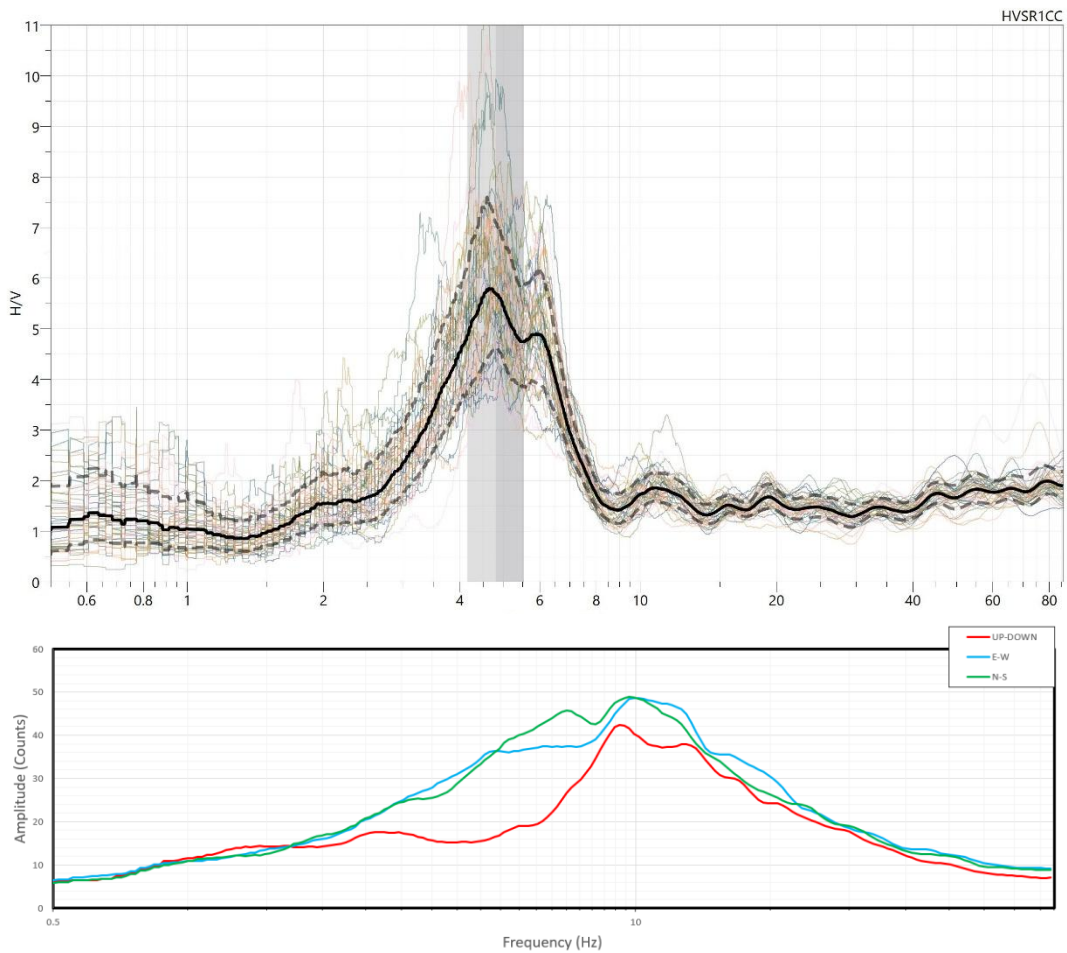
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 2 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456519.014 Nord: 4511050.737

Altitude: 32.81 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

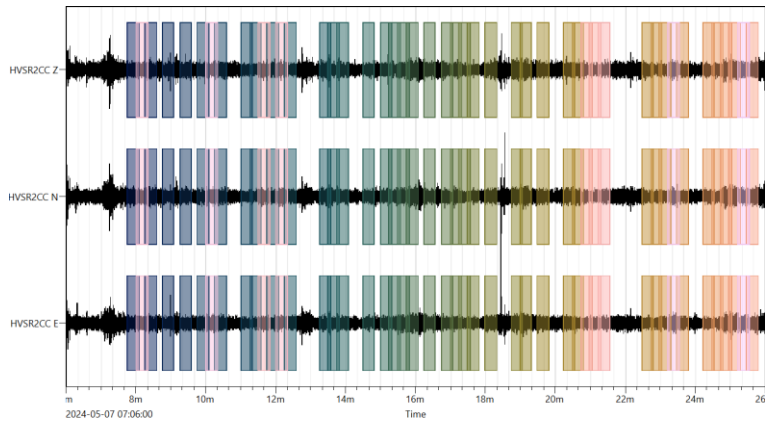
Instrument location



Data processing

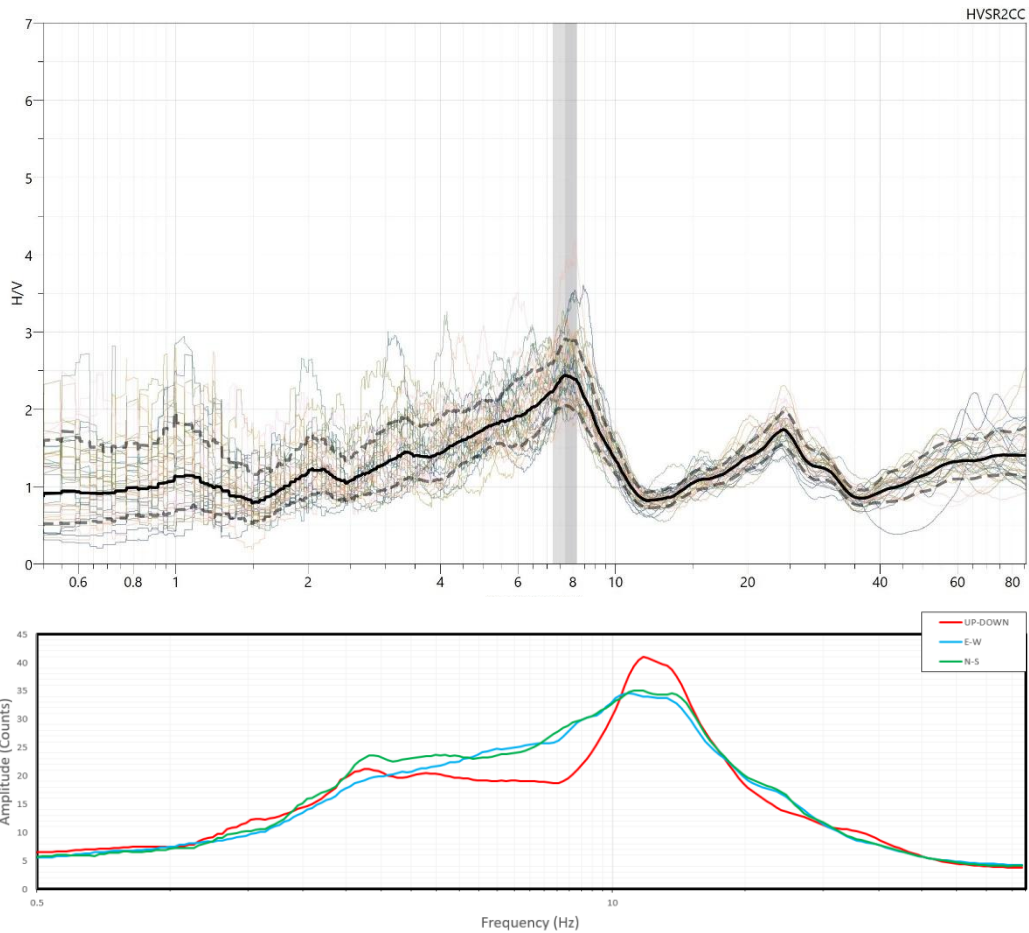
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal
analysed: 60%

Results



HVSR: 3 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456612.793 Nord: 4511121.324

Altitude: 31.76 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

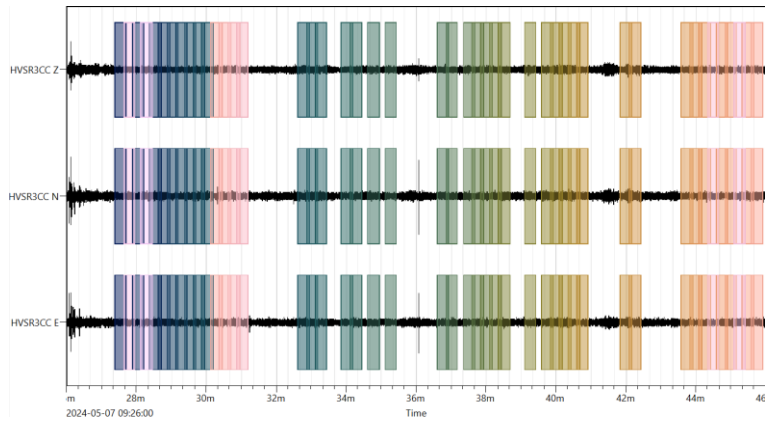
Instrument location



Data processing

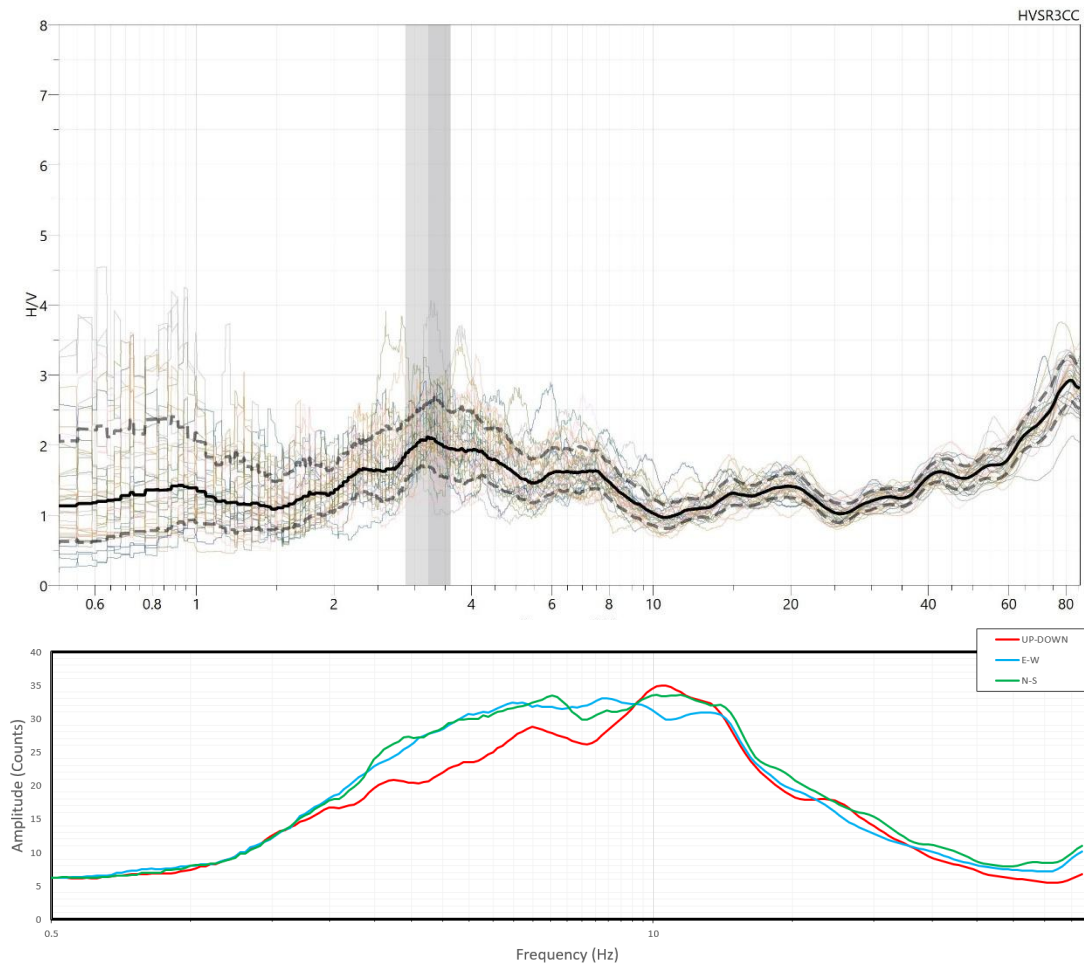
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456675.127 Nord: 4511142.911

Altitude: 28.24 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



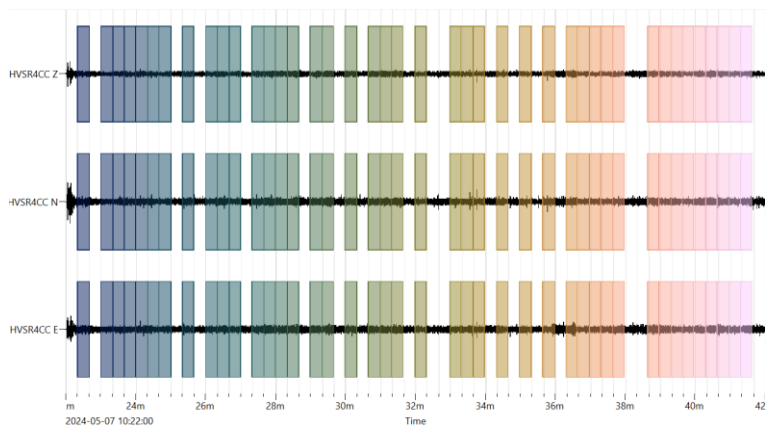
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

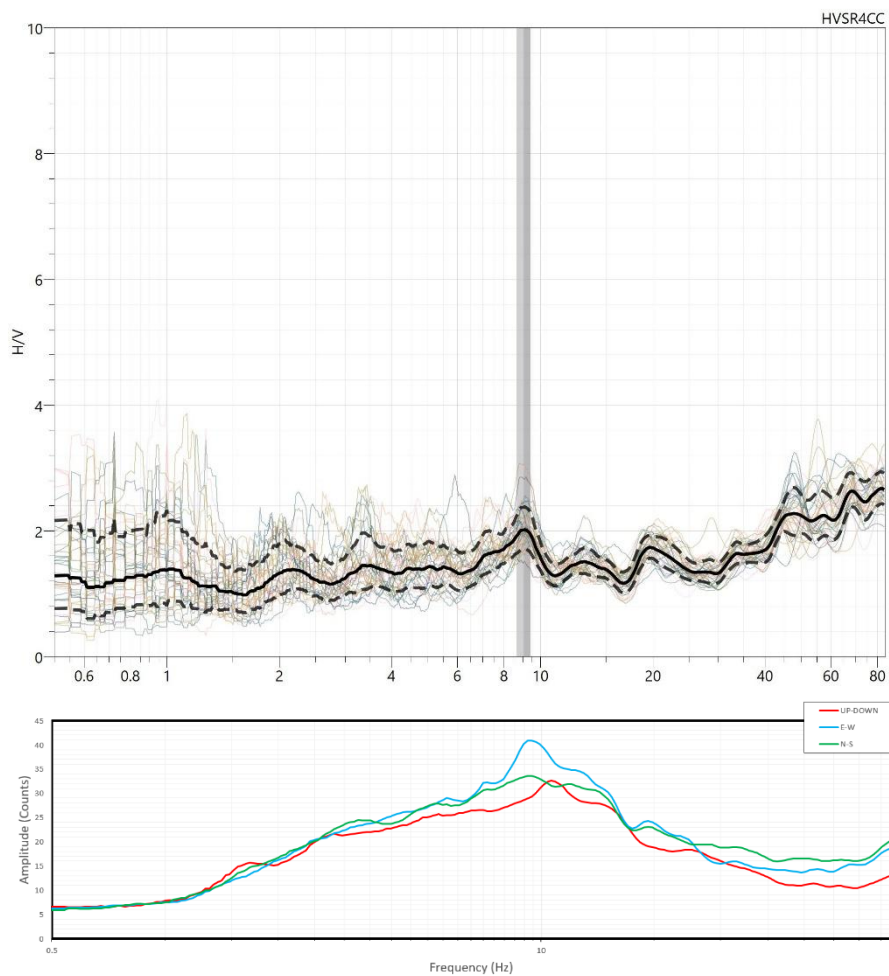
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: 5 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456771.737 Nord: 4511250.096

Altitude: 30.60 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



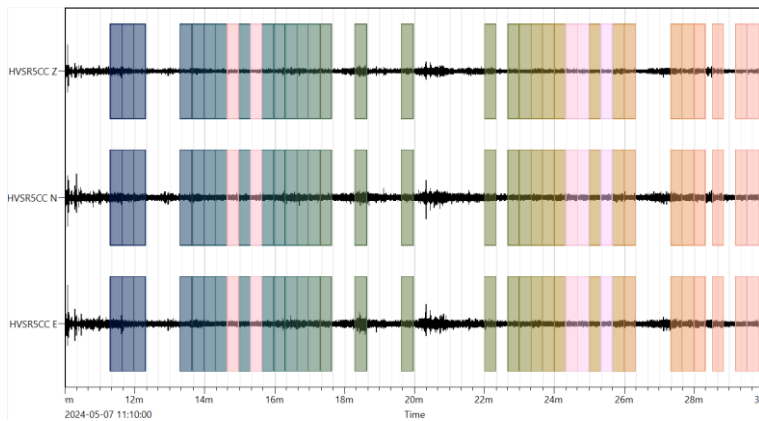
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

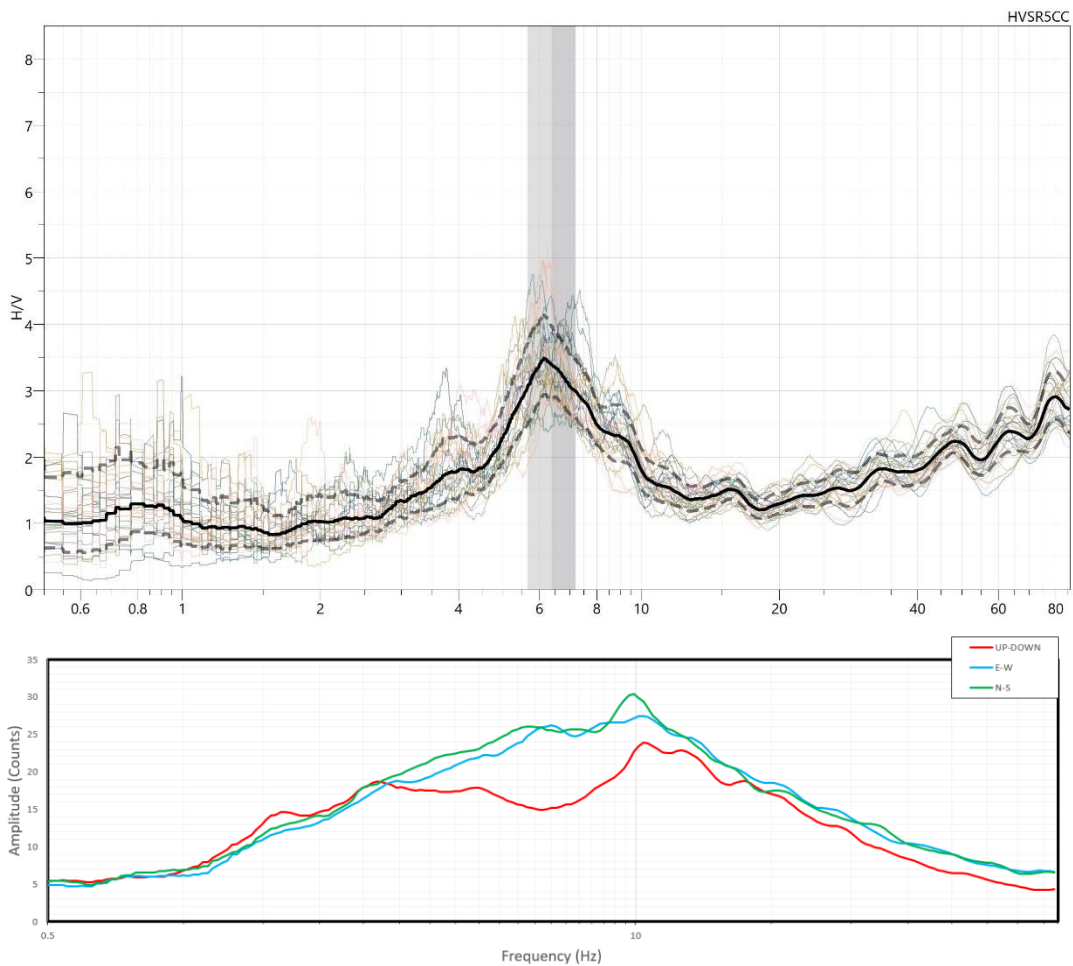
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 6 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456867.724 Nord: 4511269.264

Altitude: 34.14 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

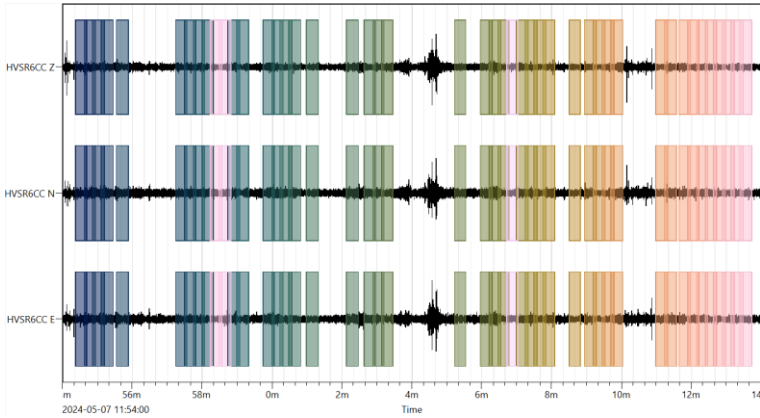
Instrument location



Data processing

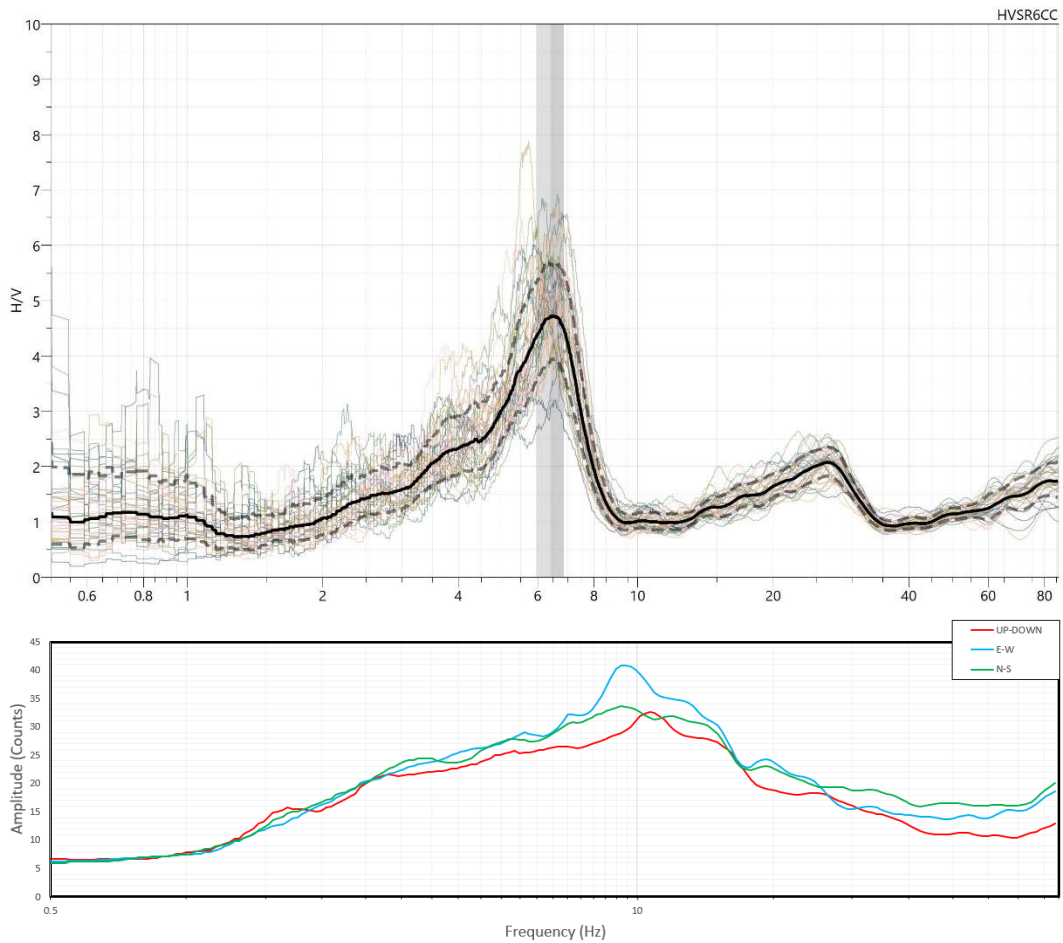
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal
analysed: 60%

Results



HVSR: 7 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456991.162 Nord: 4511338.457

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



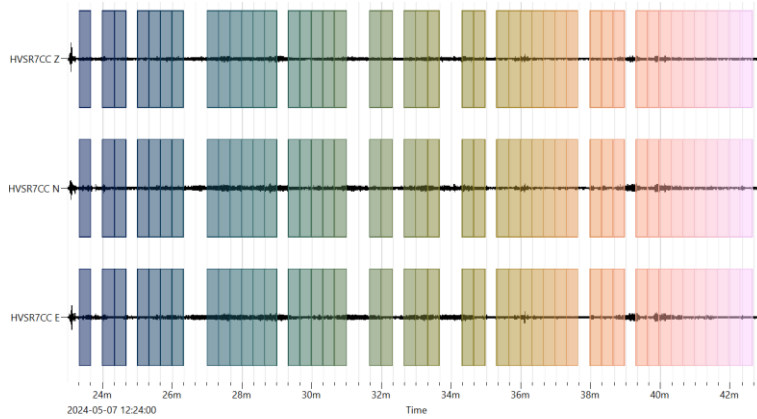
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

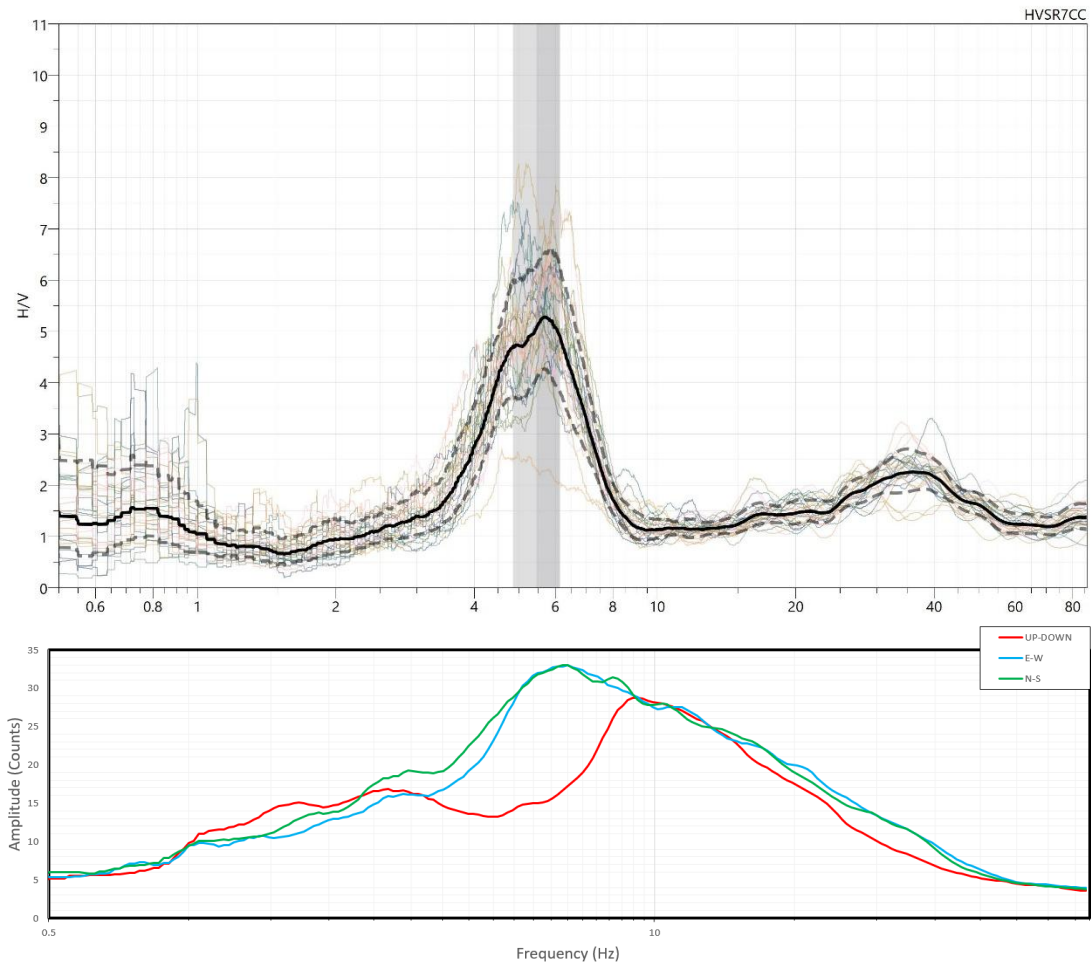
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 8 - CC

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457123.288 Nord: 4511412.365

Altitude: 28.54 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



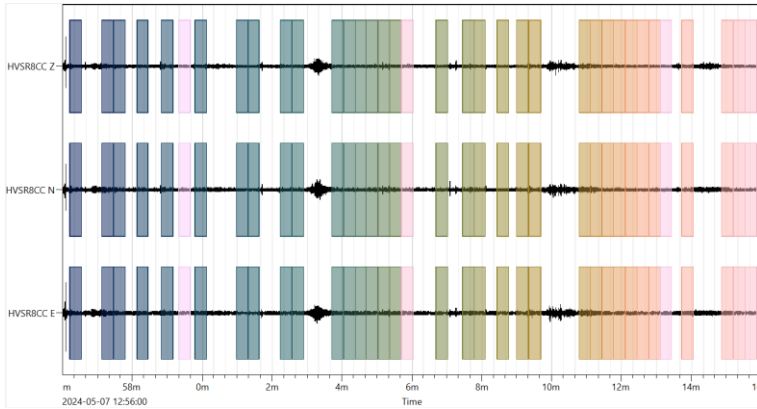
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

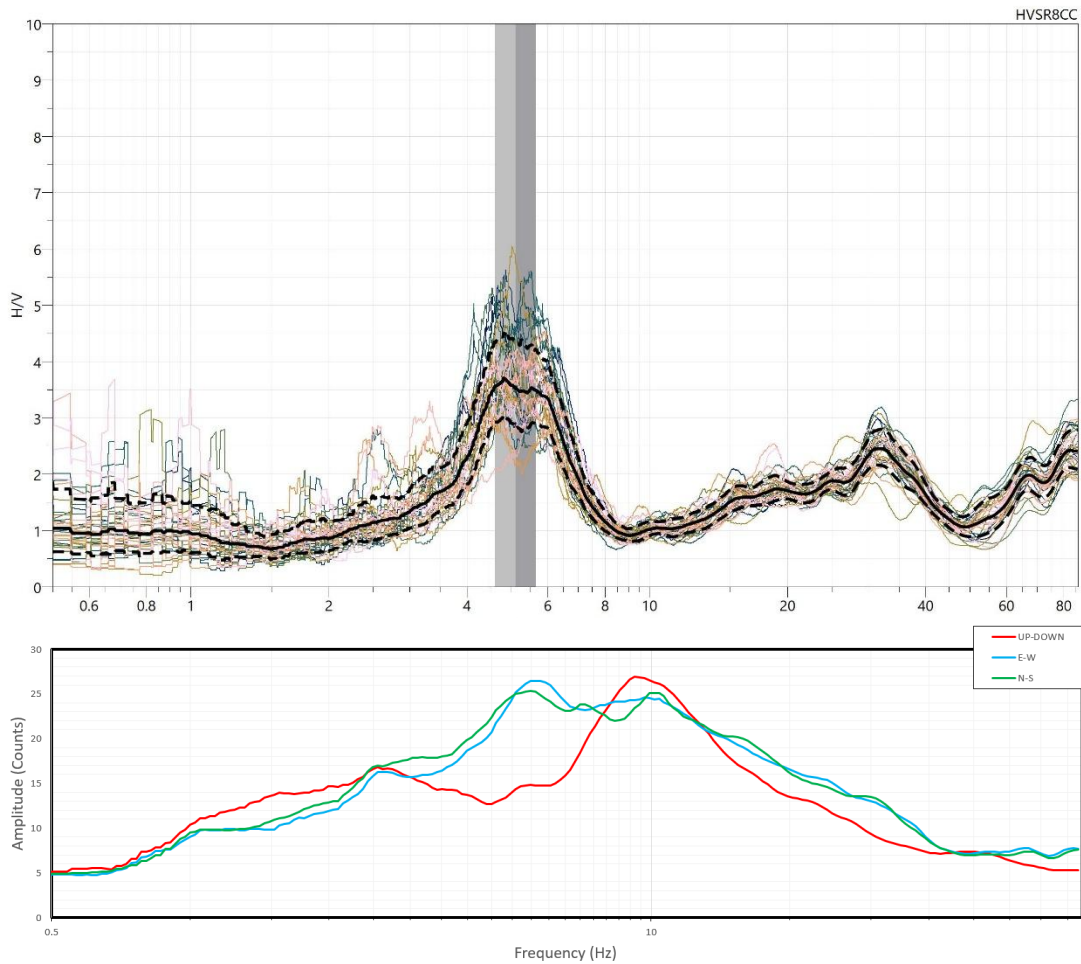
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 1 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456413.589 Nord: 4511136.329

Altitude: 37.93

Location

Archaeological Park of Pompeii

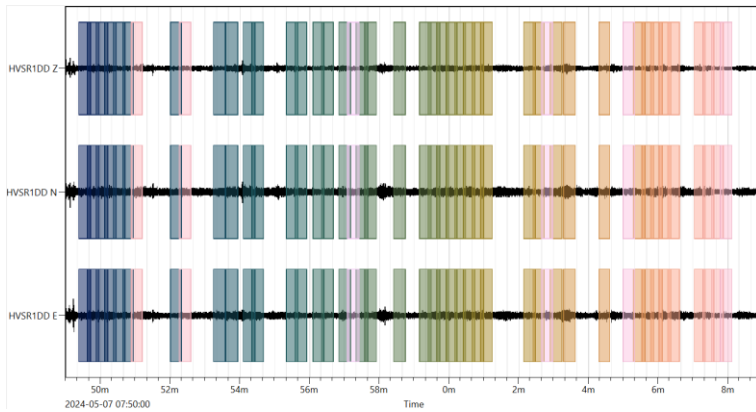
Instrument location



Data processing

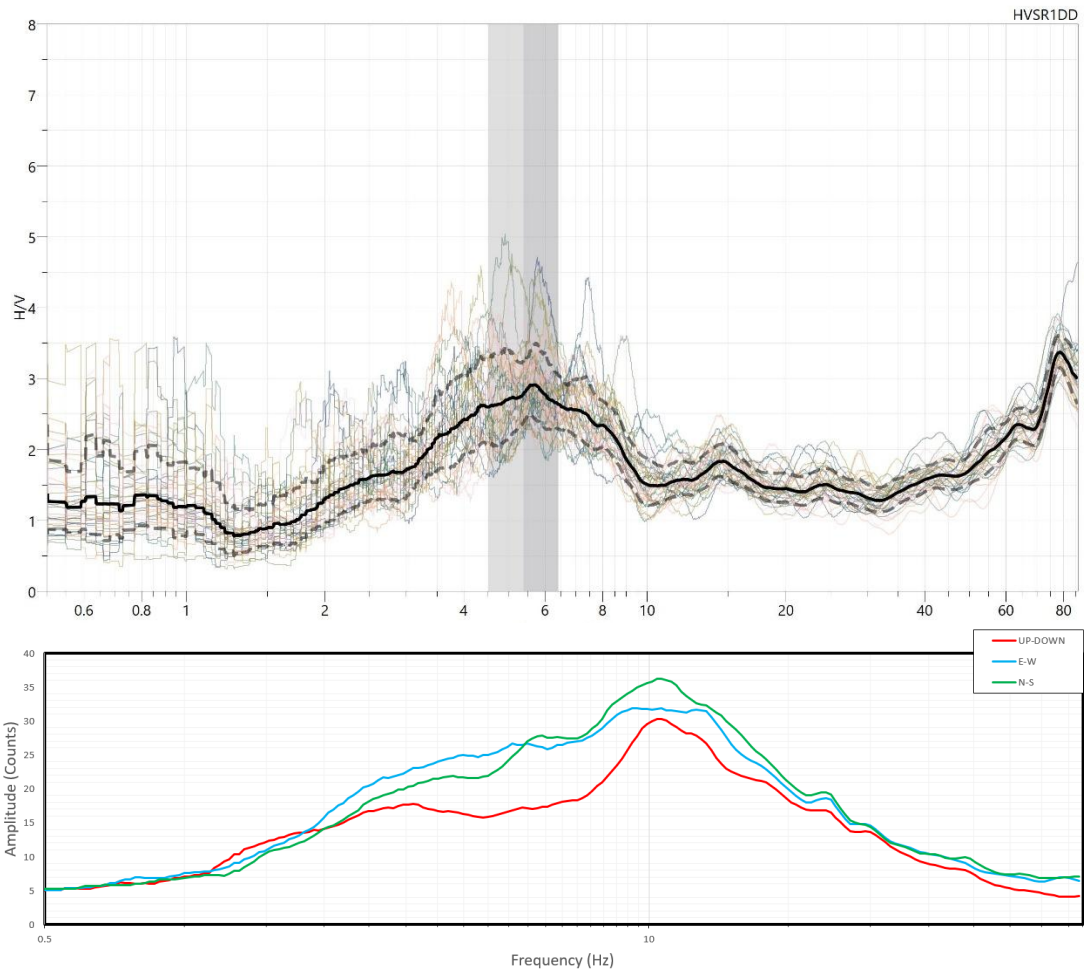
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 2 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456504.245 Nord: 4511233.466

Altitude: 34.48 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

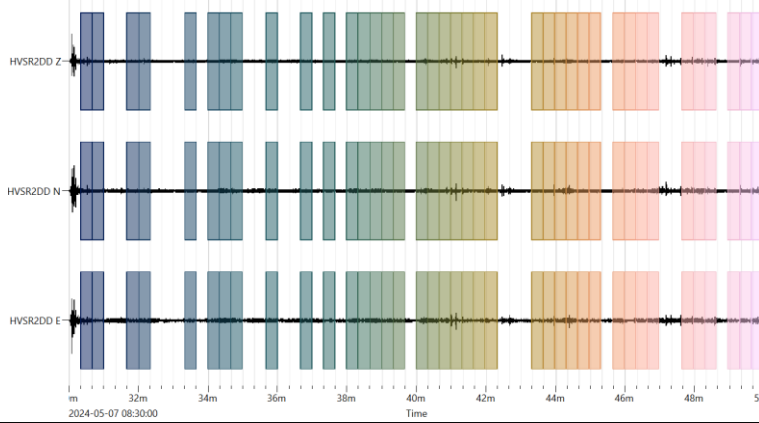
Instrument location



Data processing

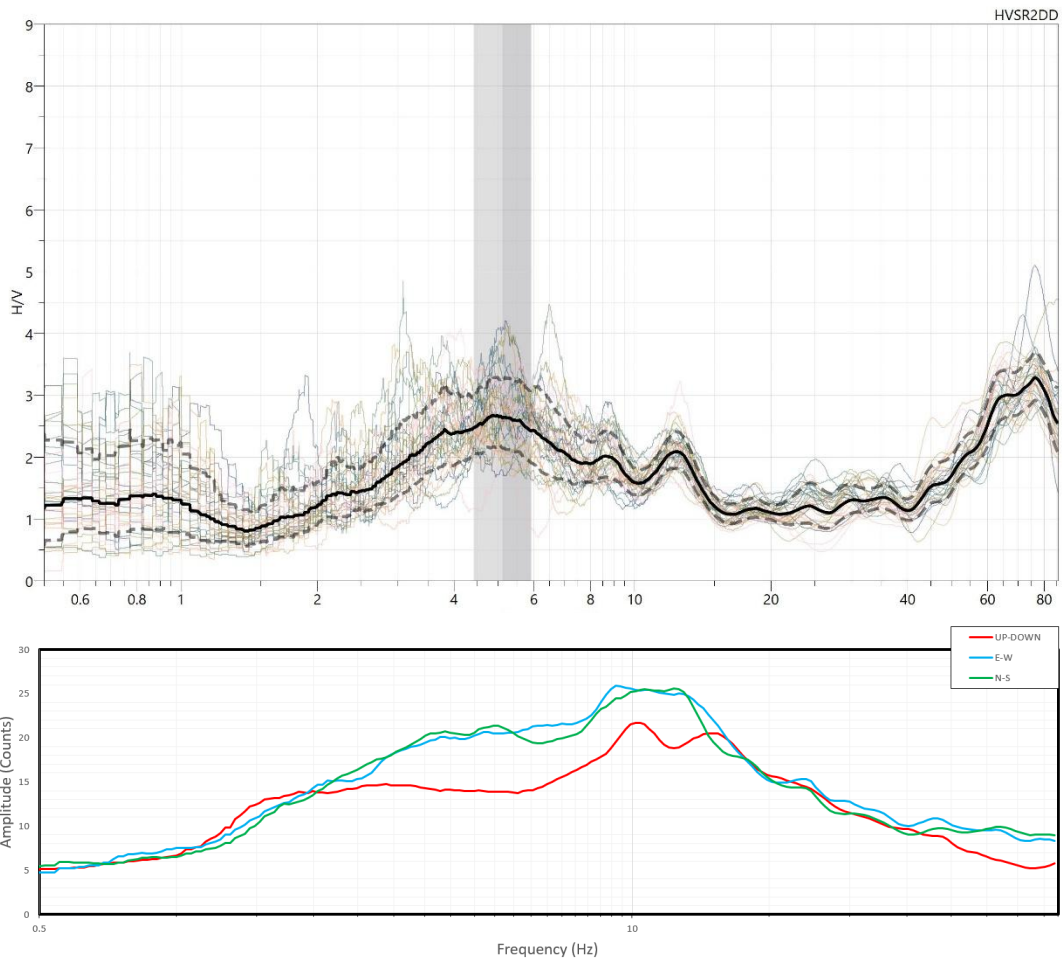
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal
analysed: 65%

Results



HVSR: 3 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456589.065 Nord: 4511226.462

Altitude: 33.56 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



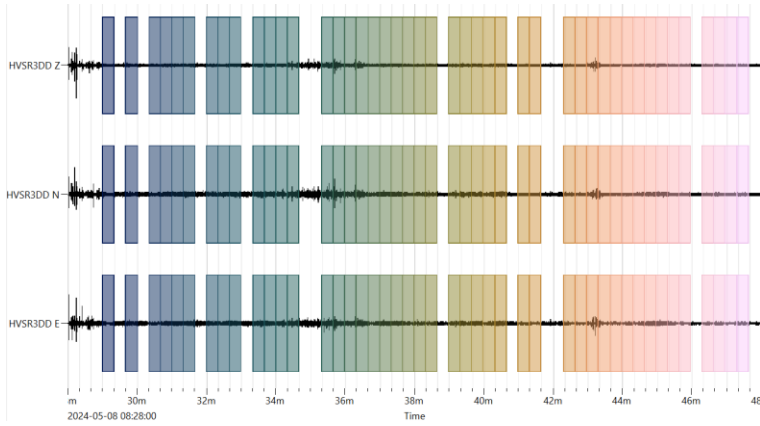
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

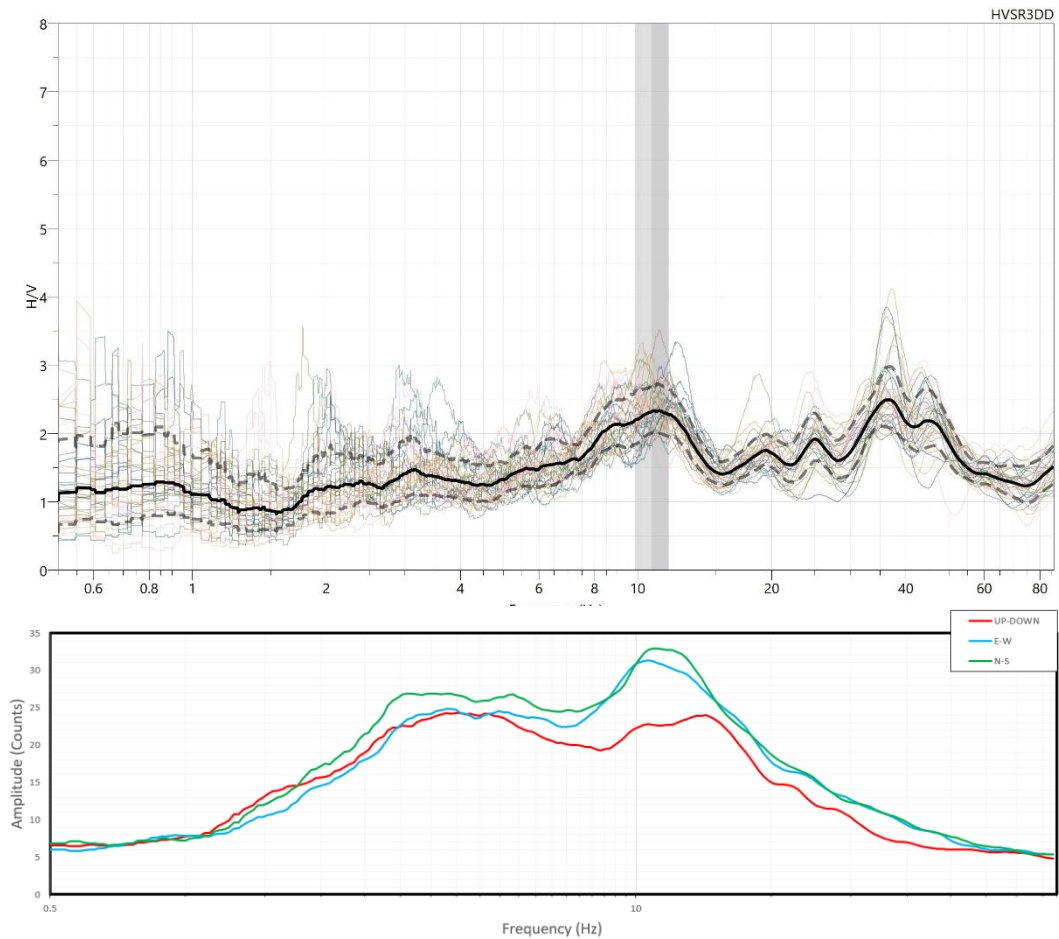
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 4 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 457391.428 Nord: 4511270.922

Altitude: 32.51 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



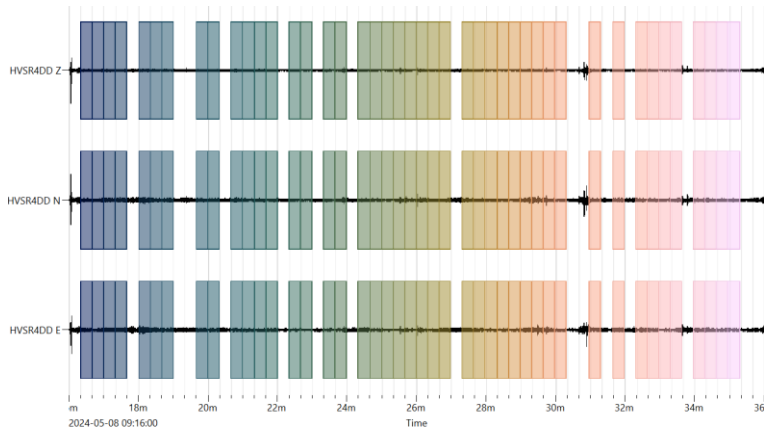
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

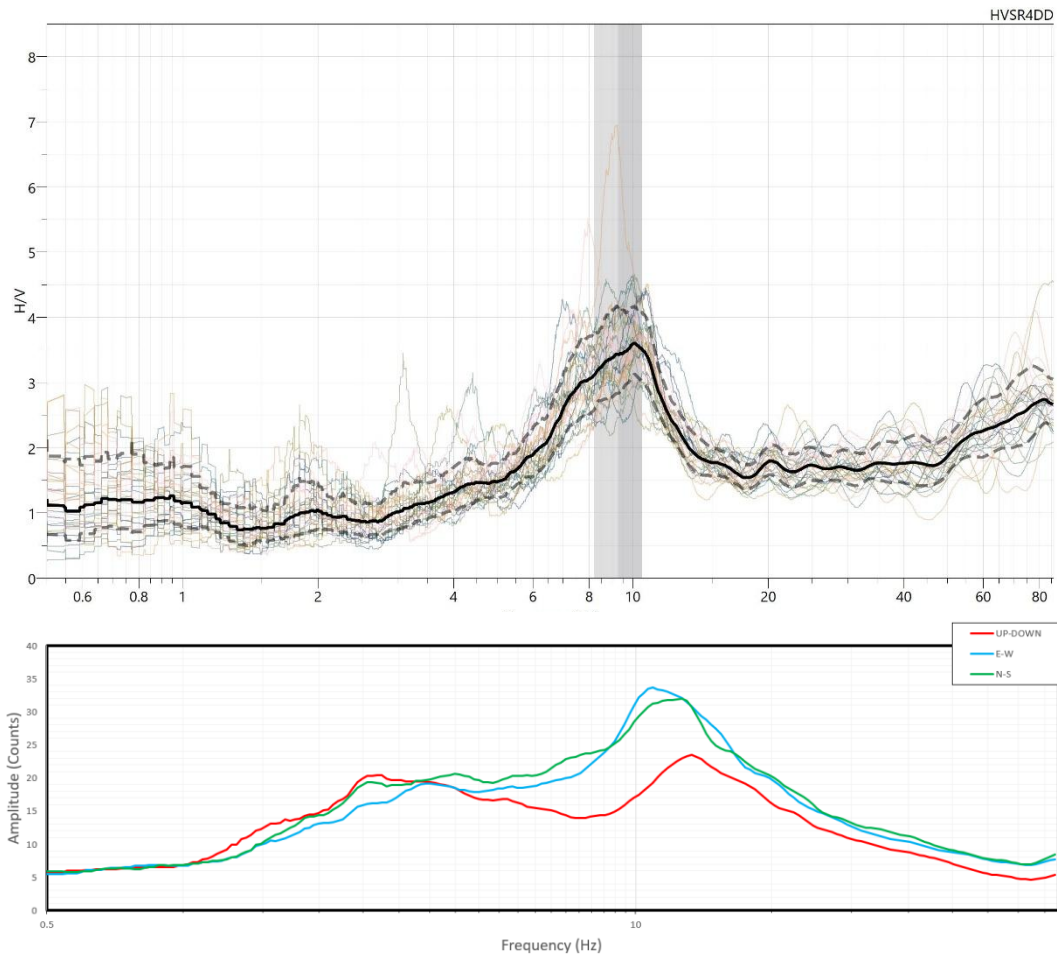
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 73%

Results



HVSR: 5 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

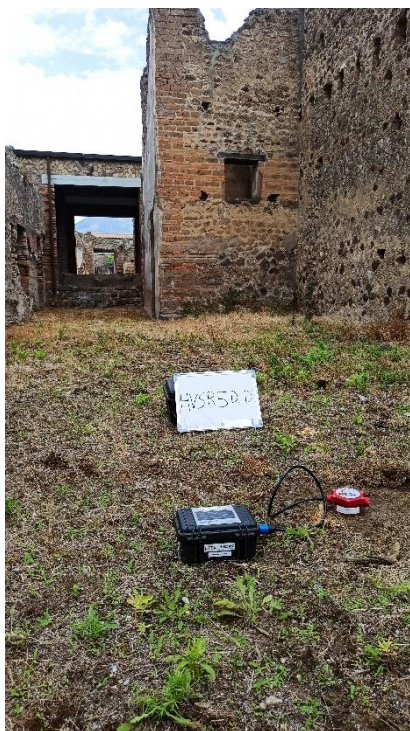
Est: 456732.770 Nord: 4511325.952

Altitude: 32.58 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



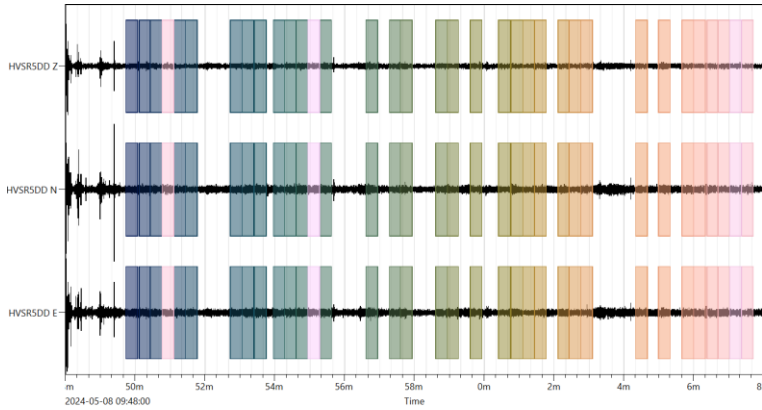
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

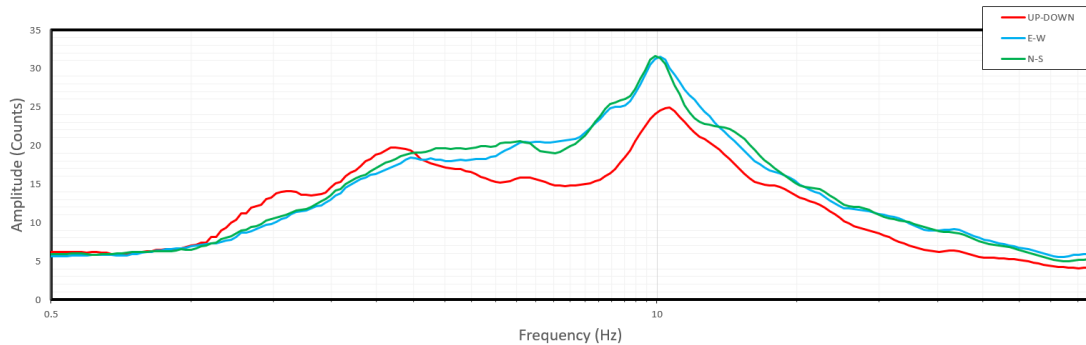
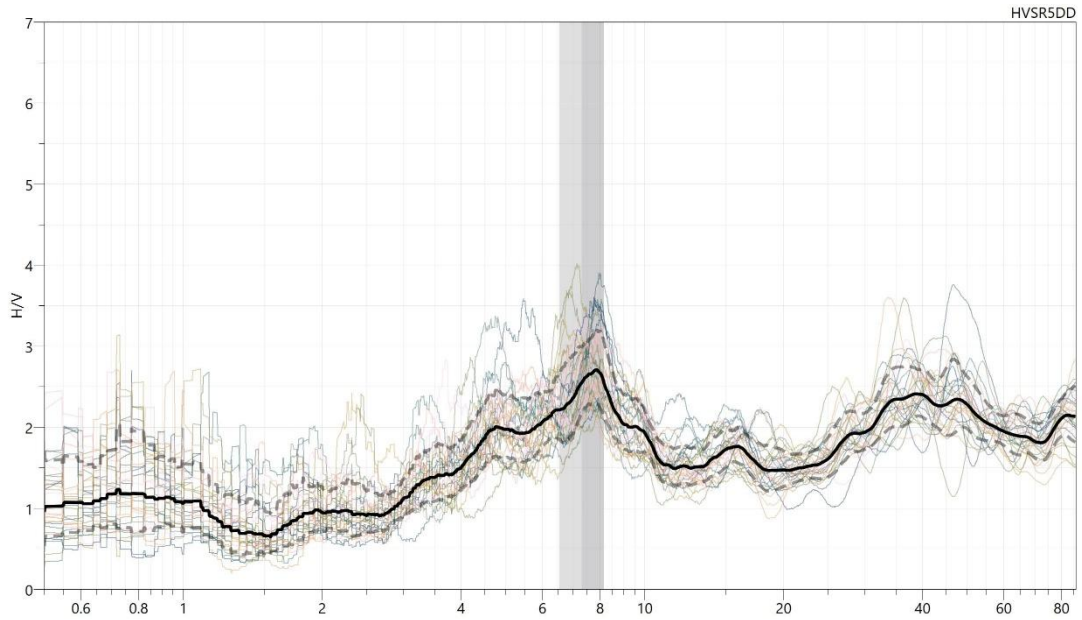
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 6 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456794.495 Nord: 4511376.727

Altitude: 31.77

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



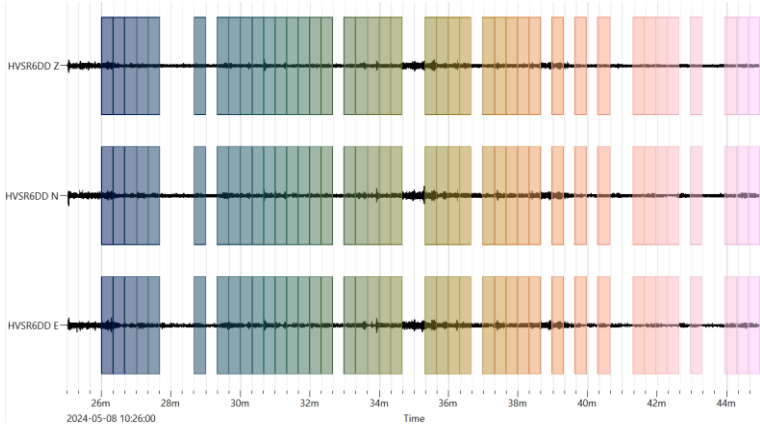
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

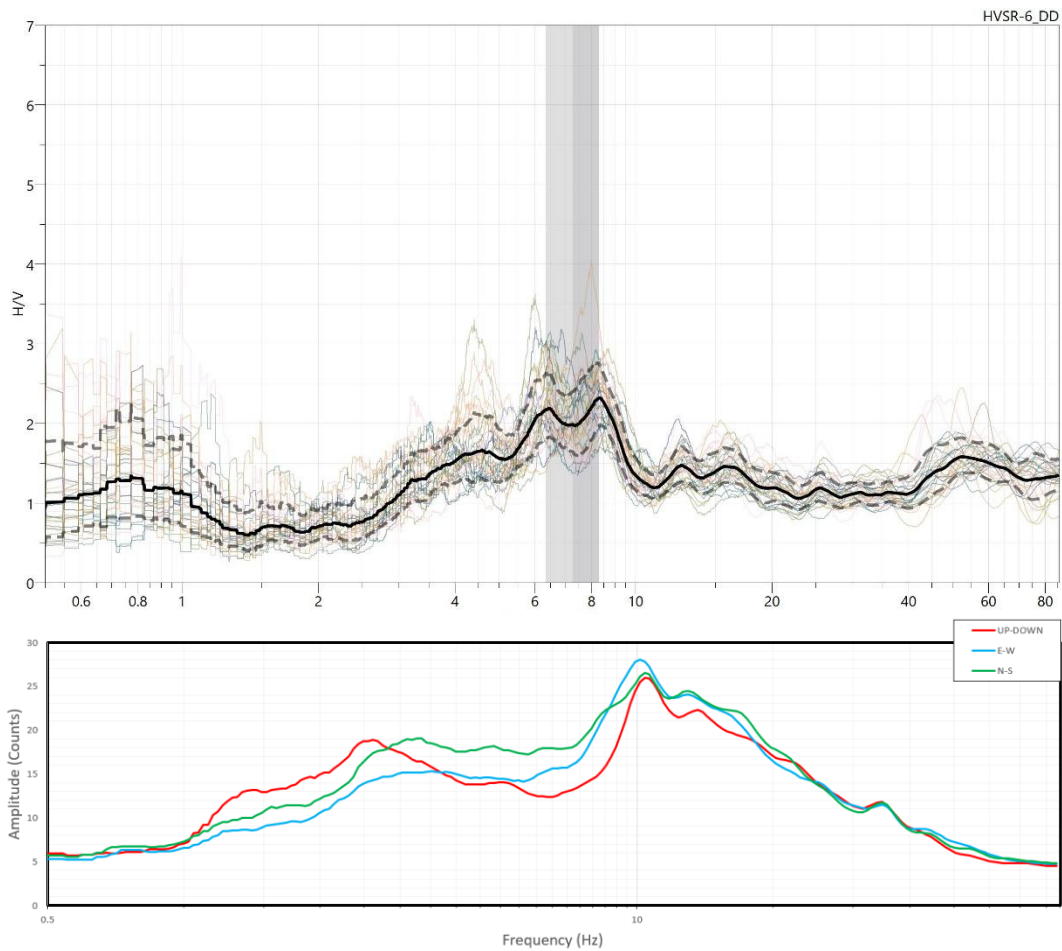
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 68%

Results



HVSR: 7 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456868.820 Nord: 4511458.028

Altitude: 29.23 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



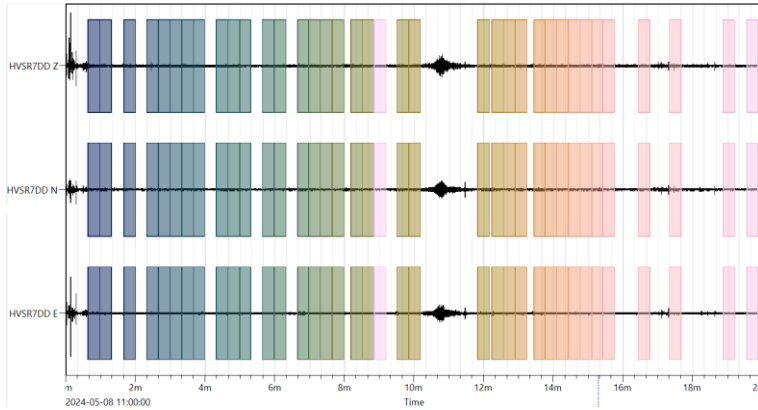
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

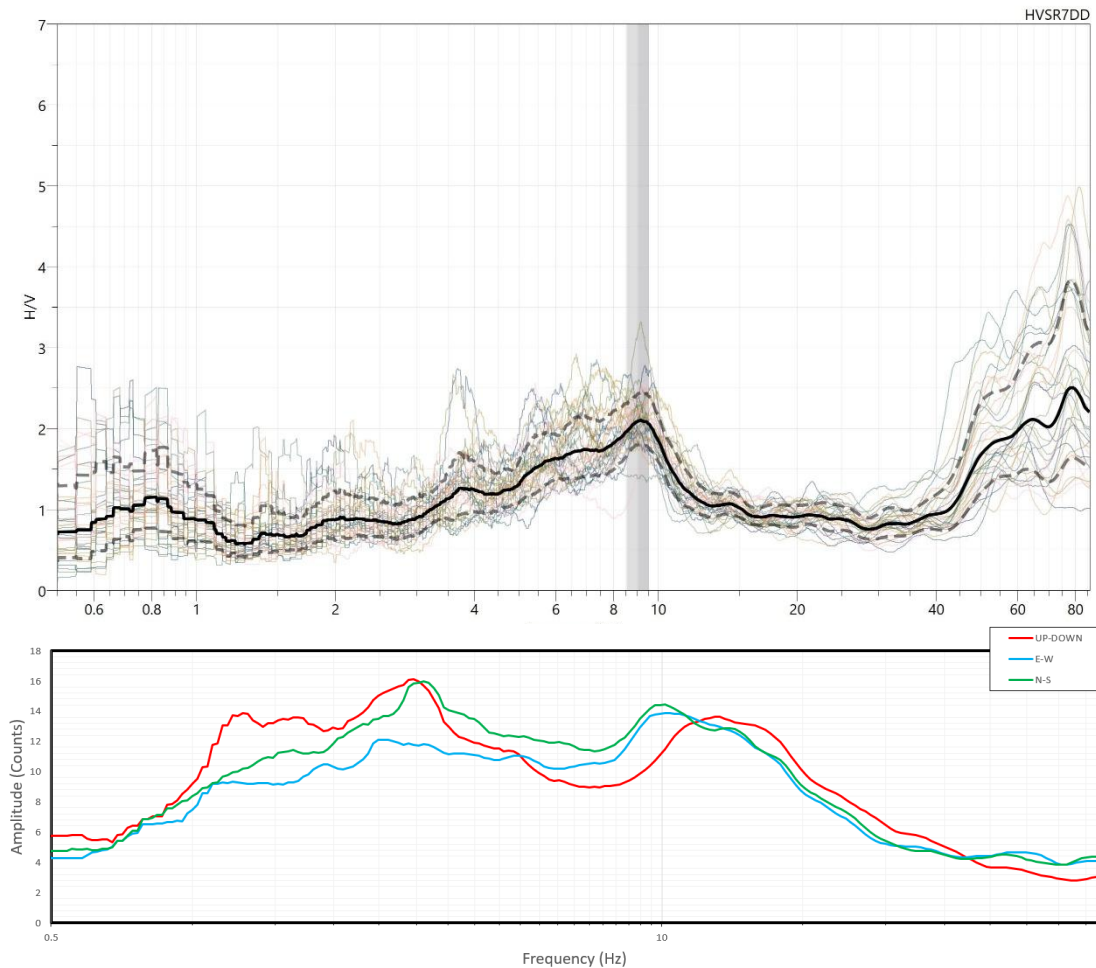
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 8 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457391.428 Nord: 4511270.922

Altitude: 30.25 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



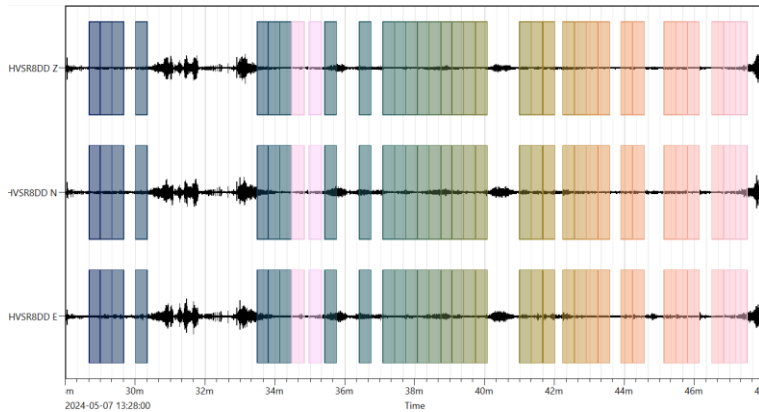
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

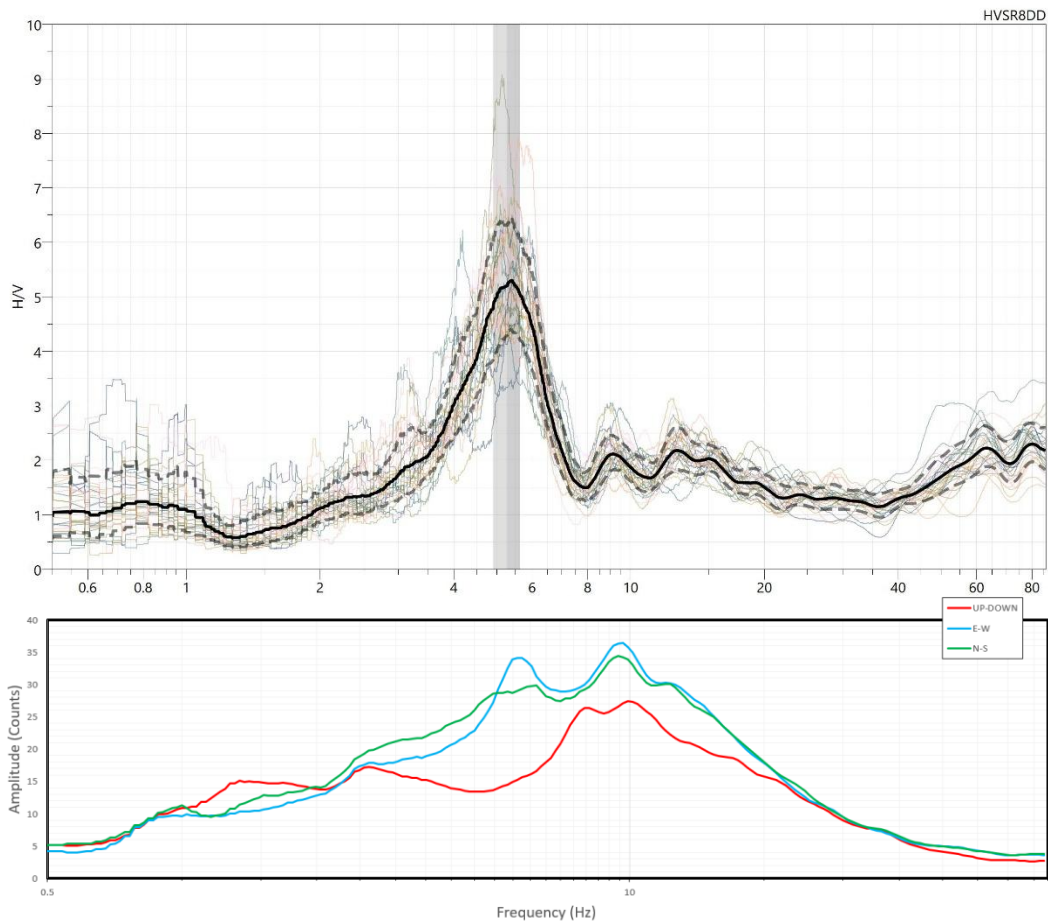
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 9 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456970.928 Nord: 4511517.539

Altitude: 25.95 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



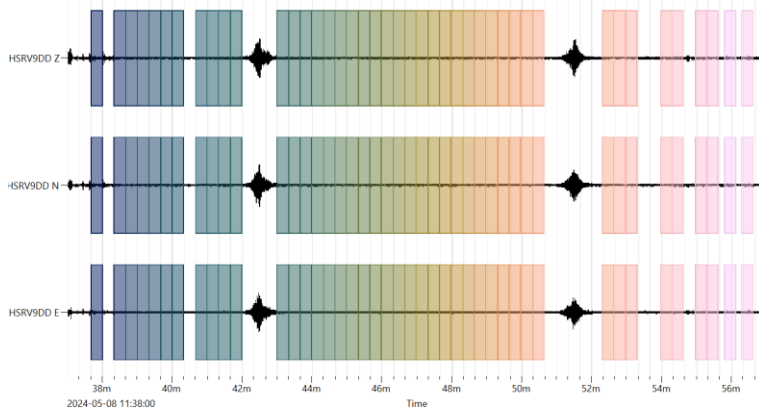
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

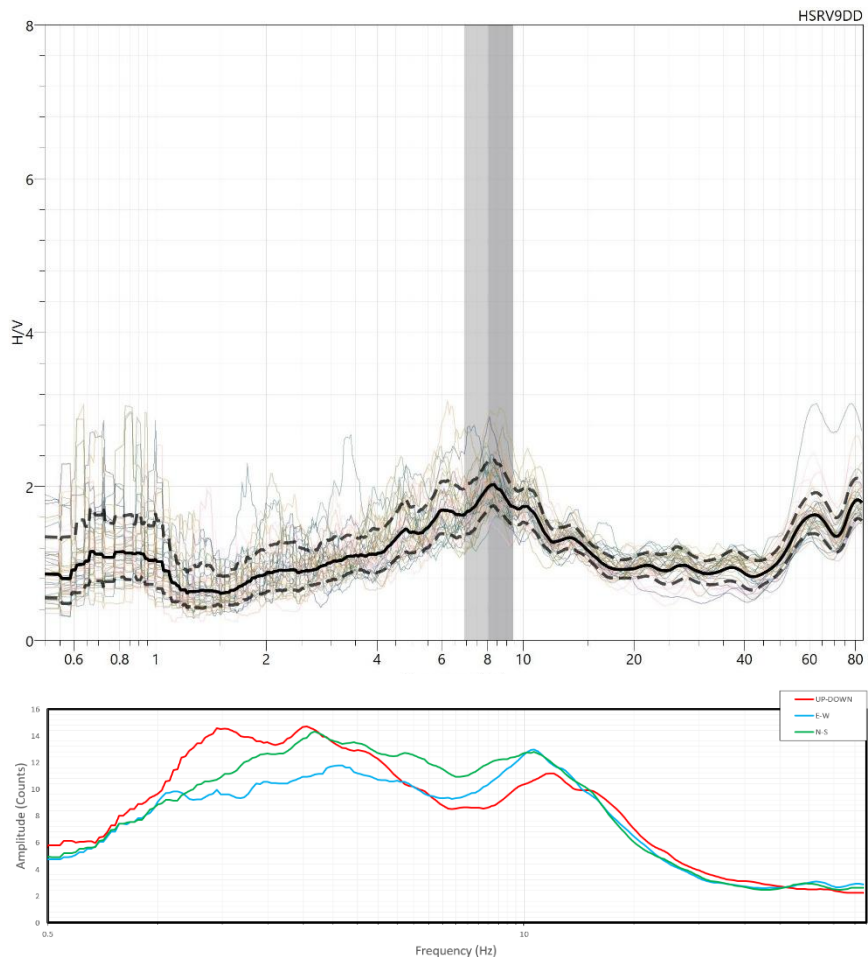
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 71%

Results



HVSR: 10 - DD

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 457391.428 Nord: 4511270.922

Altitude: 25.49 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



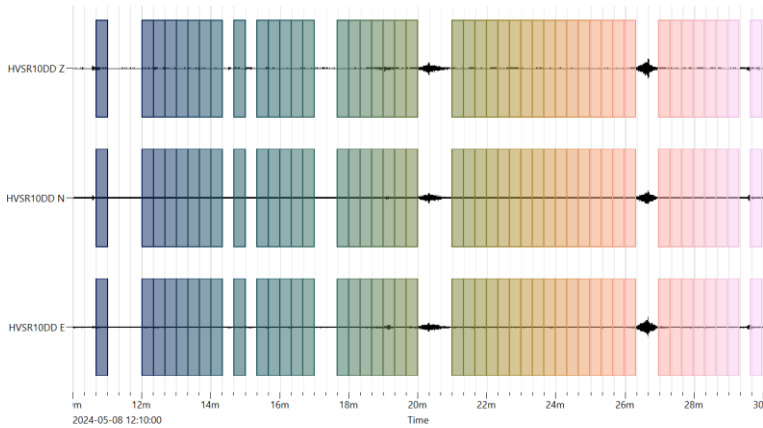
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

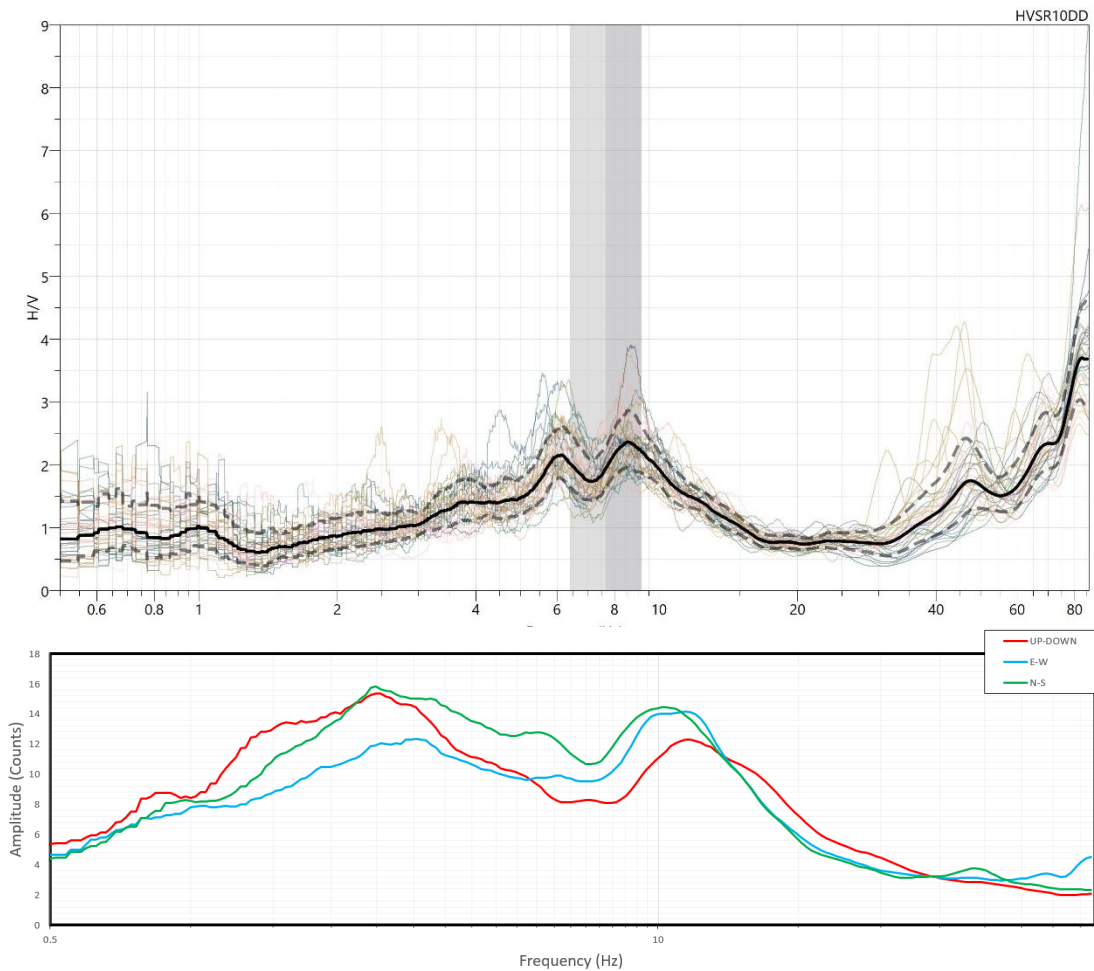
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 80%

Results



HVSR: 1 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456336.269 Nord: 4511205.724

Altitude: 38.19 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



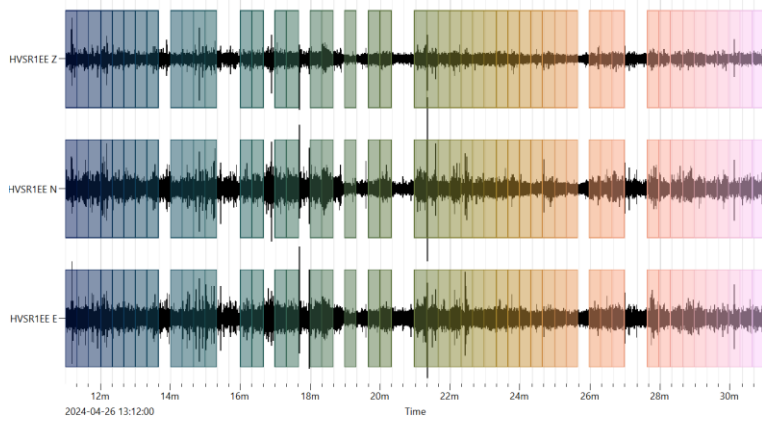
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

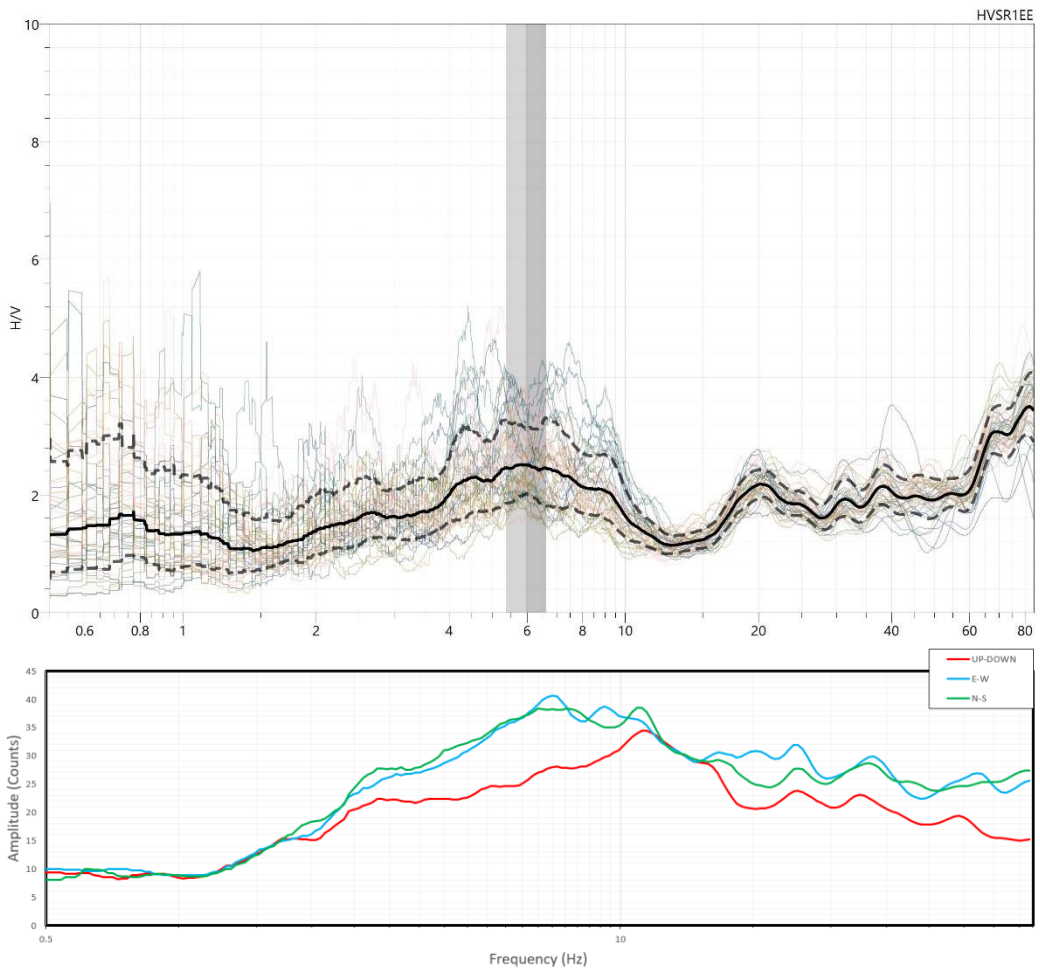
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 80%

Results



HVSR: 2 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456393.568 Nord: 4511235.316

Altitude: 39.45 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



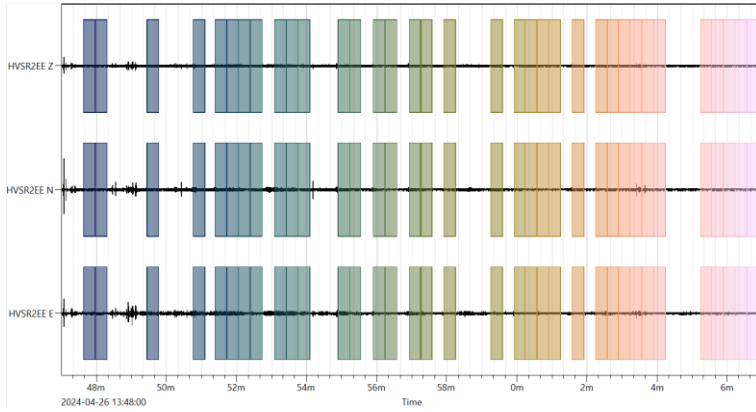
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

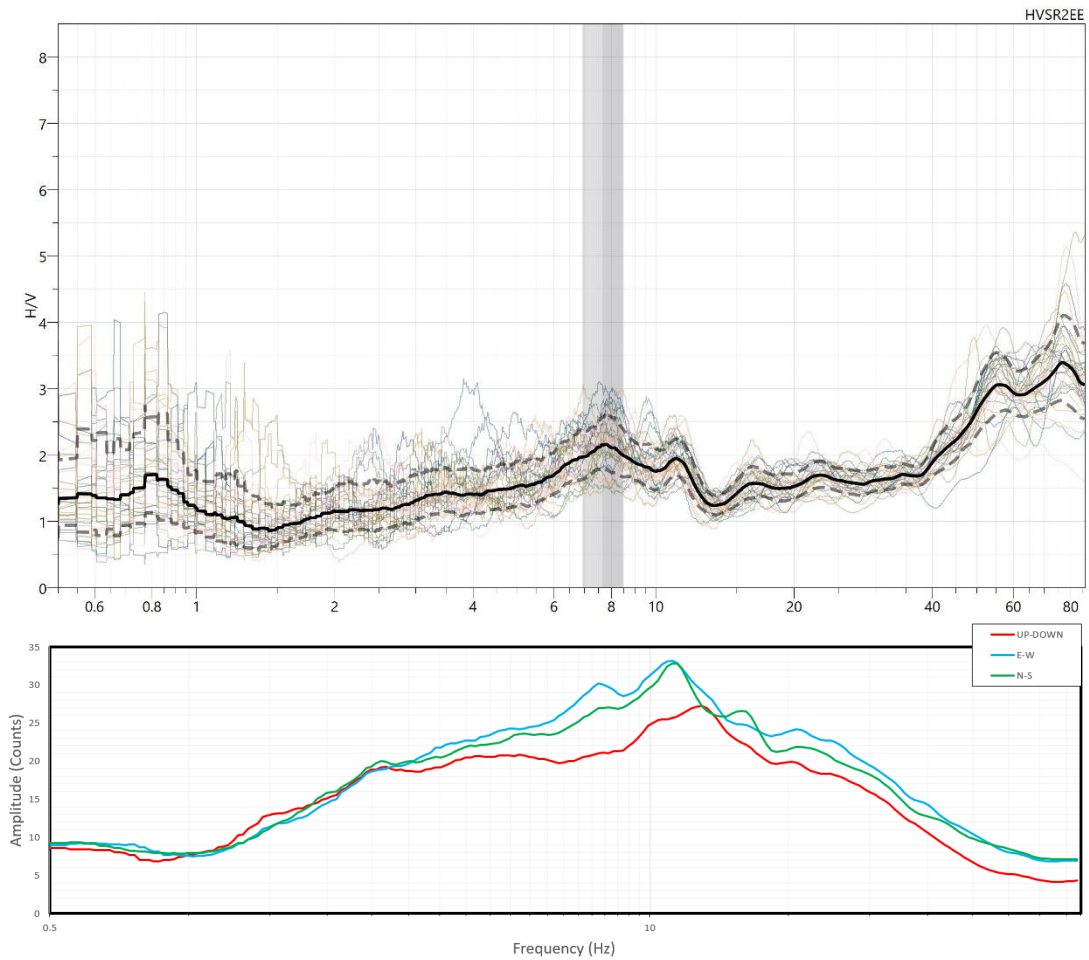
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 3 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456461.607 Nord: 4511291.641

Altitude: 36.16 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



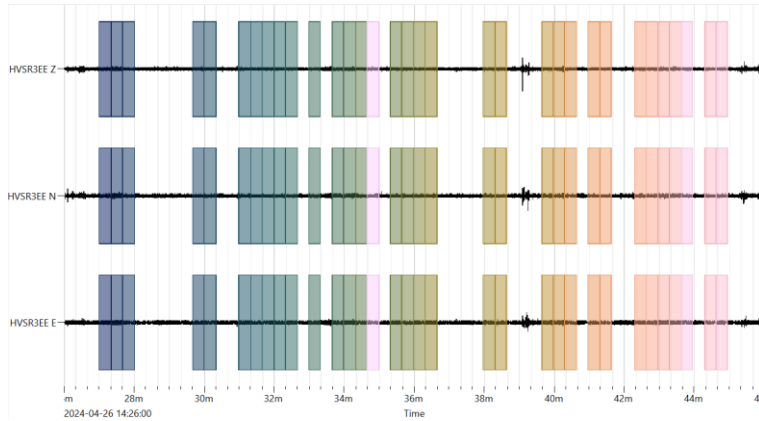
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

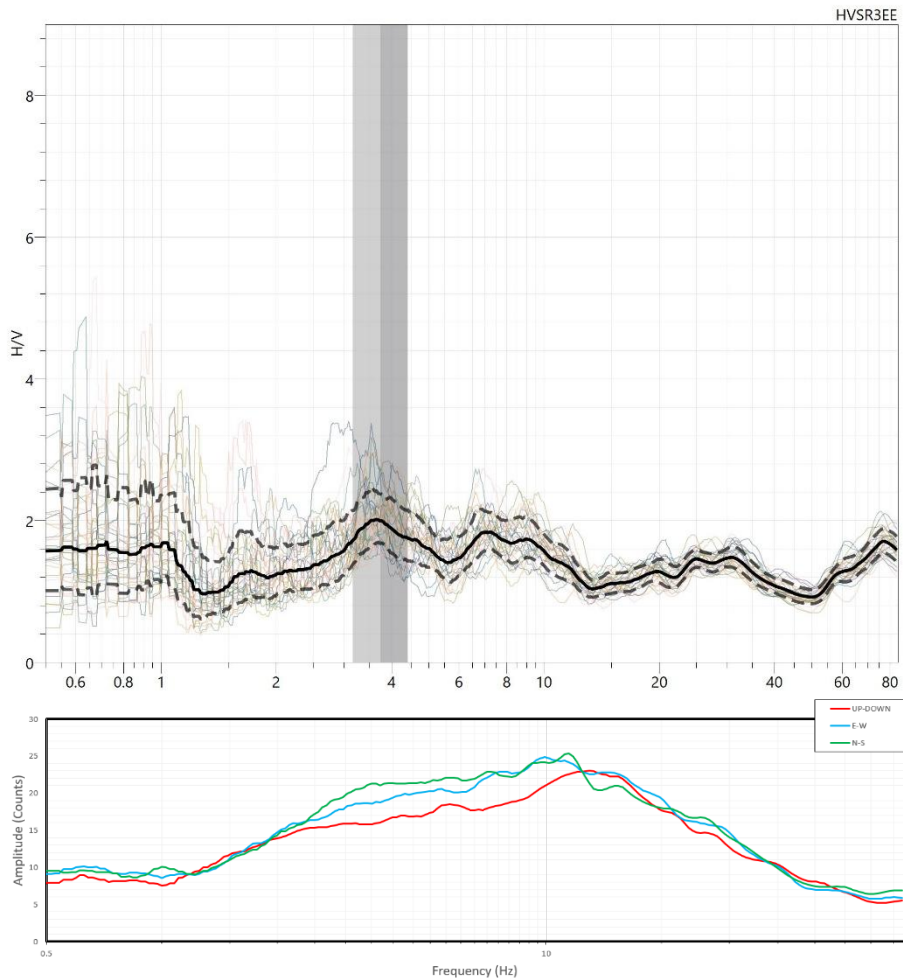
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456527.141 Nord: 4511302.673

Altitude: 34.51 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



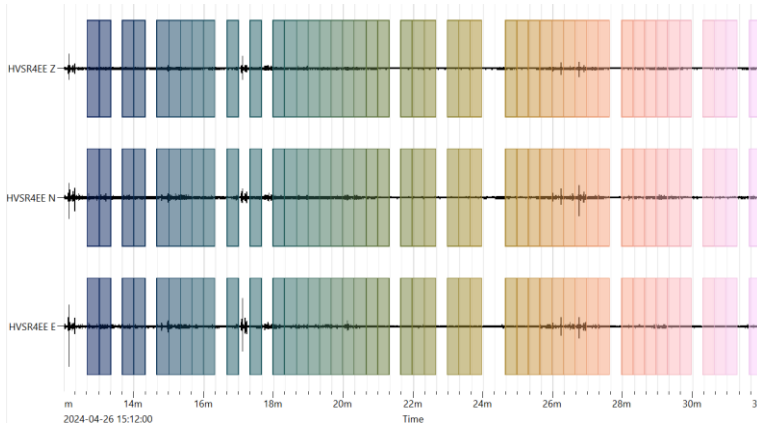
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

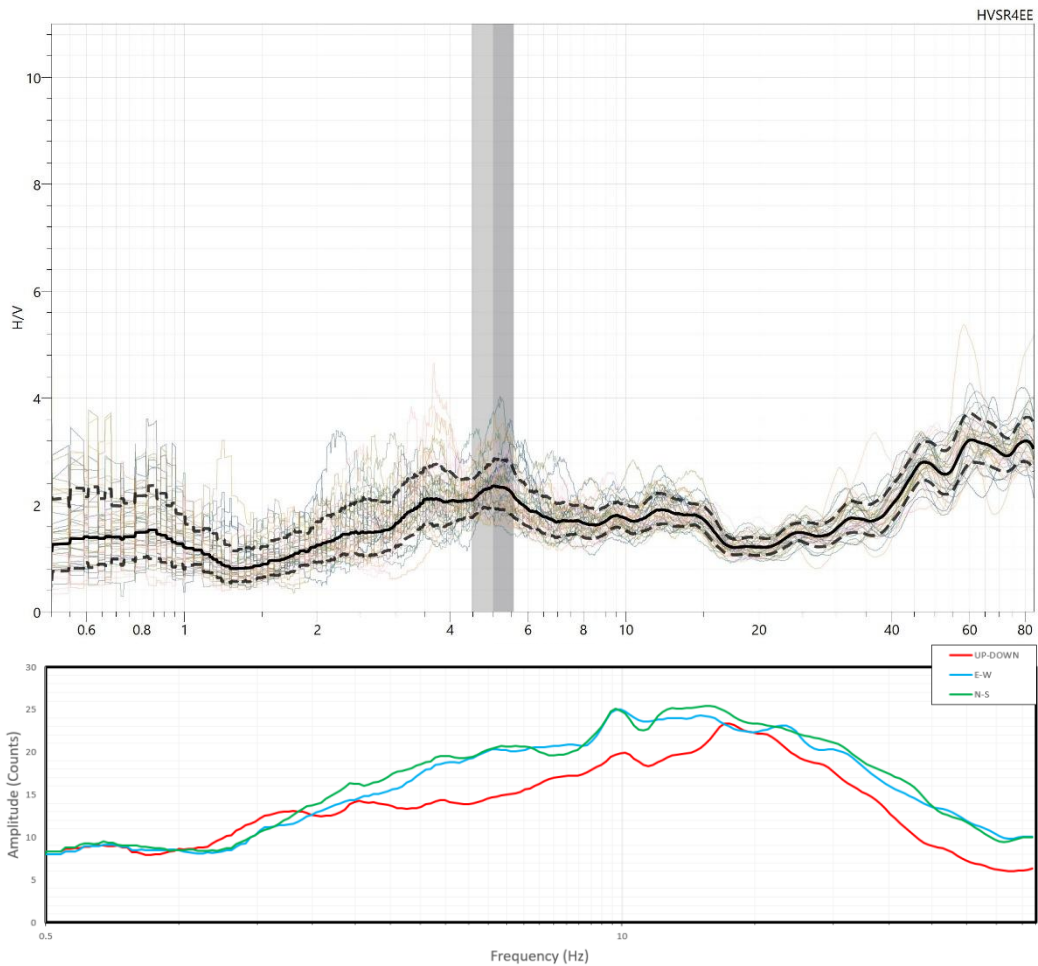
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 5 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

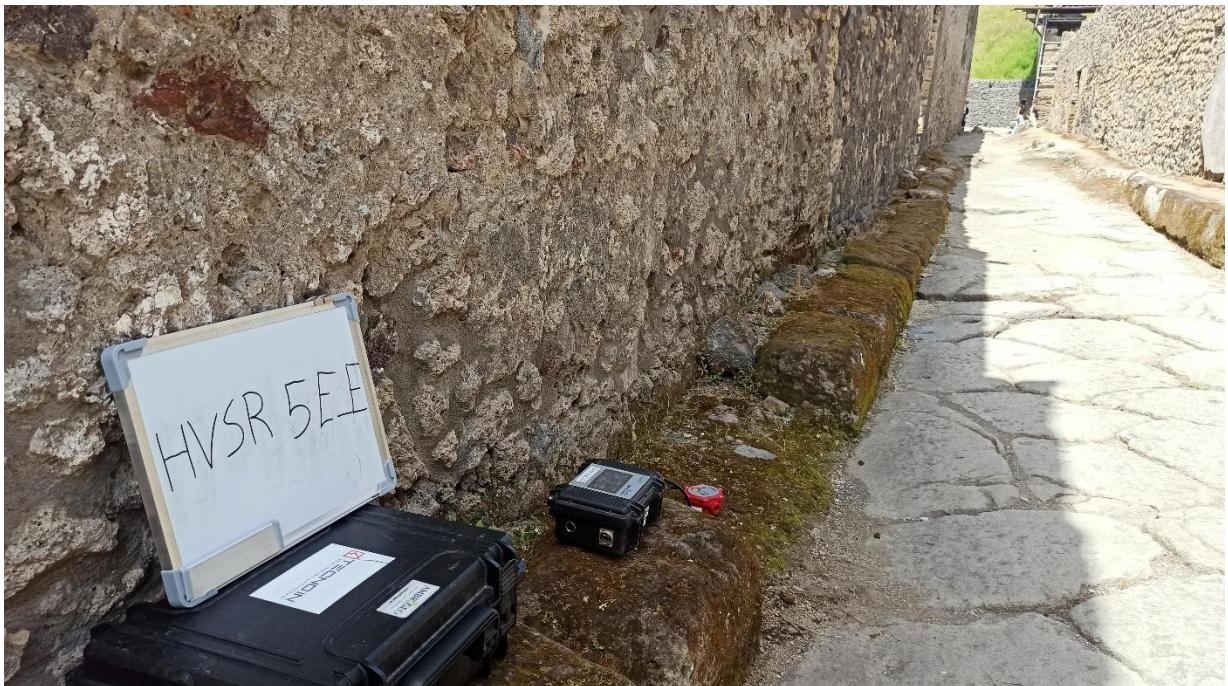
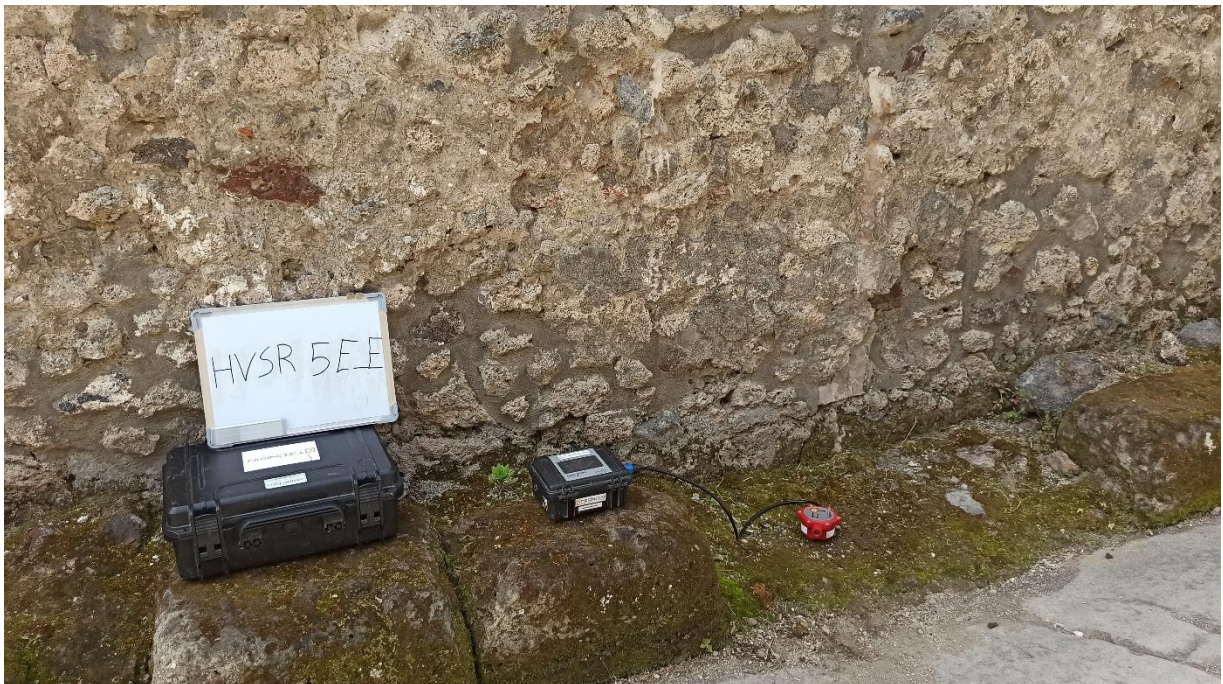
Est: 456618.108 Nord: 4511387.360

Altitude: 34.05 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



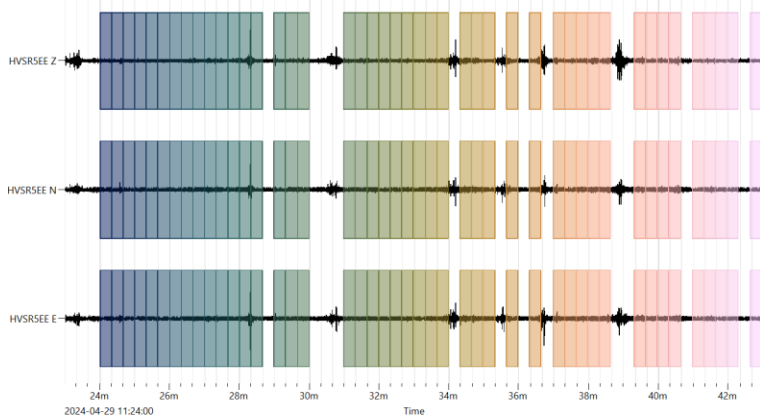
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

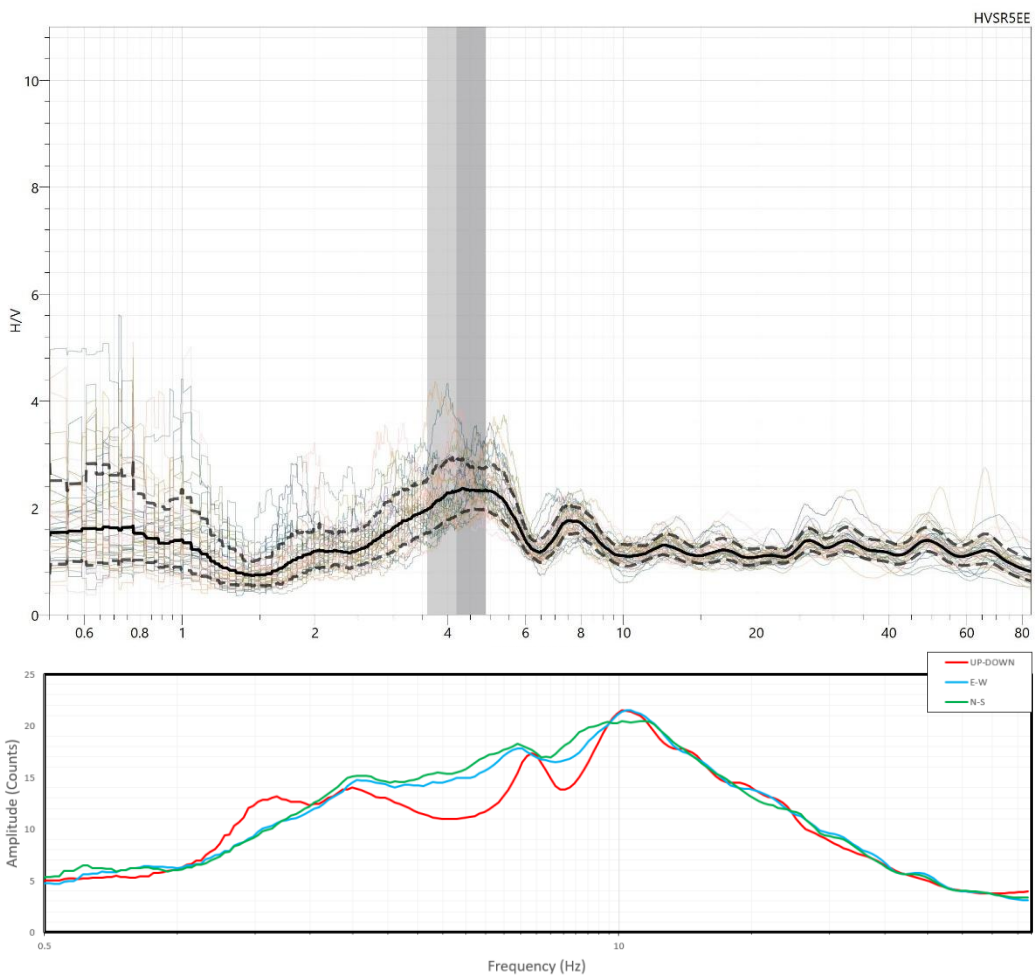
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 6 - EE

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456756.779 Nord: 4511439.485

Altitude: 34.04 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



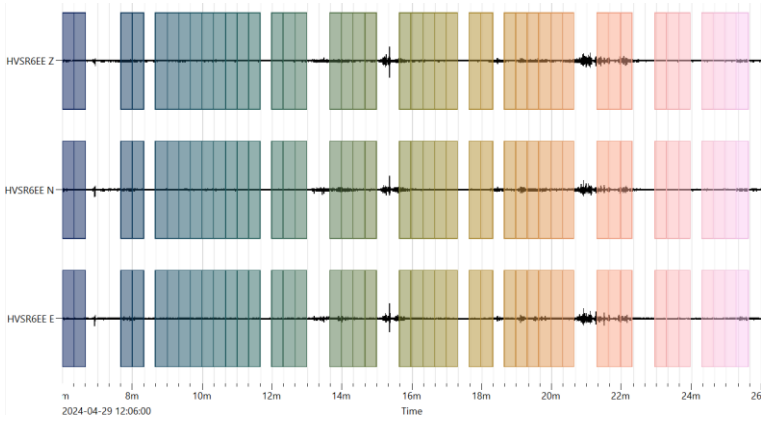
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

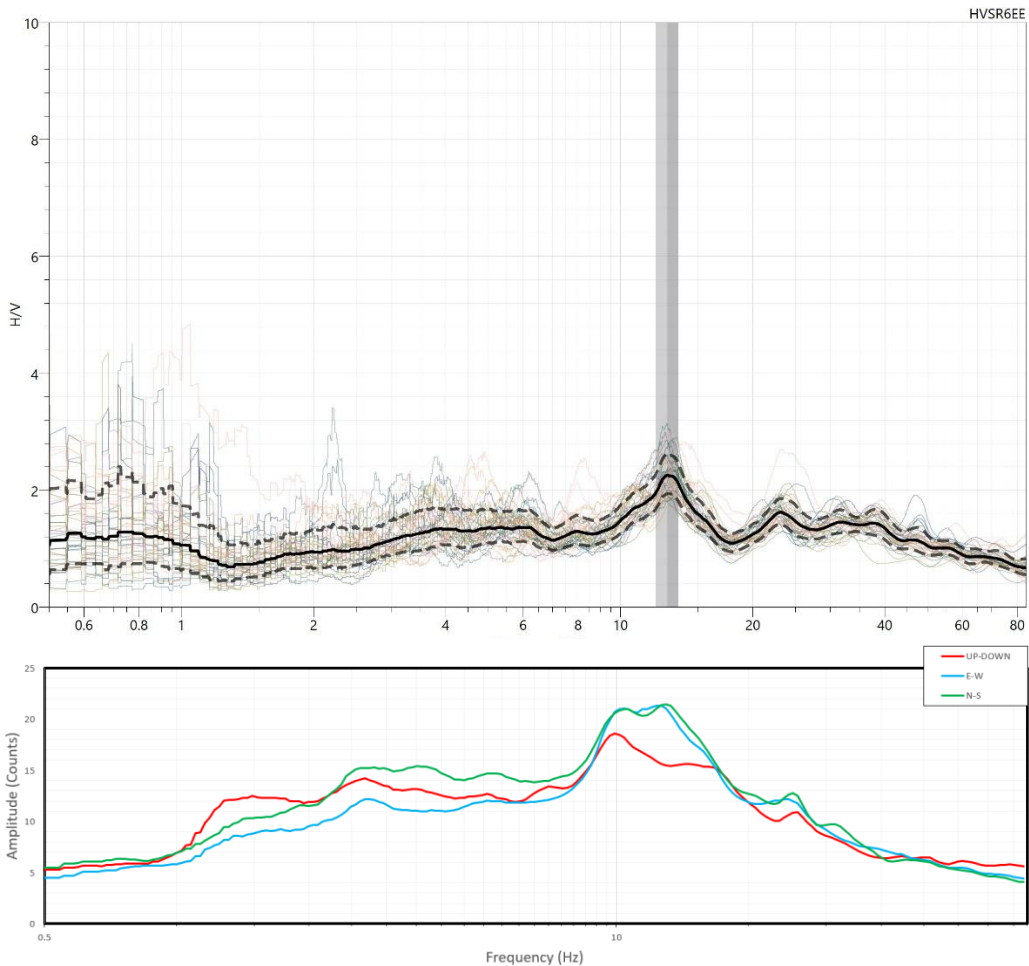
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: 1 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456271.499 Nord: 4511297.445

Altitude: 40.81 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



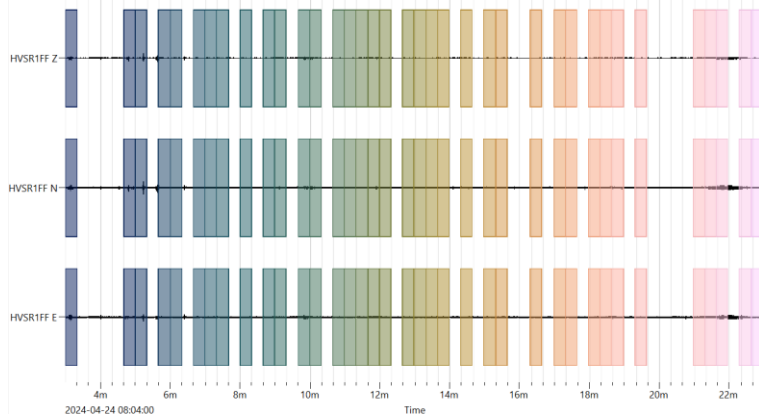
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

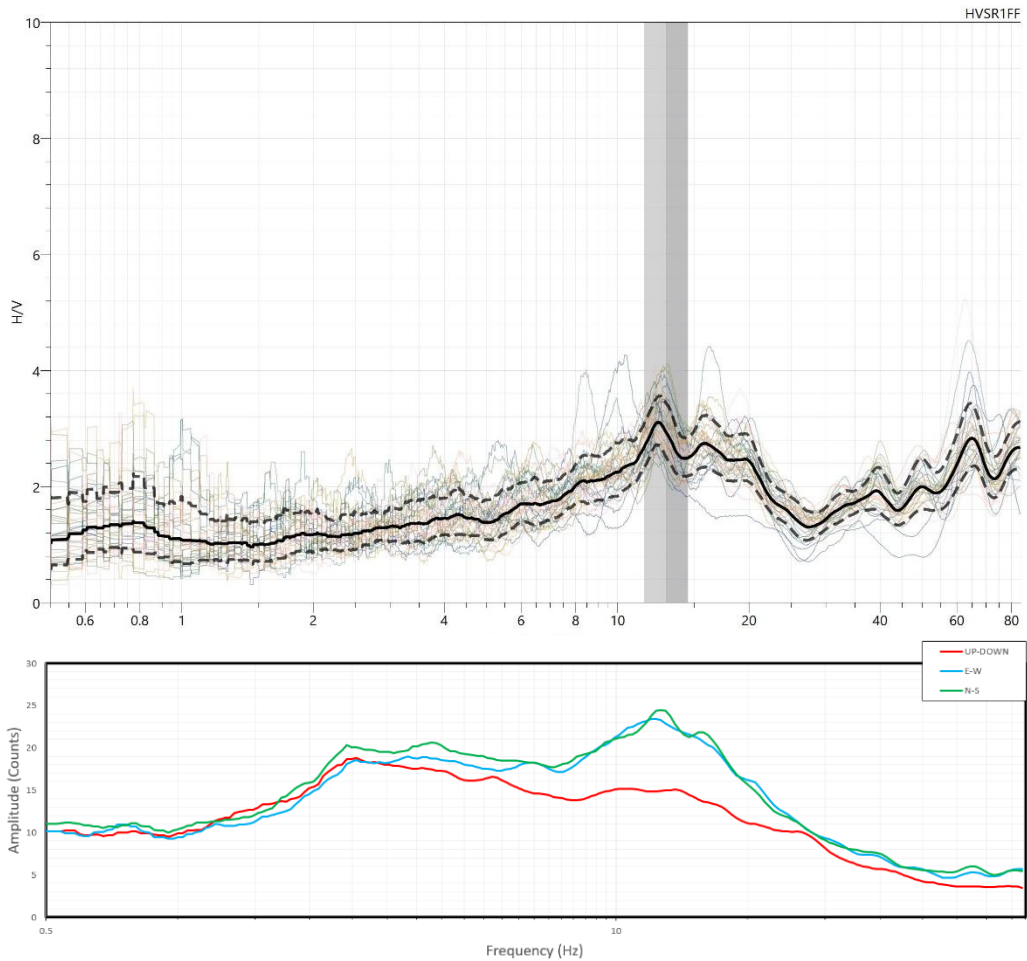
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 2 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456348.672 Nord: 4511322.340

Altitude: 41.02 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



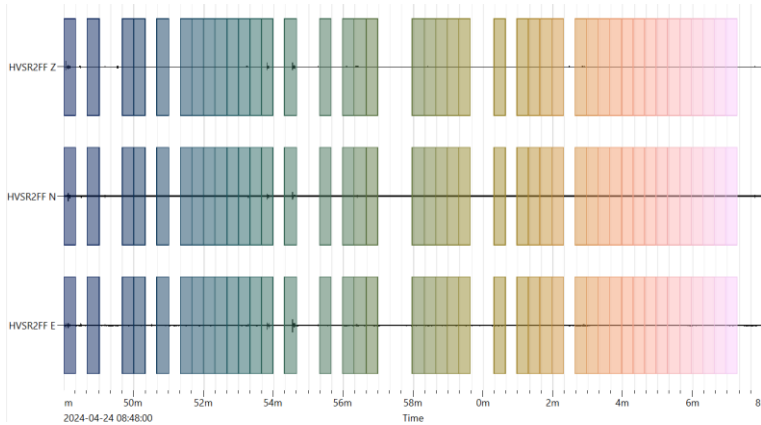
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

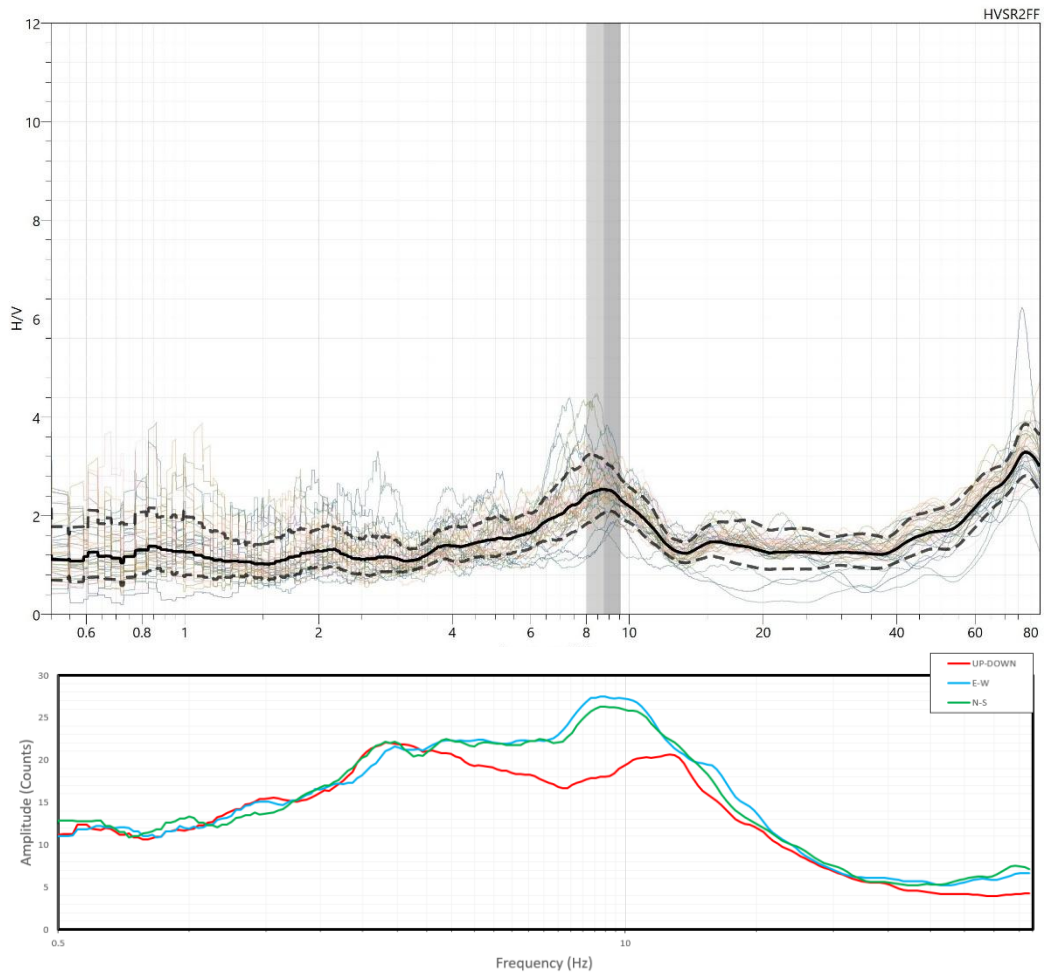
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: 3 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456406.002 Nord: 4511356.110

Altitude: 38.77 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



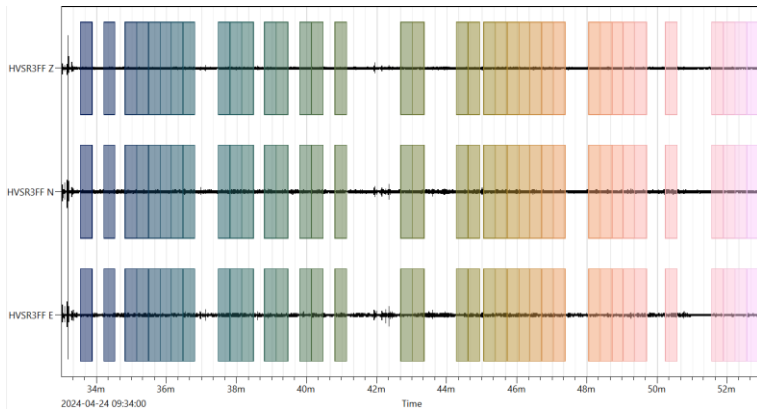
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

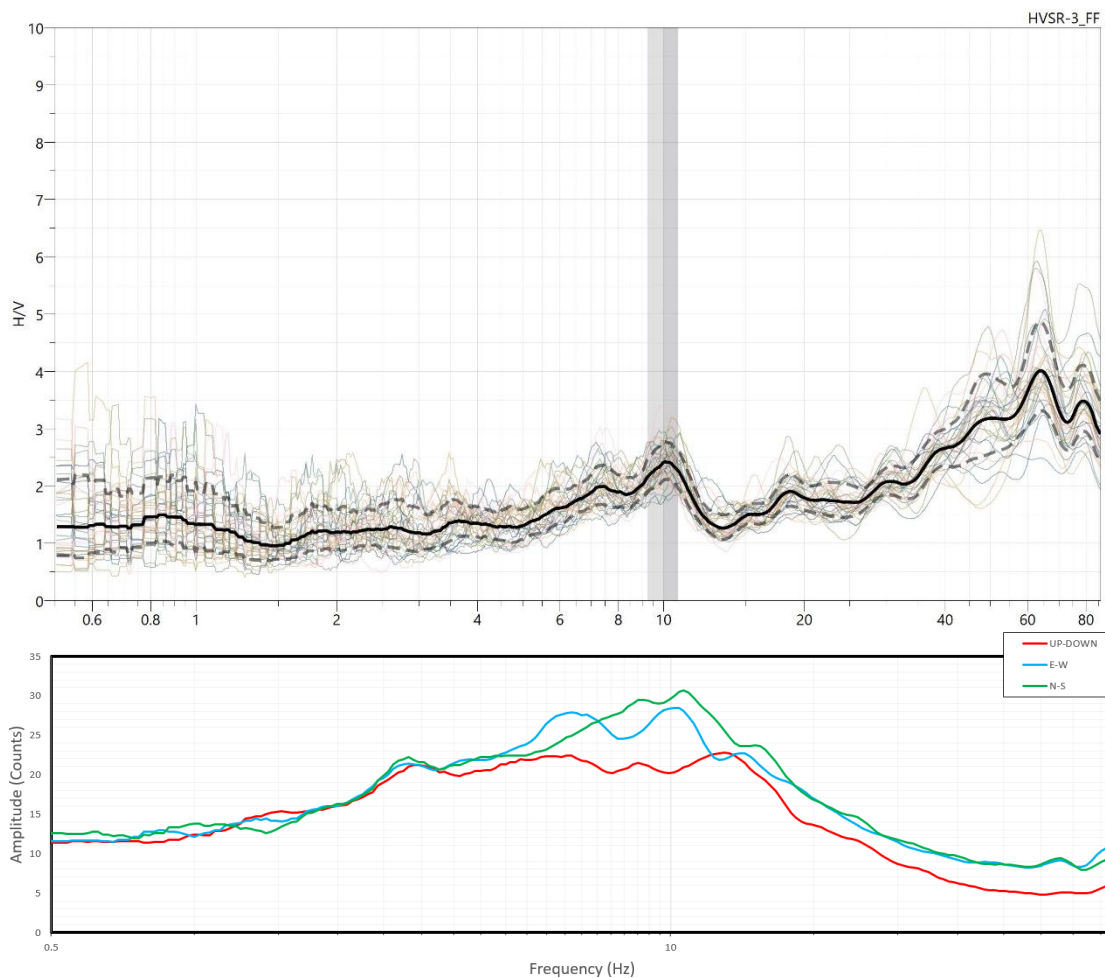
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456479.378 Nord: 4511405.146

Altitude: 38.88 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



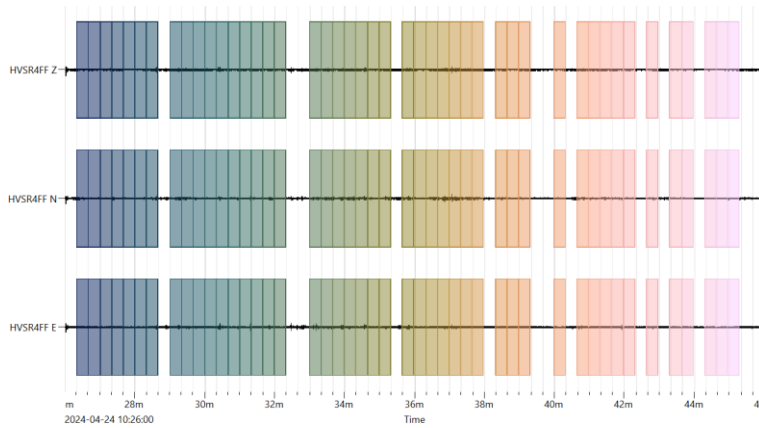
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

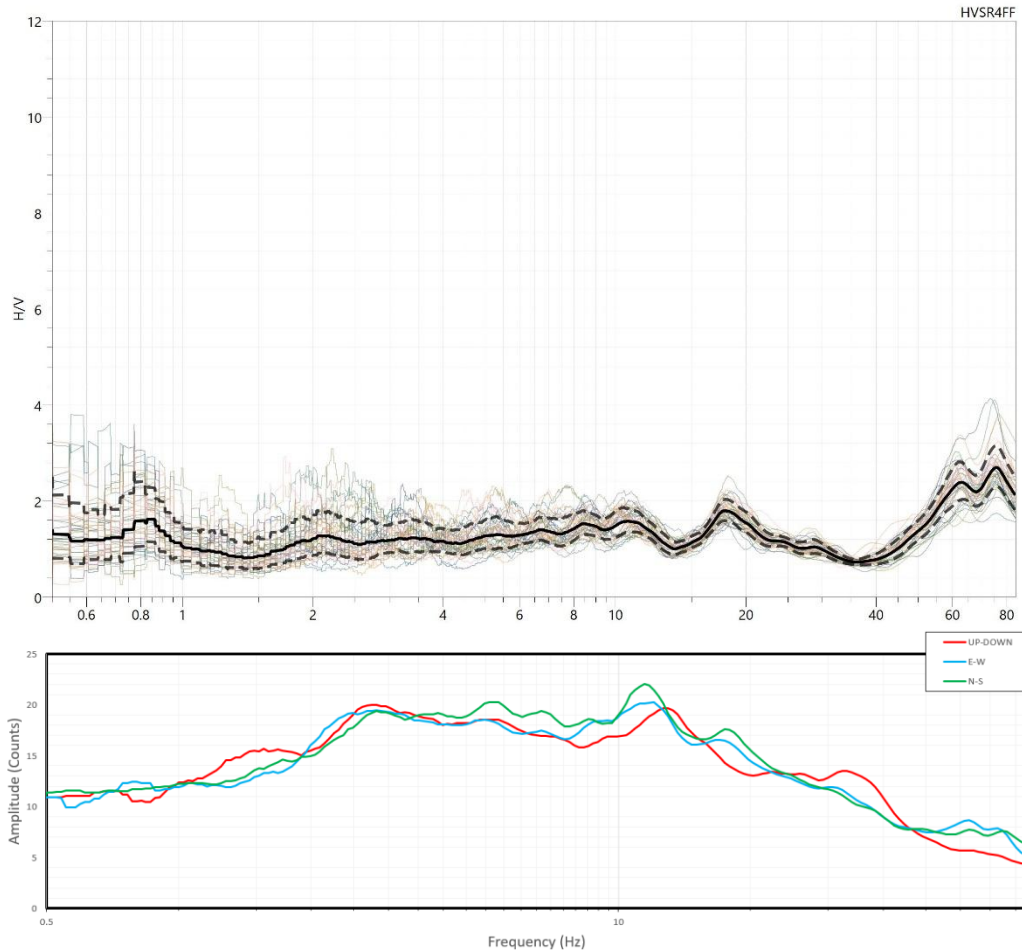
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 5 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456590.097 Nord: 4511465.609

Altitude: 42.19 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



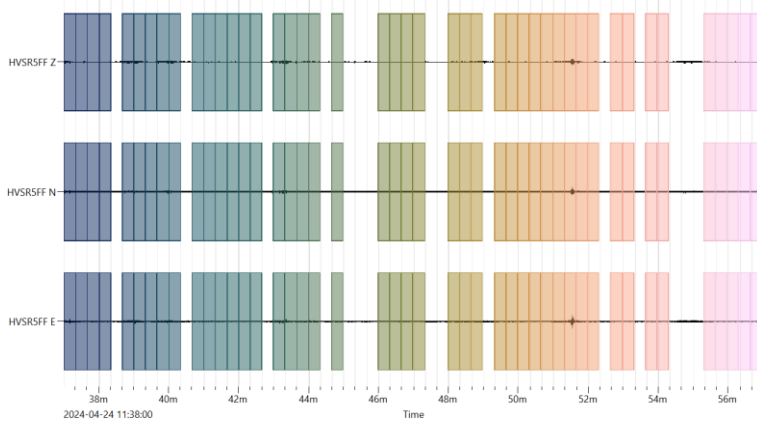
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

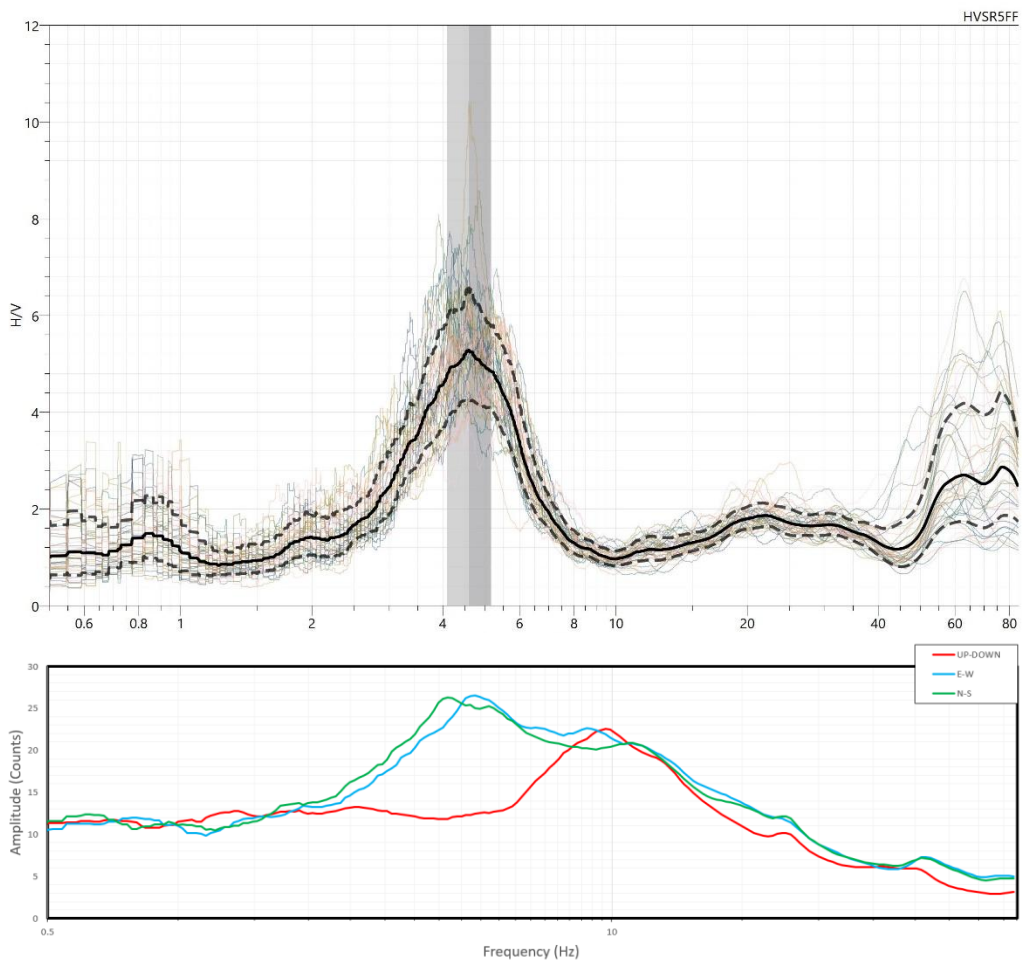
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 6 - FF

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456712.848 Nord: 4511545.549

Altitude: 37.32 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



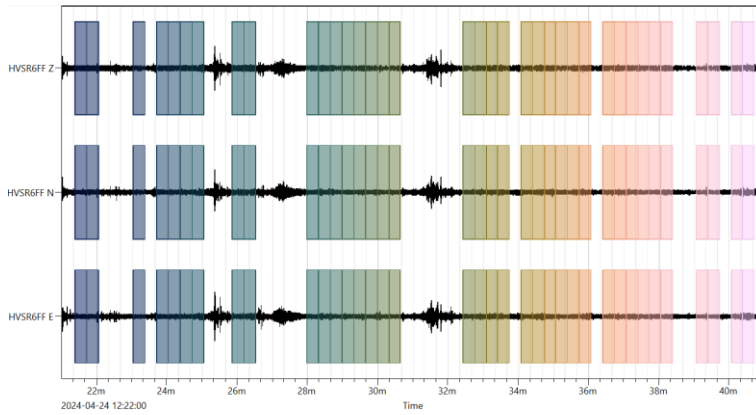
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

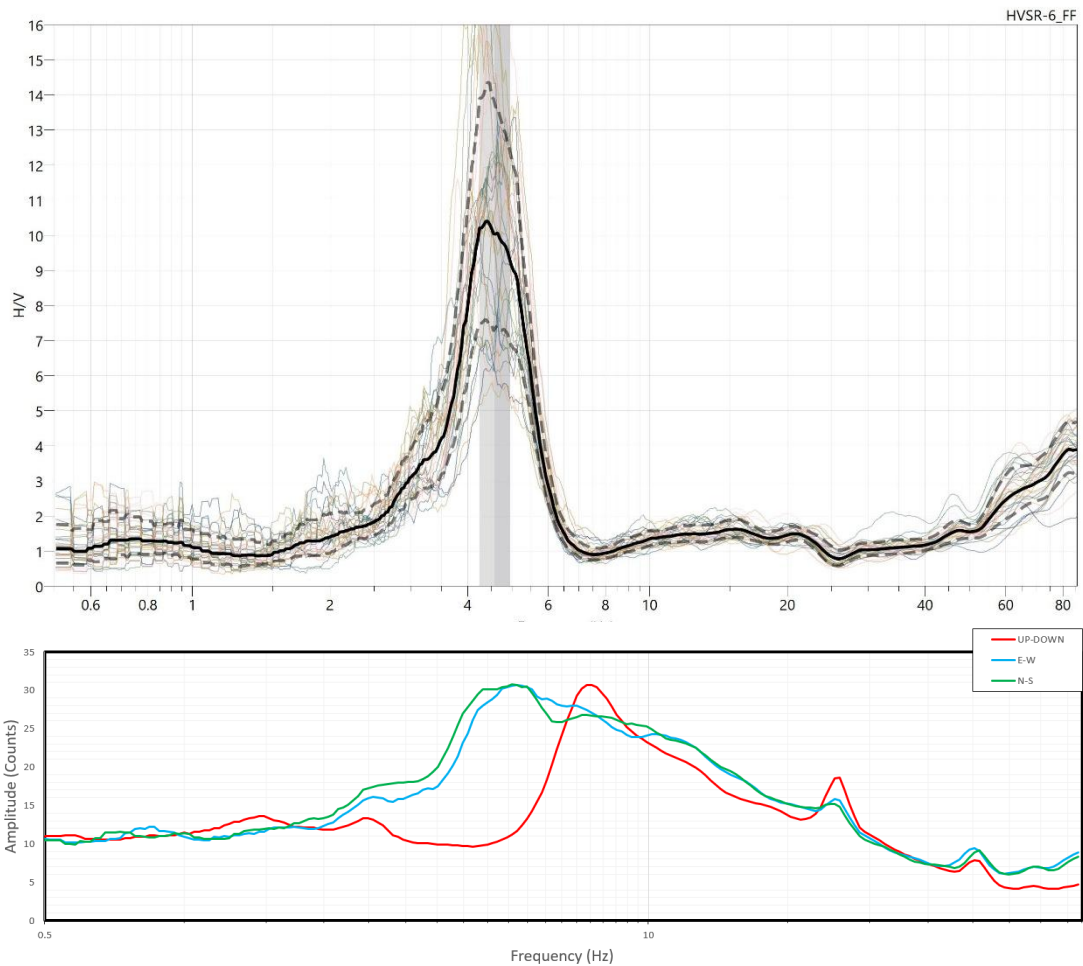
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 3 - GG

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456395.803 Nord: 4511433.843

Altitude: 40.55 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



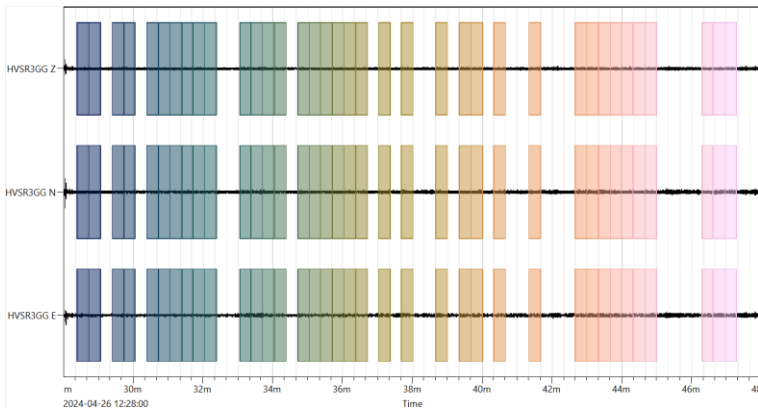
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

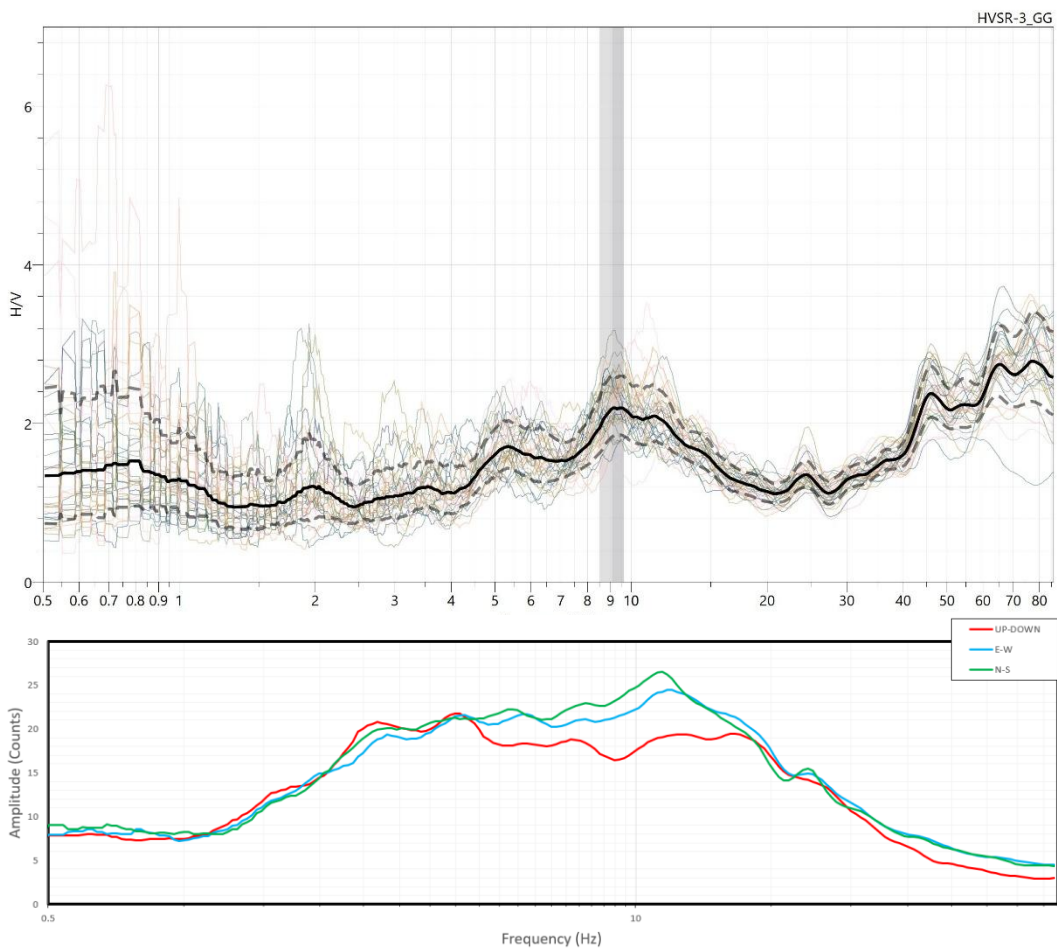
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4 - GG

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456510.305 Nord: 4511520.380

Altitude: 45.60 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

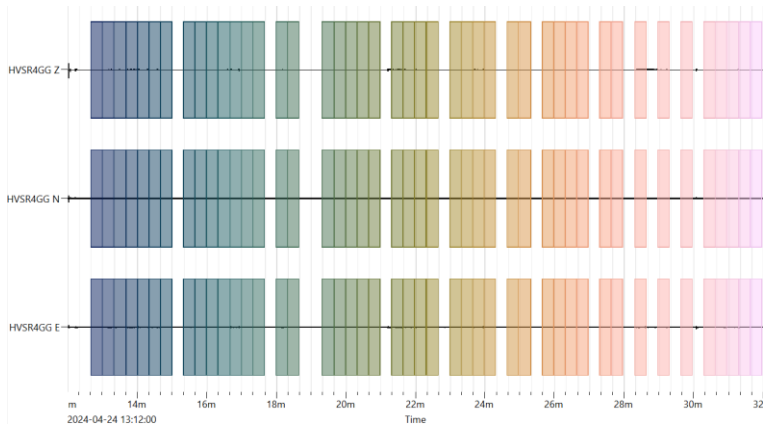
Instrument location



Data processing

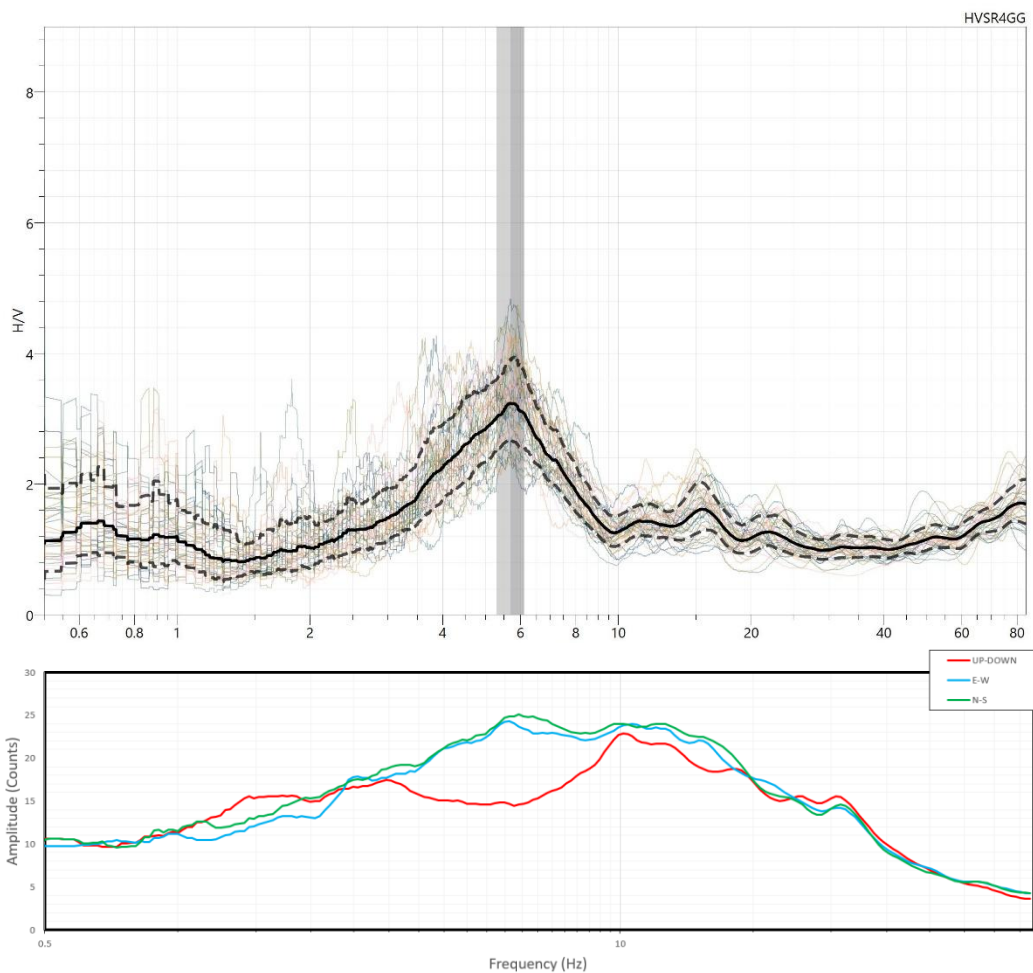
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: 1 - GG

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456216.475 Nord: 4511316.392

Altitude: 42.16 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



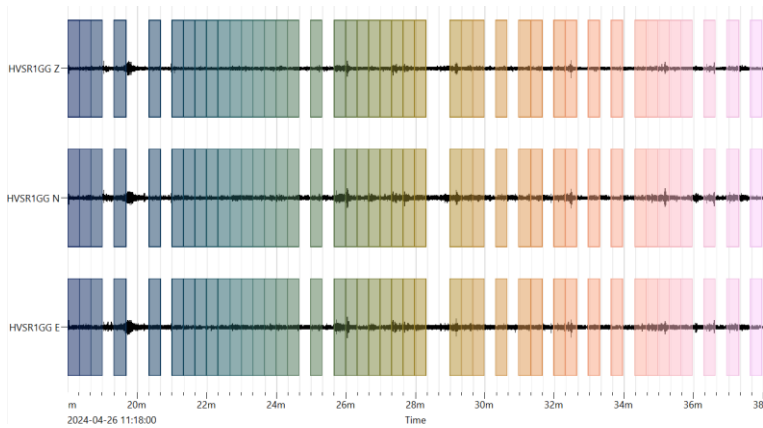
Data processing

Time recording: 20 min.

Windows length: 20 sec.

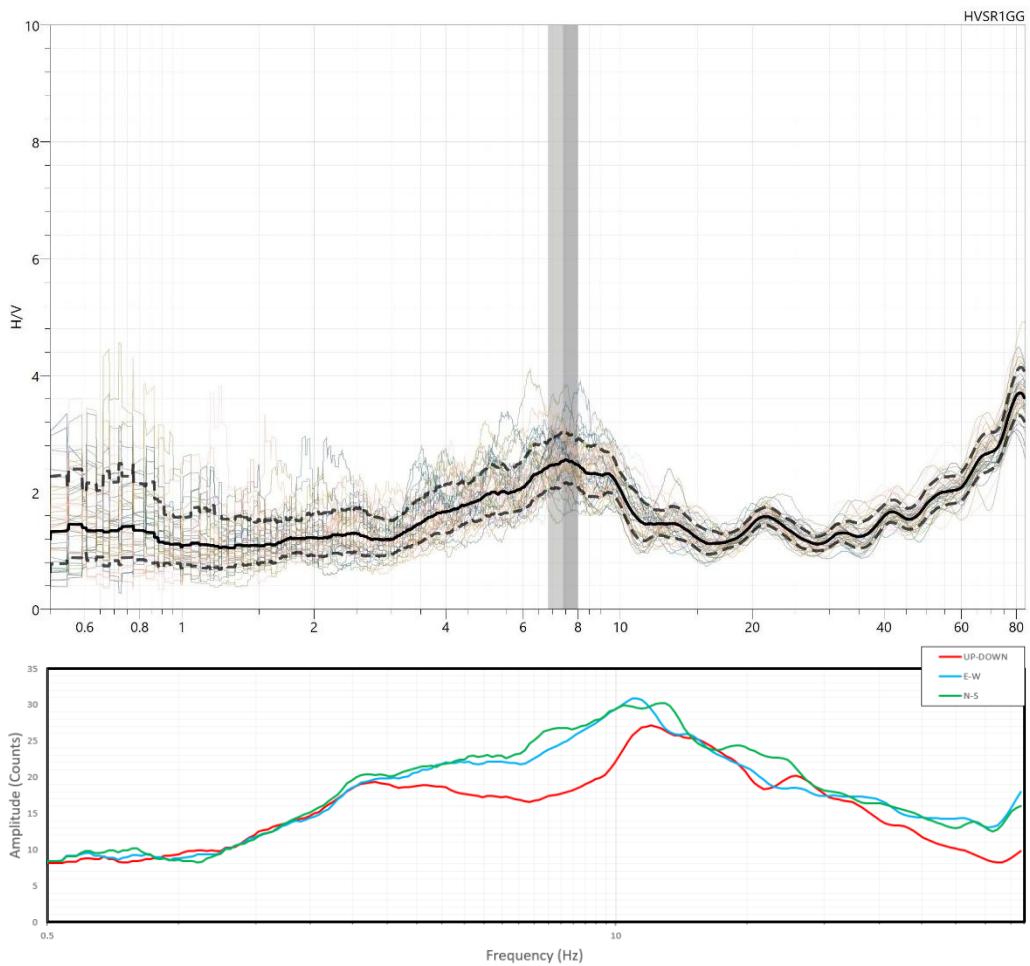
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: 2 - GG

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456262.401 Nord: 4511354.736

Altitude: 41.67 m.s.l.m.

Location

Archaeological Park of Pompeii

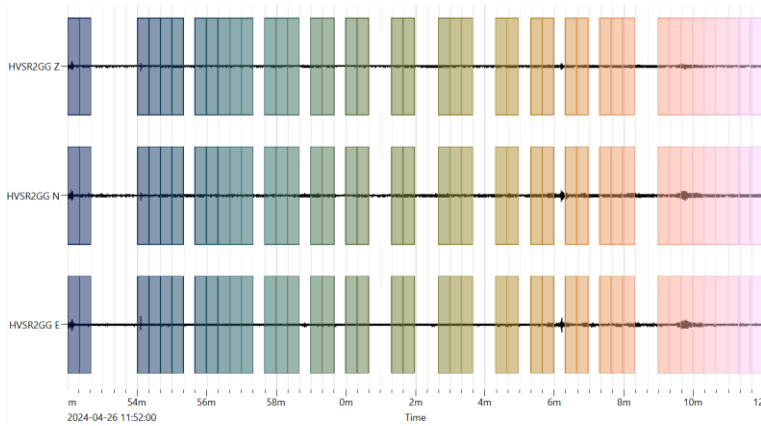
Instrument location



Data processing

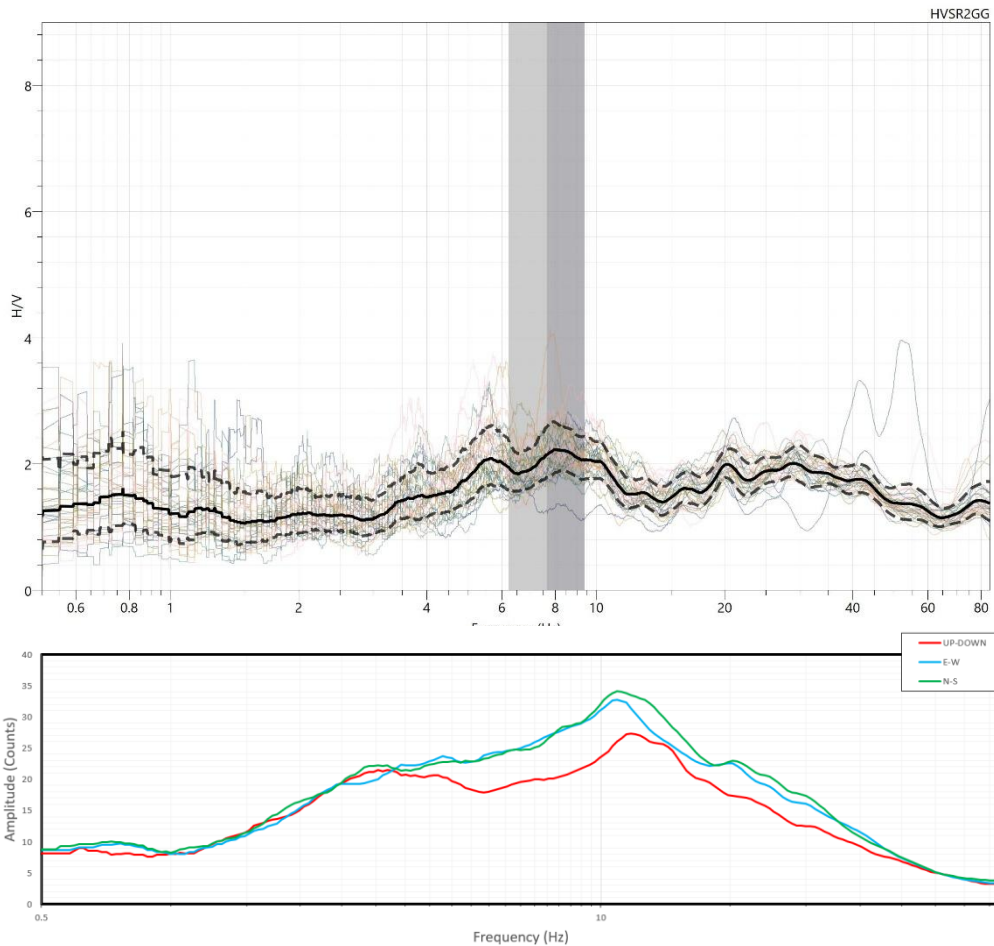
Time recording: 20 m
Windows length: 20 s
Windows overlap: 25%

Tapering: Cosine Window
Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal
analysed: 68%

Results



HVSR: 5A

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456599.569

Nord: 4511404.763

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



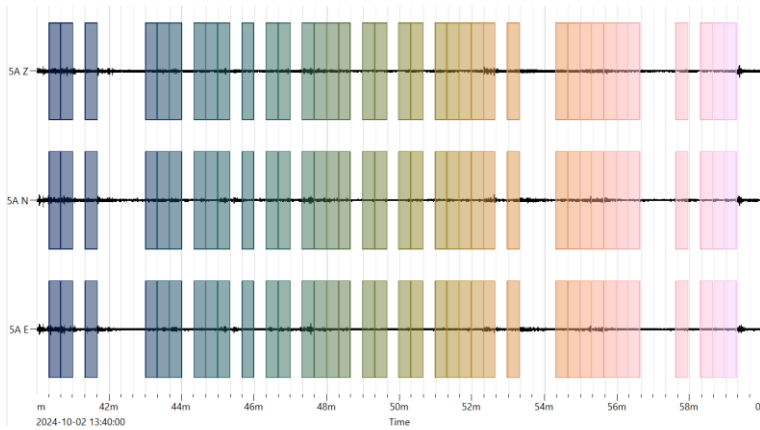
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

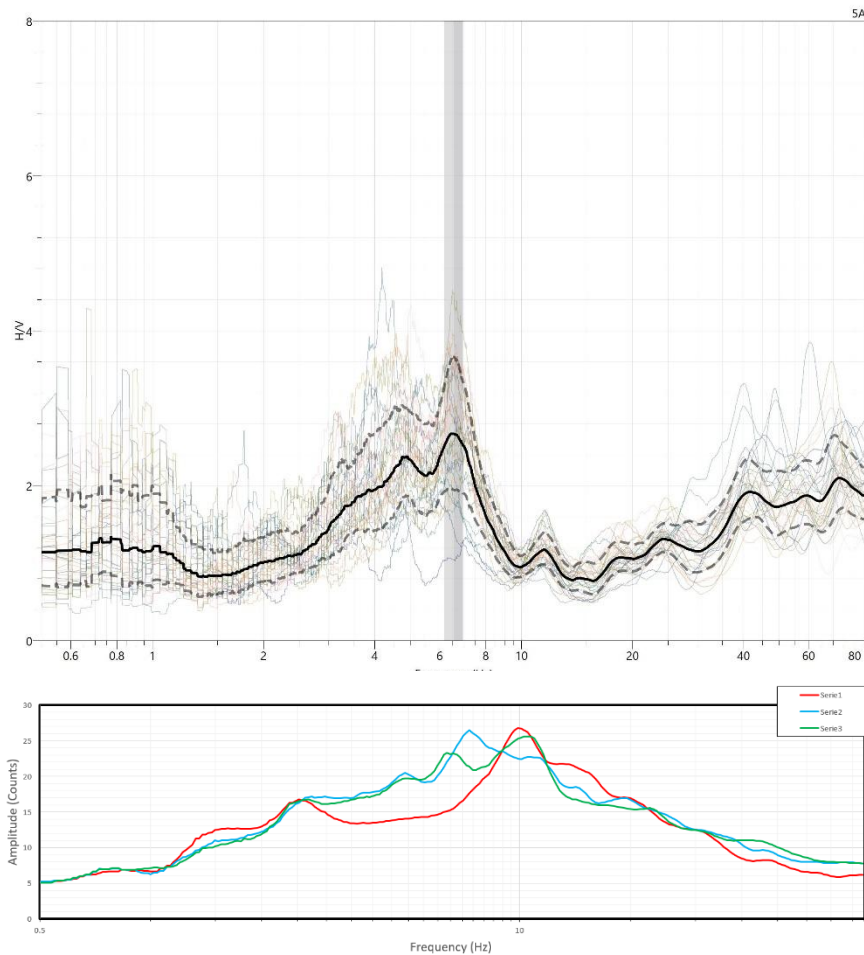
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 5B

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456914.371

Nord: 4511036.091

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



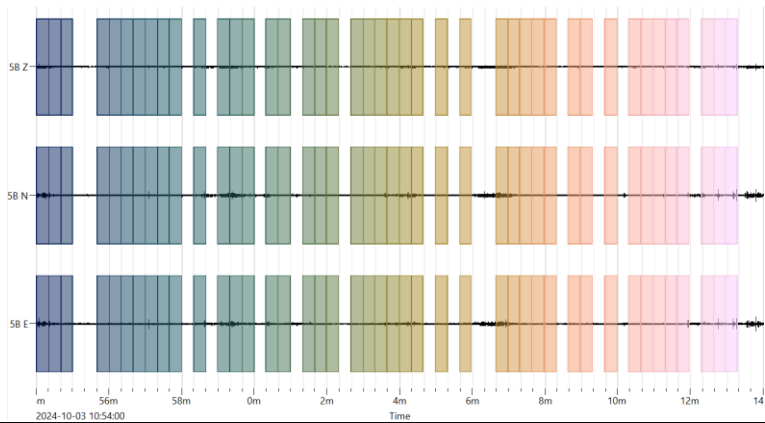
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

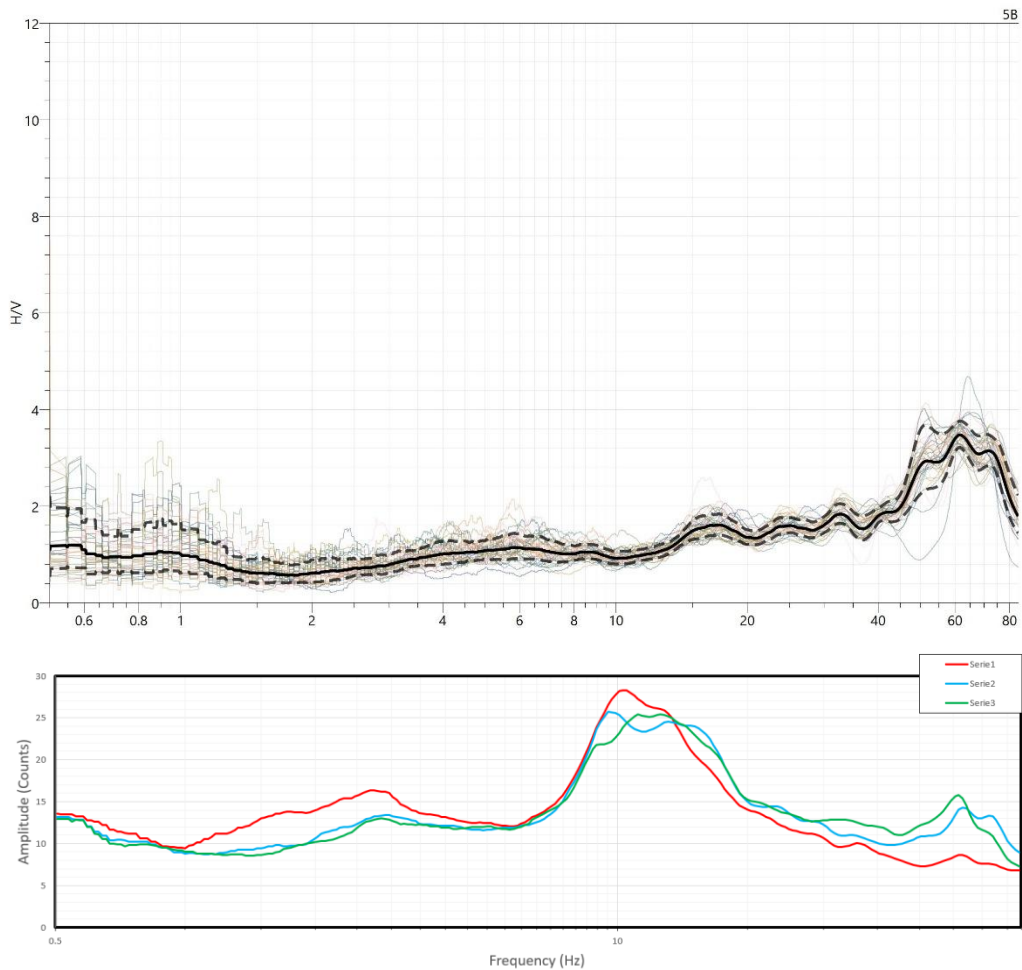
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: 5C

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 457167.045

Nord: 4511358.709

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location

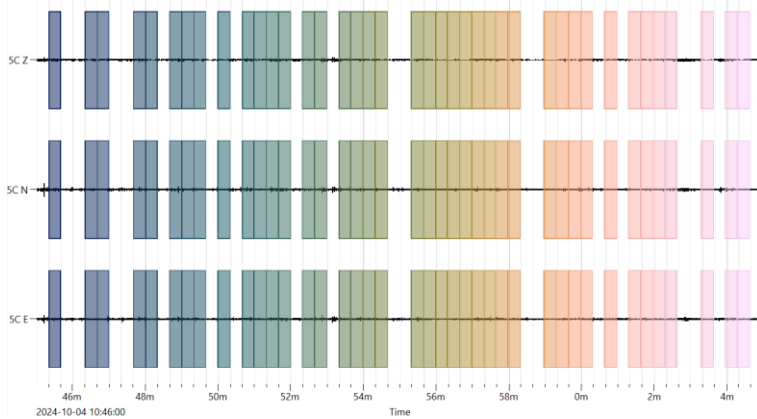
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

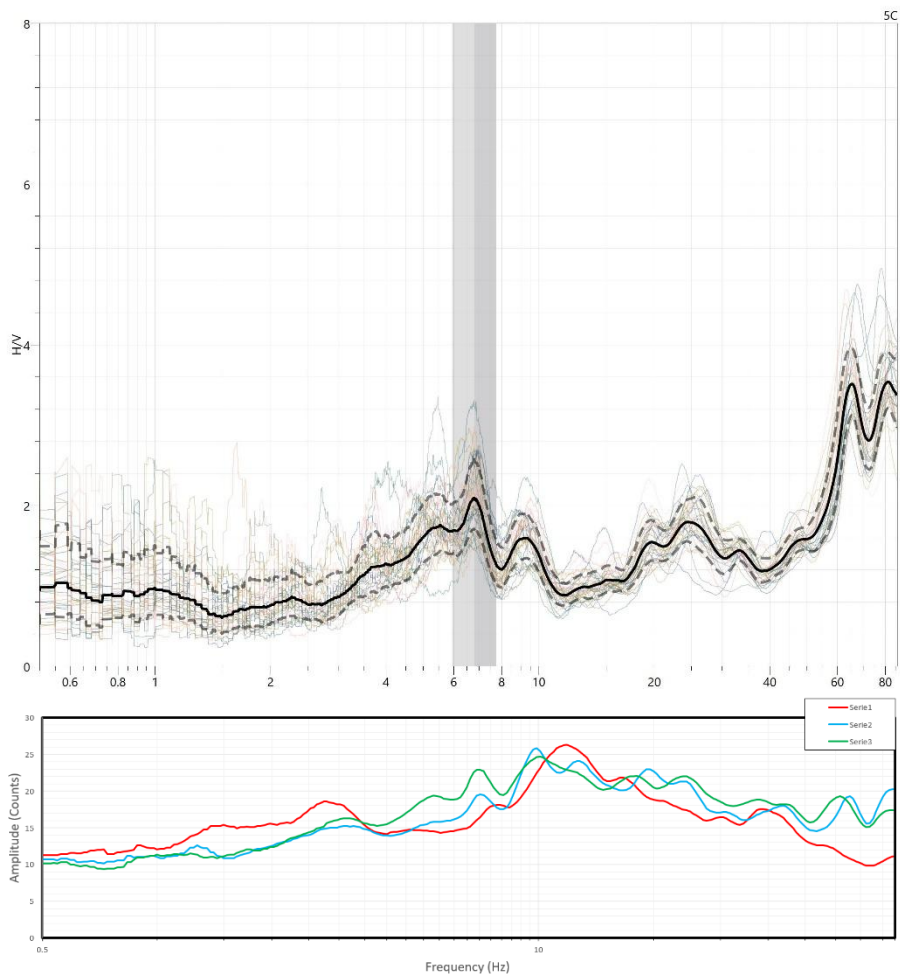
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 66%

Results



HVSR: 6A

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456570.188

Nord: 4511160.320

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



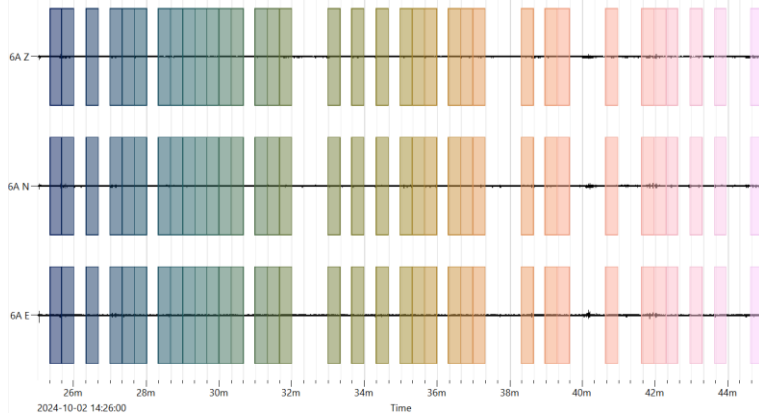
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

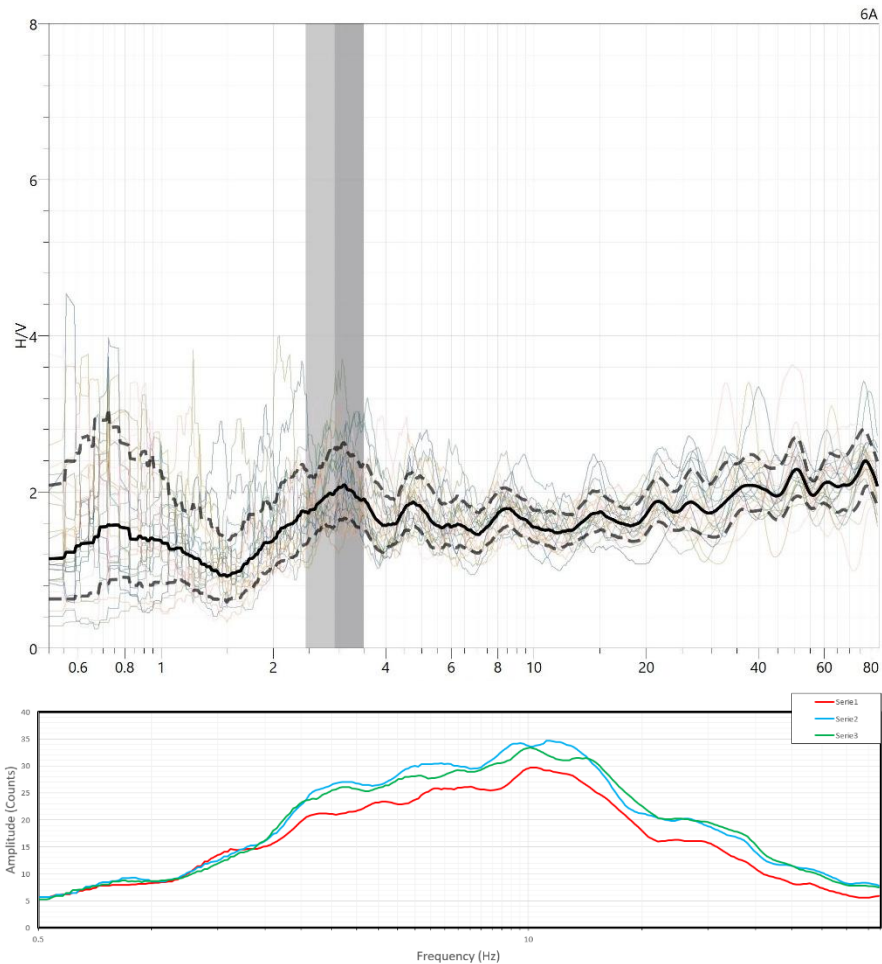
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 6B

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 457442.173

Nord: 4511237.090

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



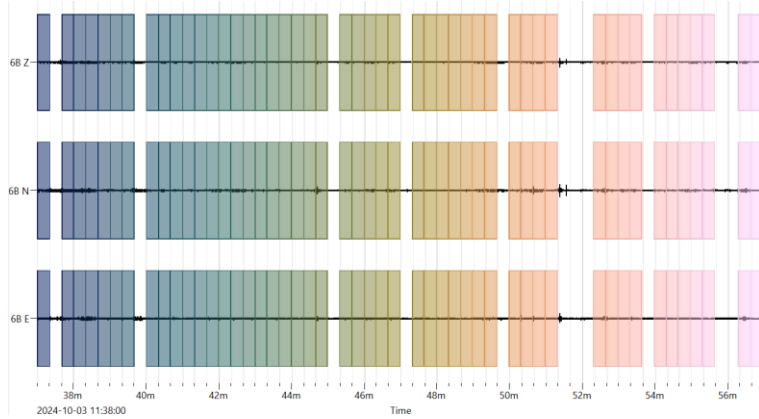
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

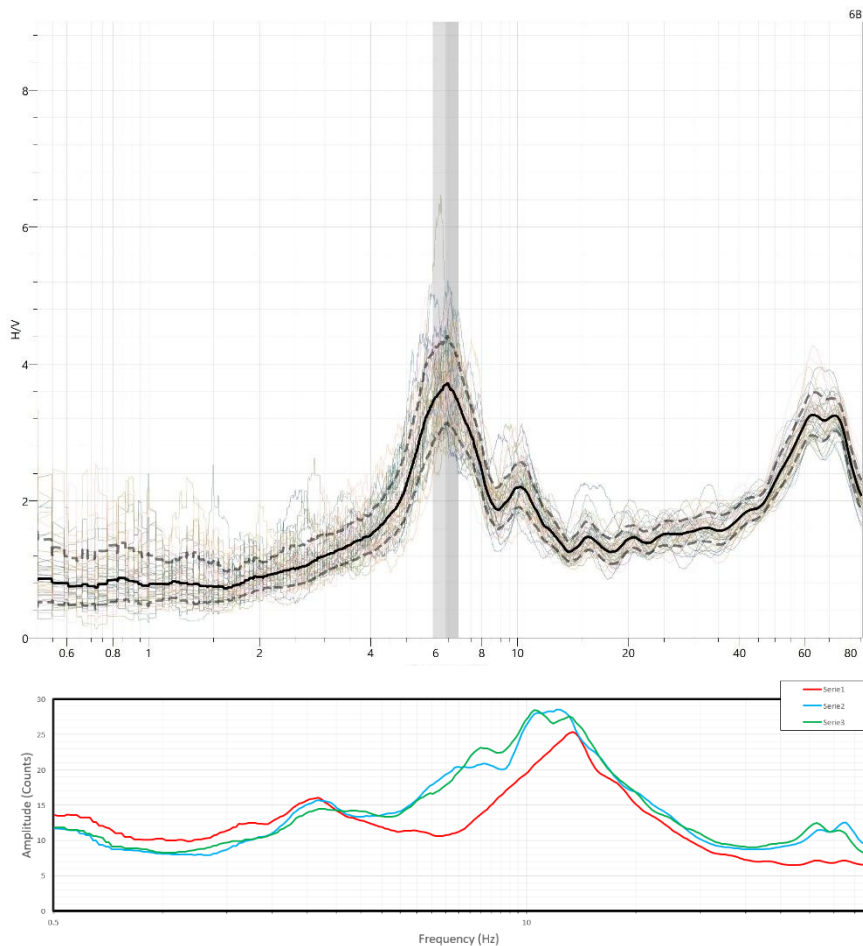
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 80%

Results



HVSR: 6C

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456739.128

Nord: 4511395.226

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



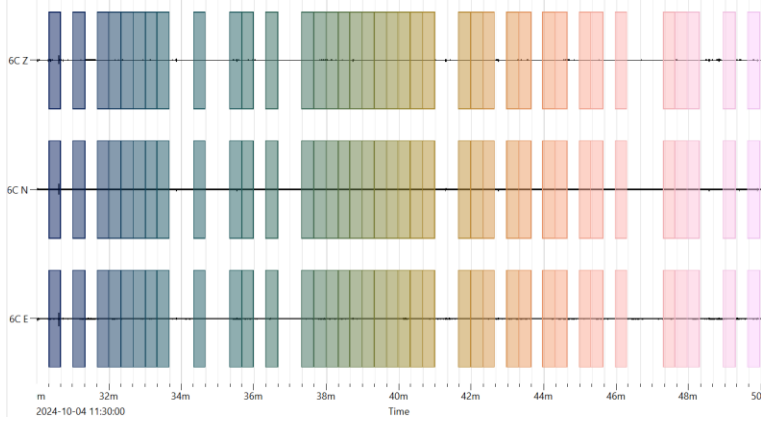
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

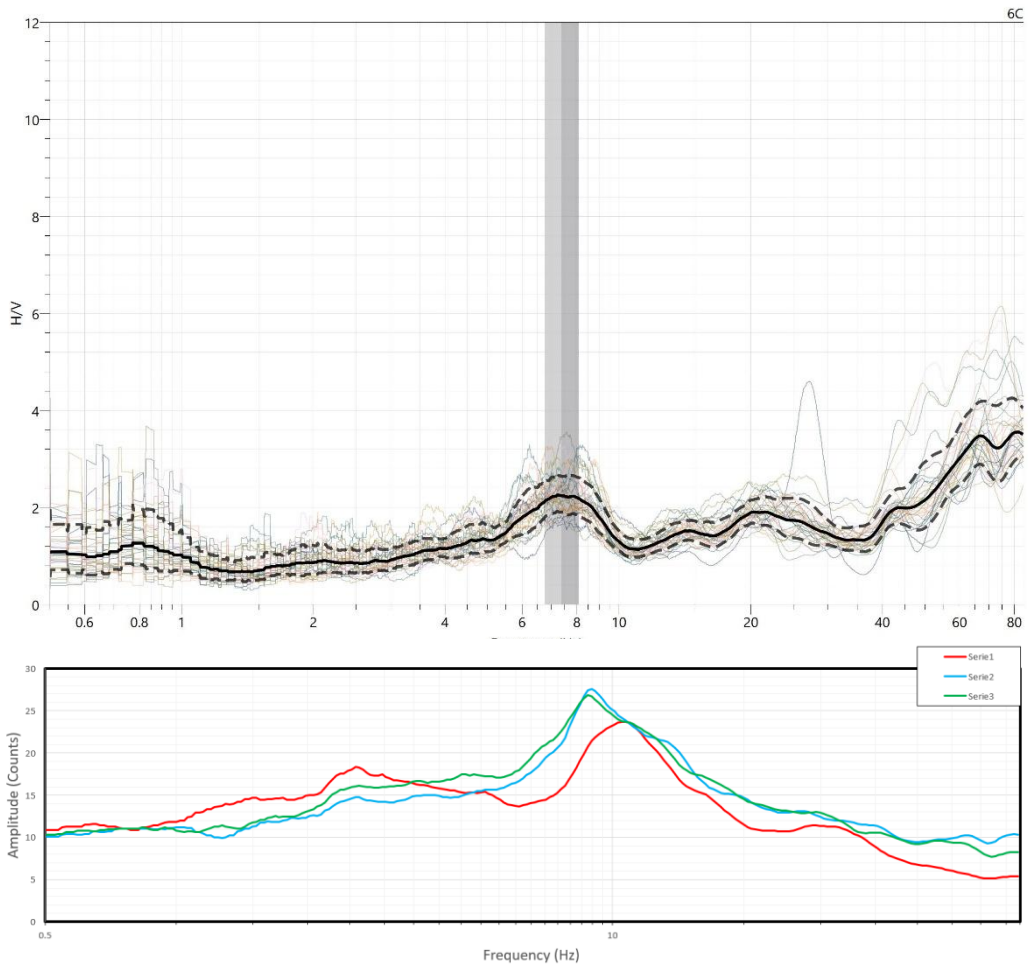
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 7B

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457334.295

Nord: 4511454.743

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



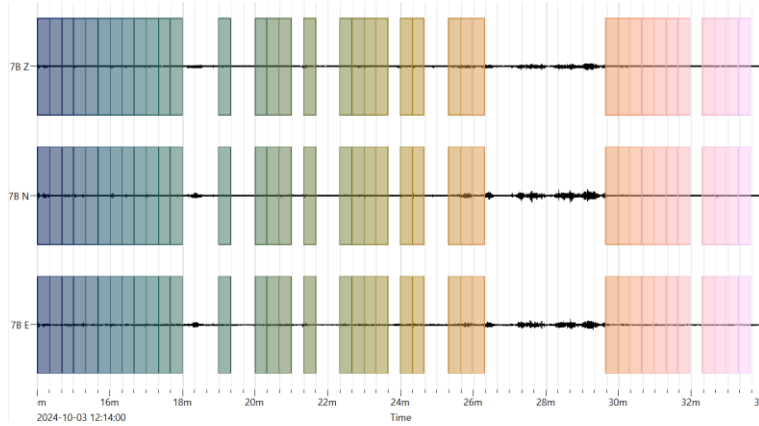
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

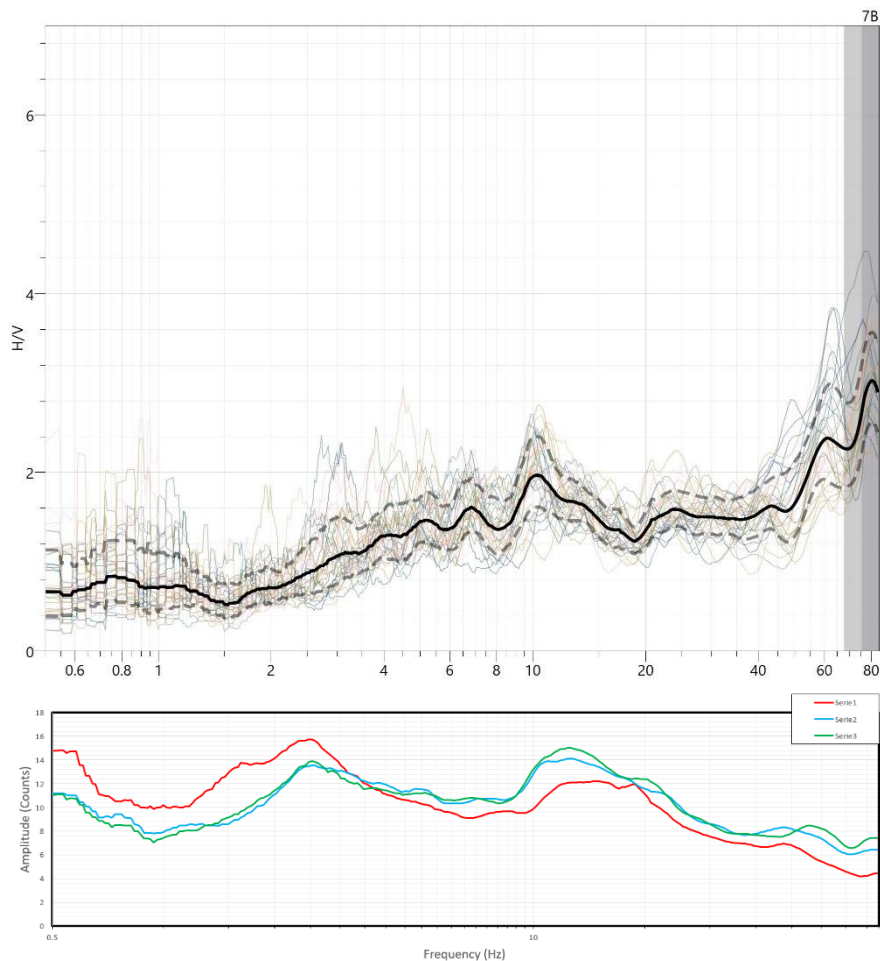
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 1A

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456180.241

Nord: 4511339.070

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



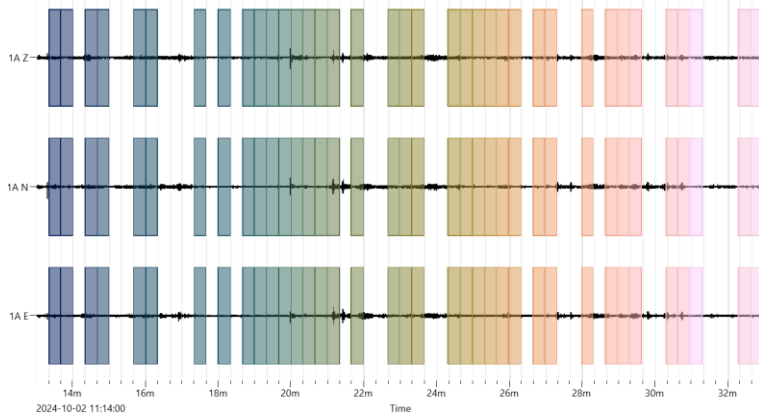
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

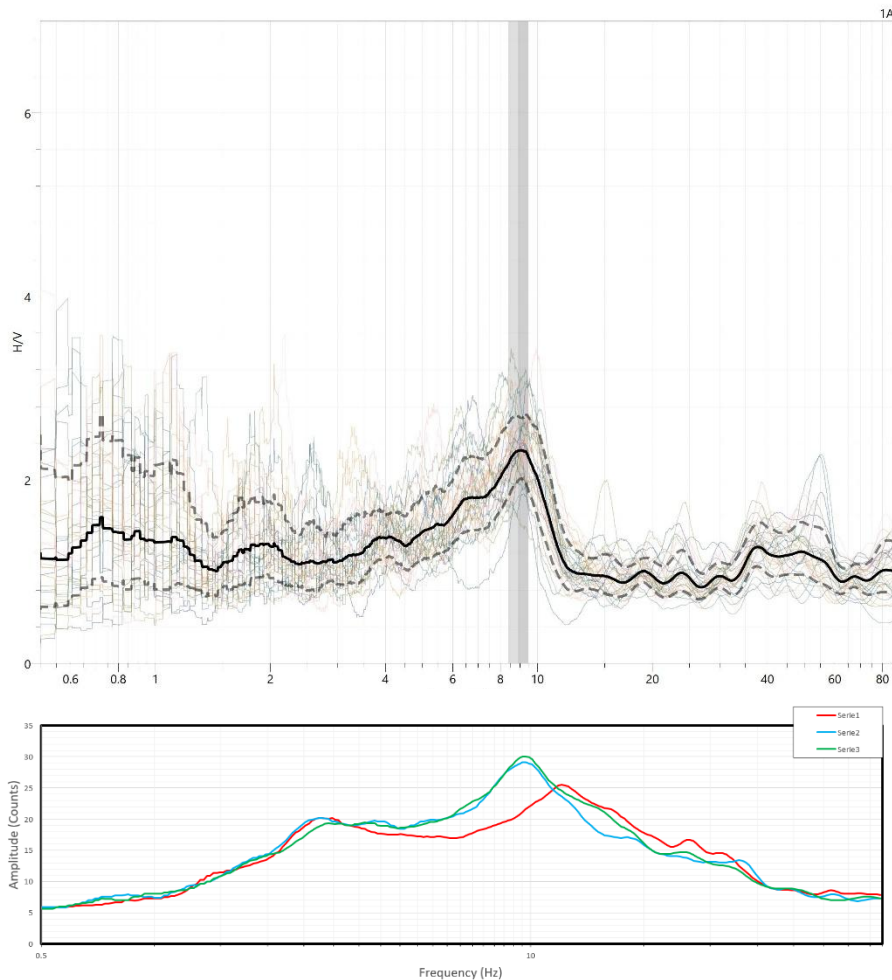
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 1B

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456884.013

Nord: 4511010.629

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



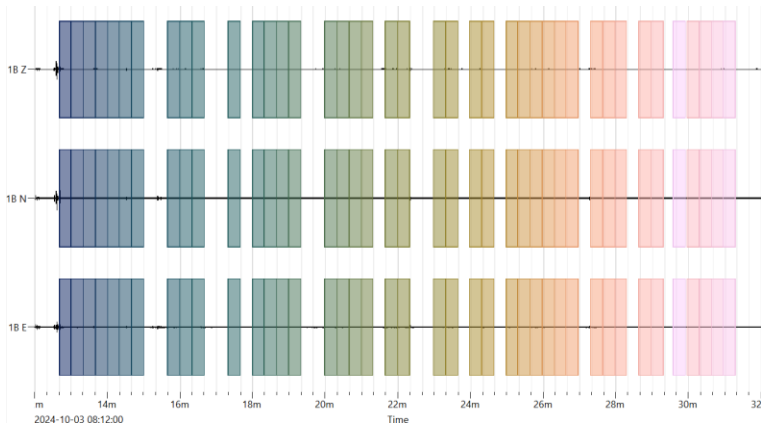
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

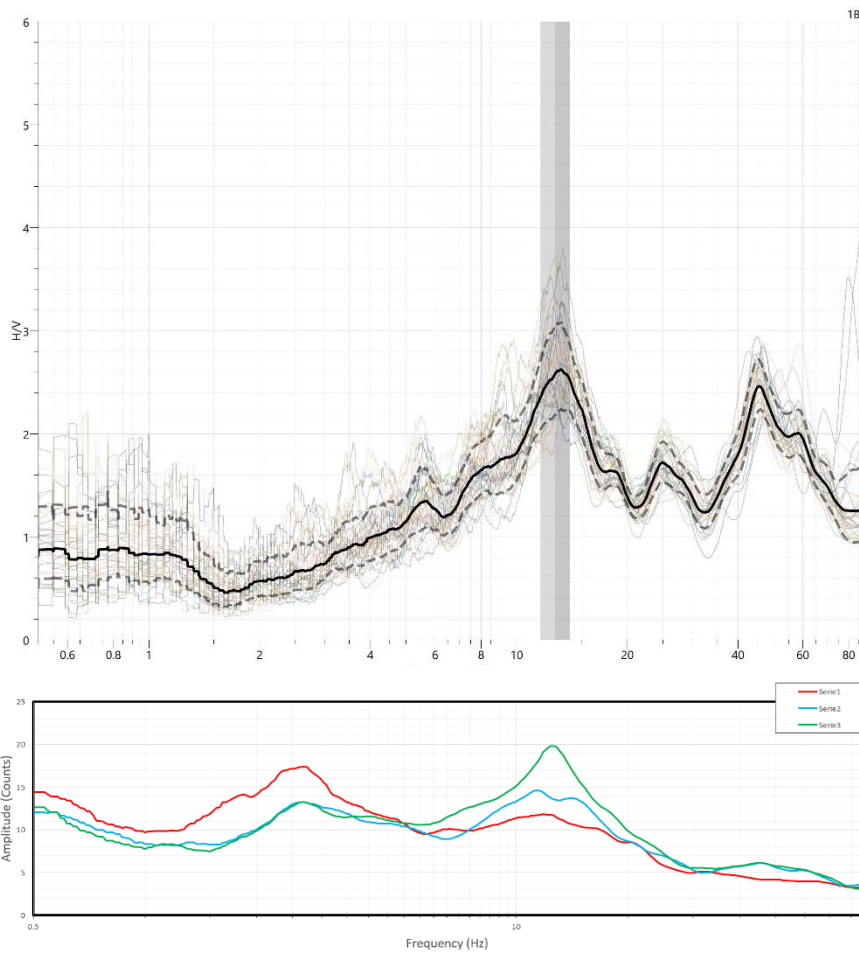
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 1C

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456860.886

Nord: 4511162.464

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



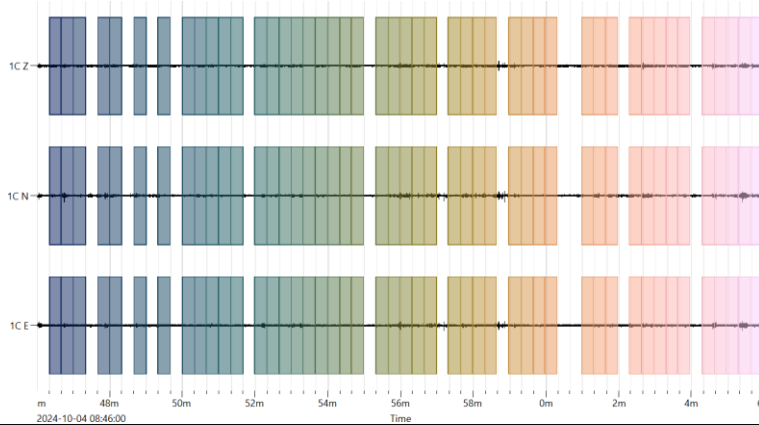
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

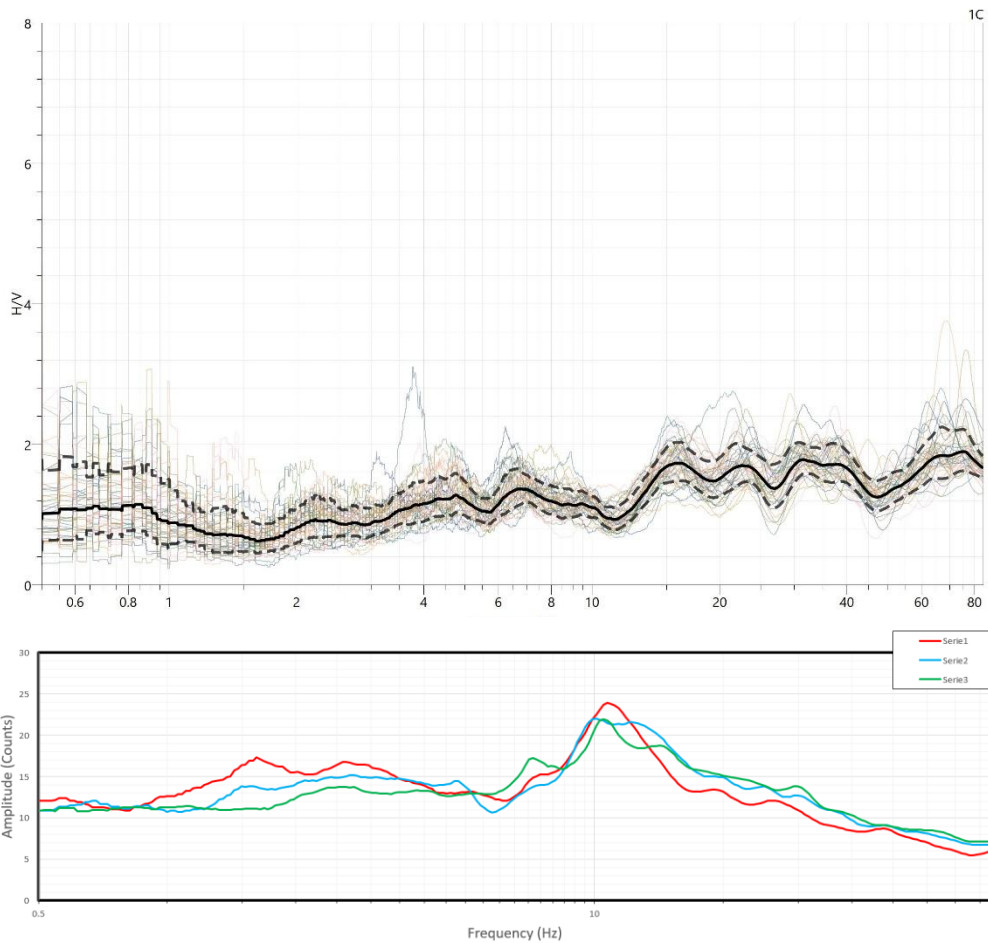
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 78%

Results



HVSR: 2A

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456454.861

Nord: 4511402.566

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



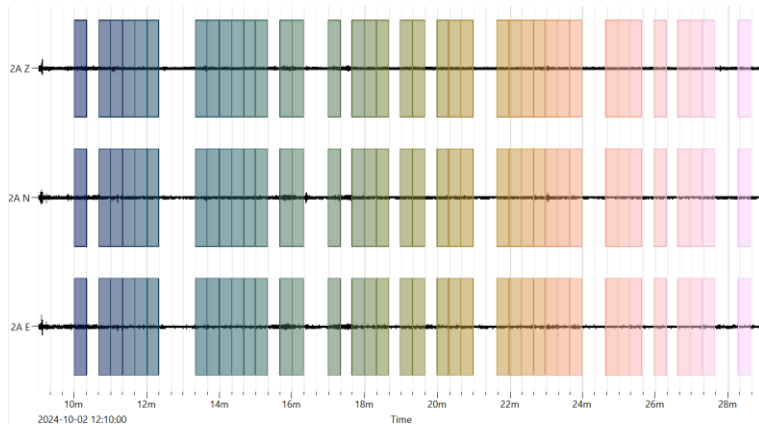
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

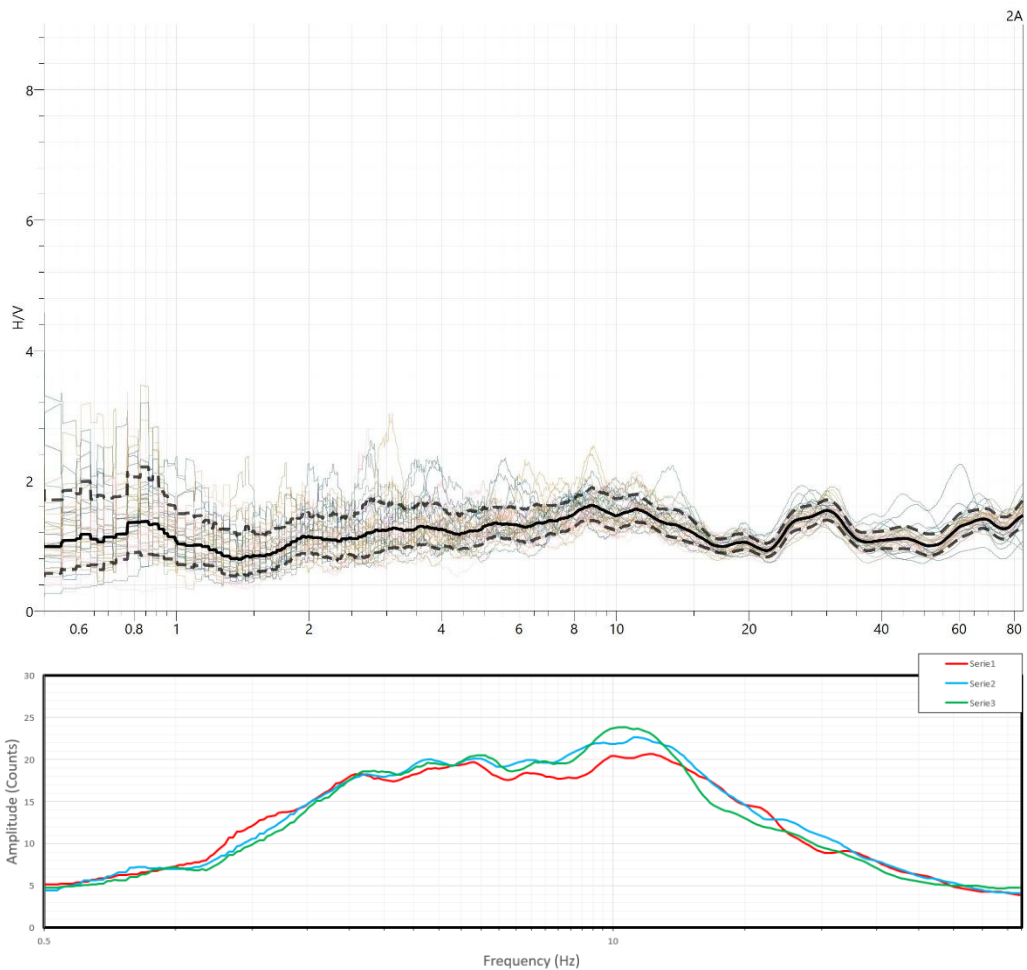
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 3A

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456467.778

Nord: 4511471.239

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



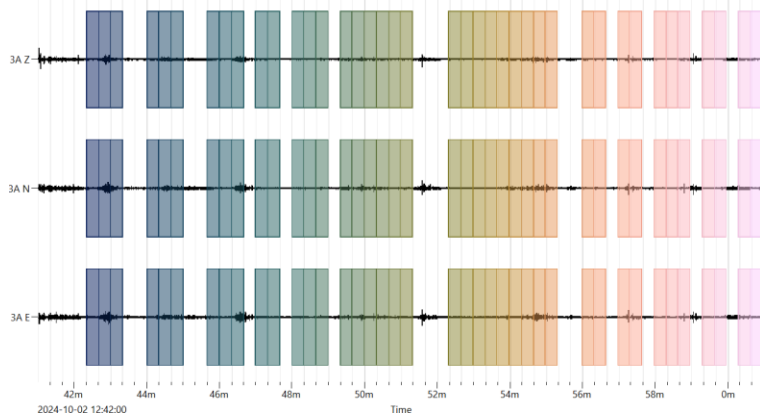
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

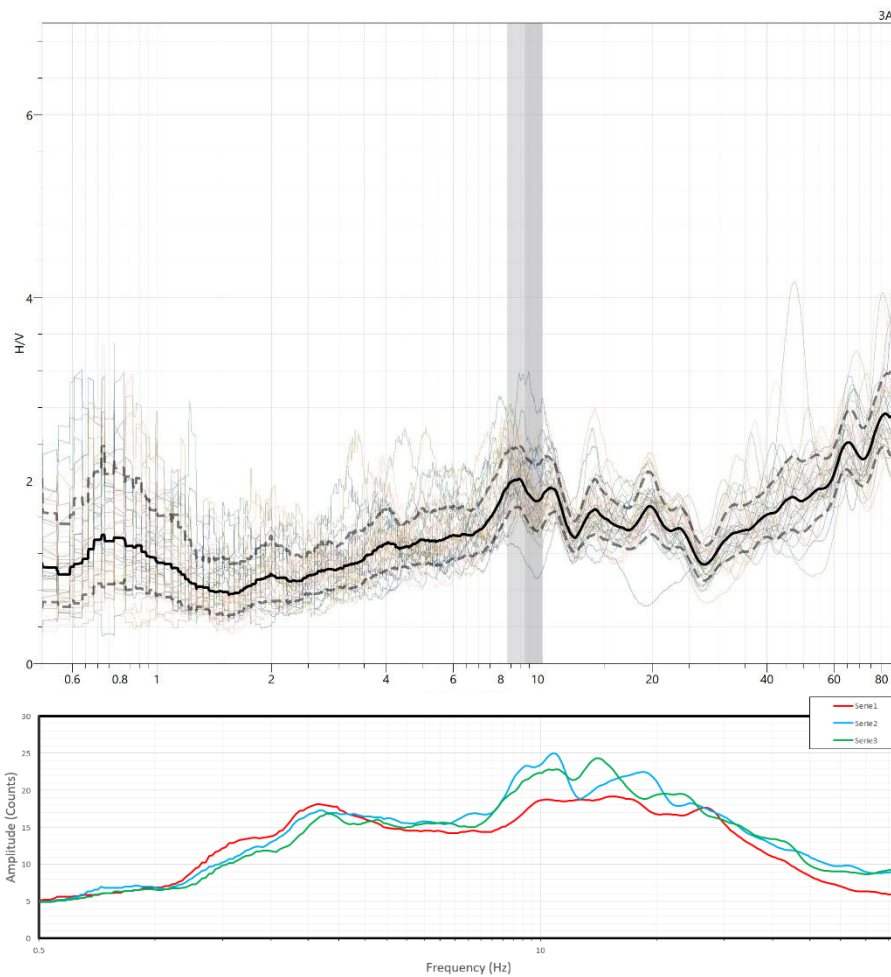
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 3B

Coordinates: UTM WGS 84 EPSG 32633

Est: 456773.464

Nord: 4511139.319

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



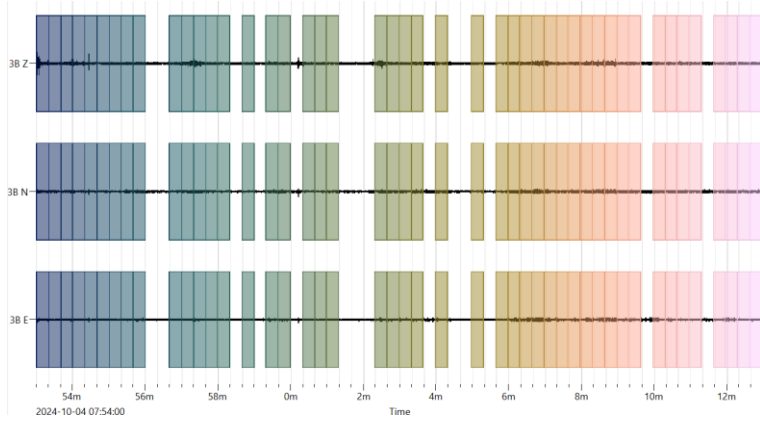
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

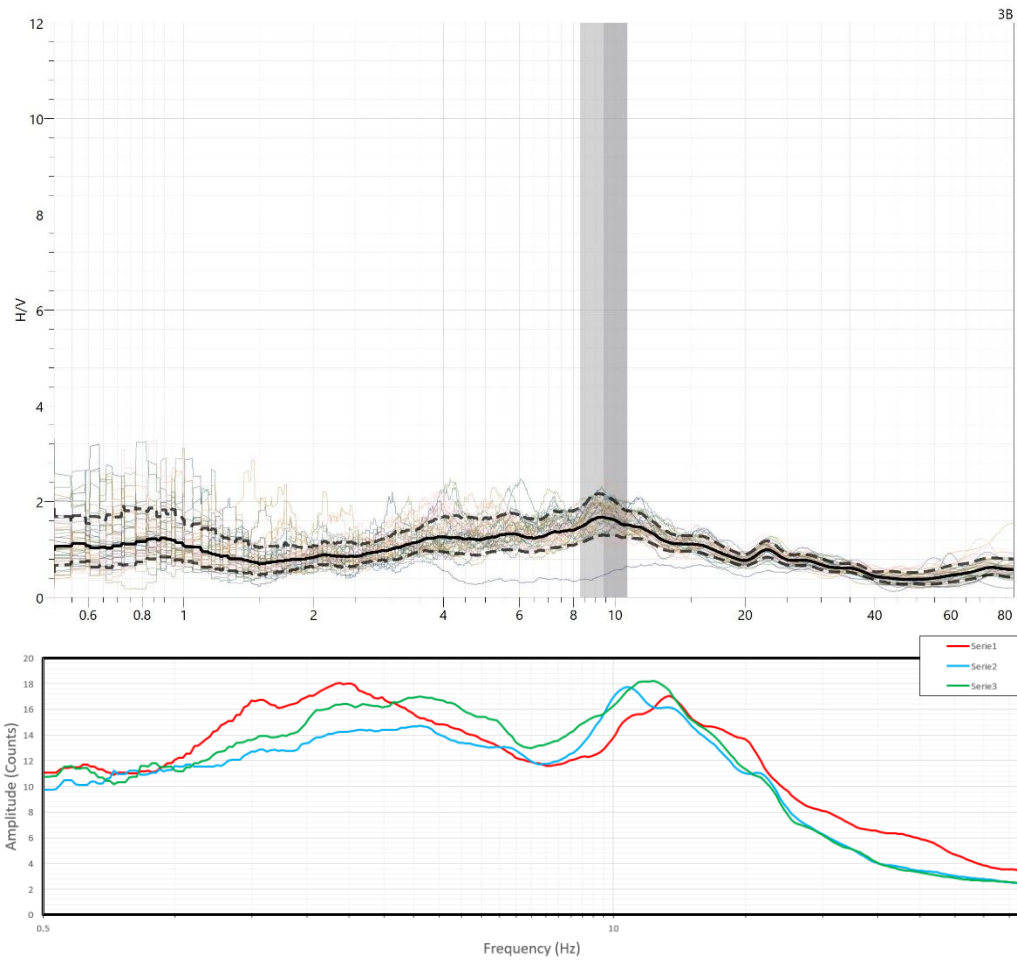
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 3C

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457223.830

Nord: 4511096.574

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



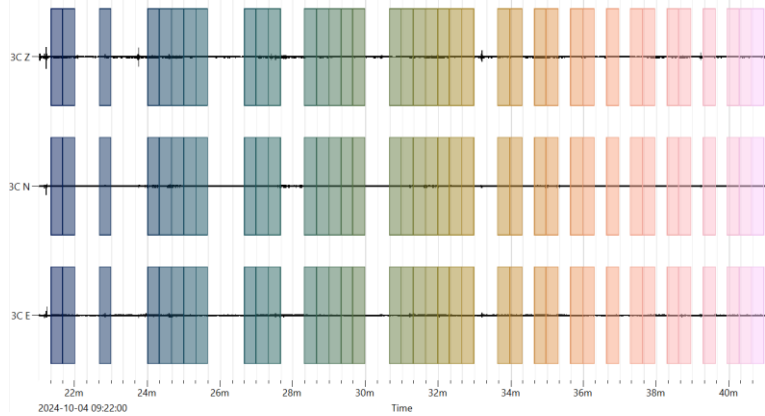
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

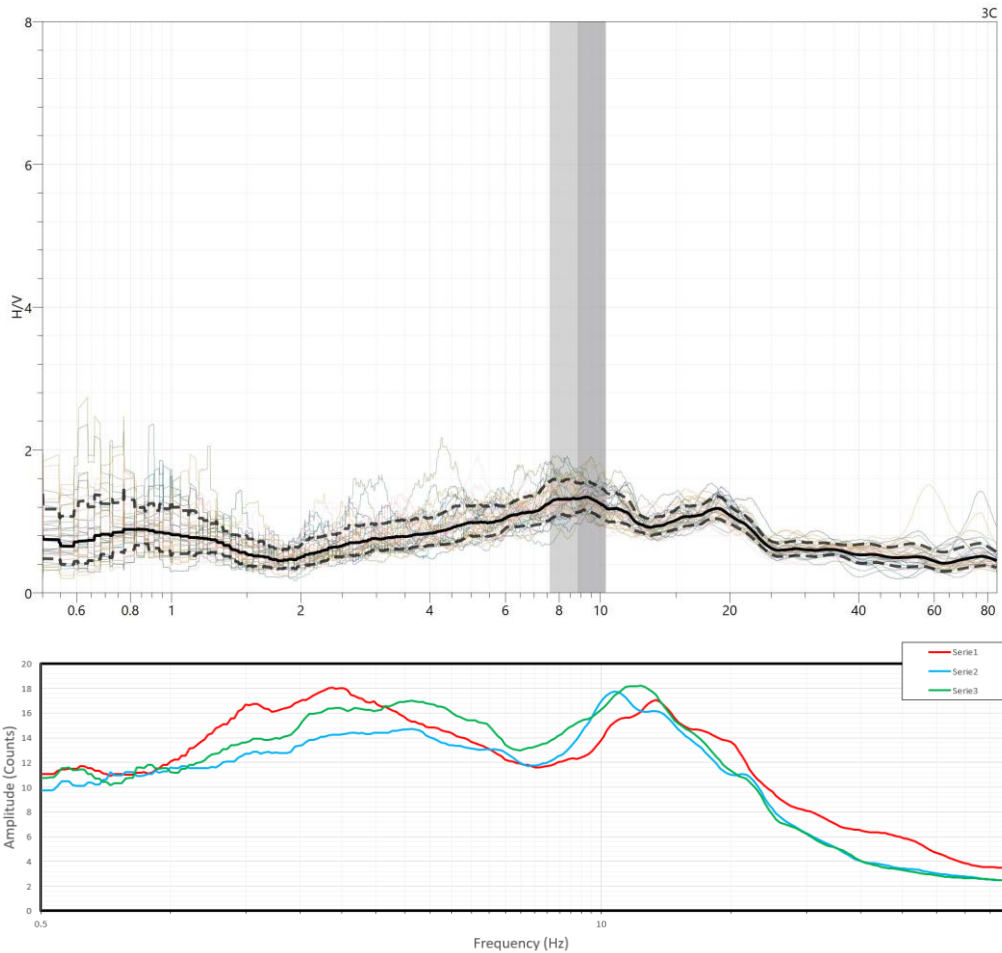
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 4A

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456549.949

Nord: 4511388.722

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



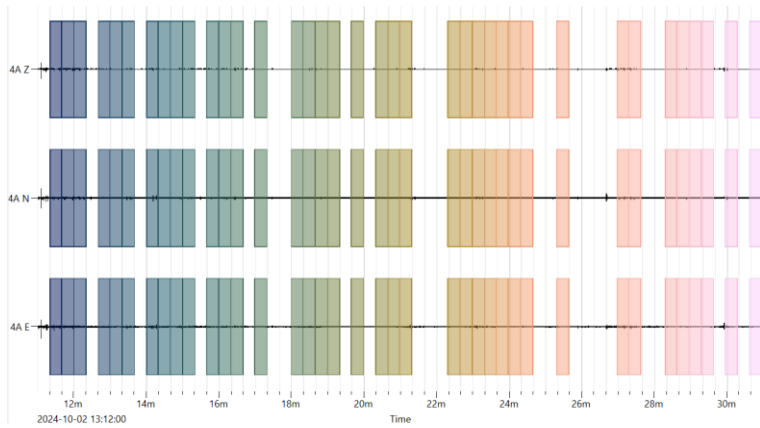
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

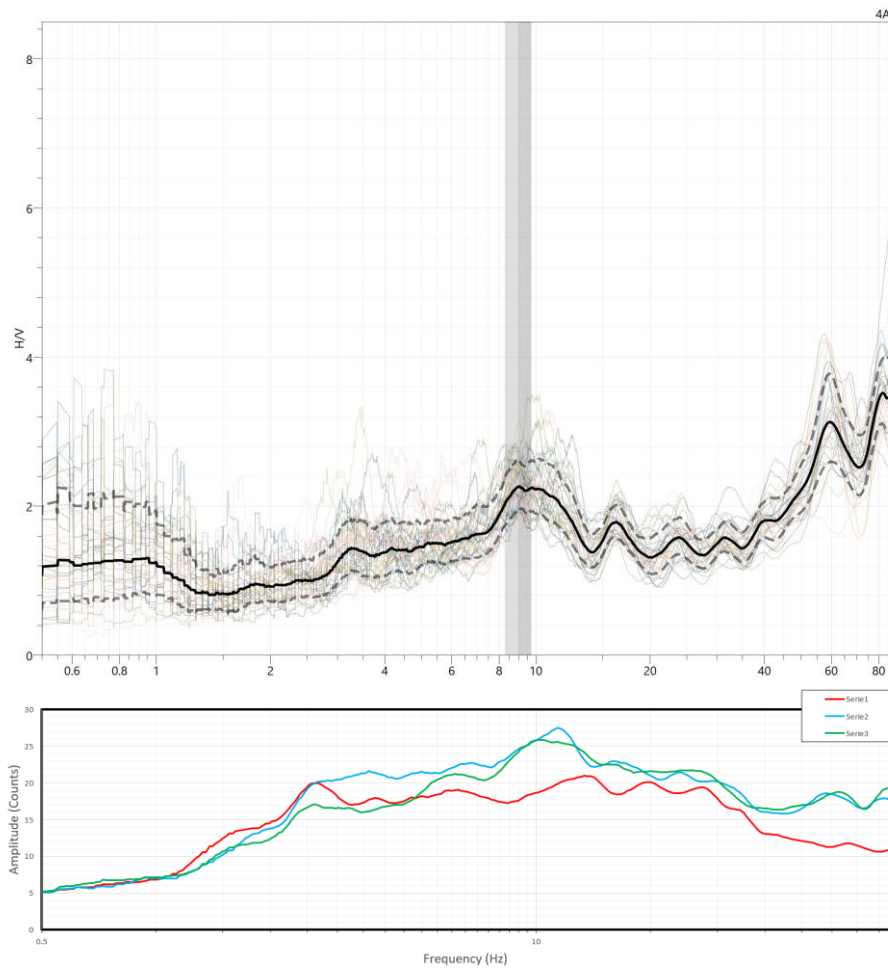
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: 4B

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456675.505

Nord: 4511242.110

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



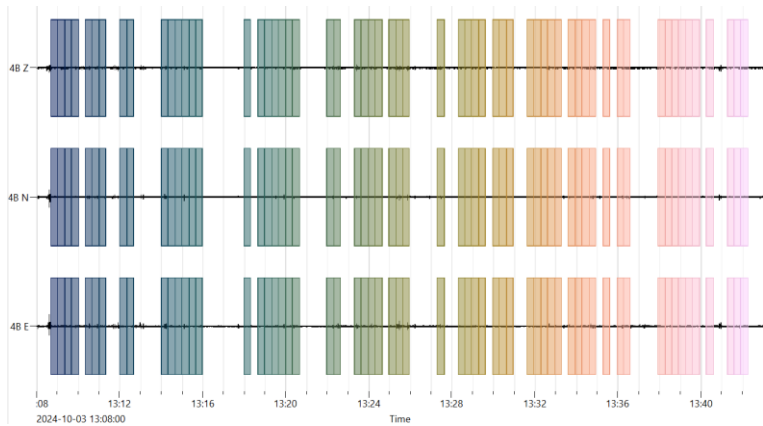
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

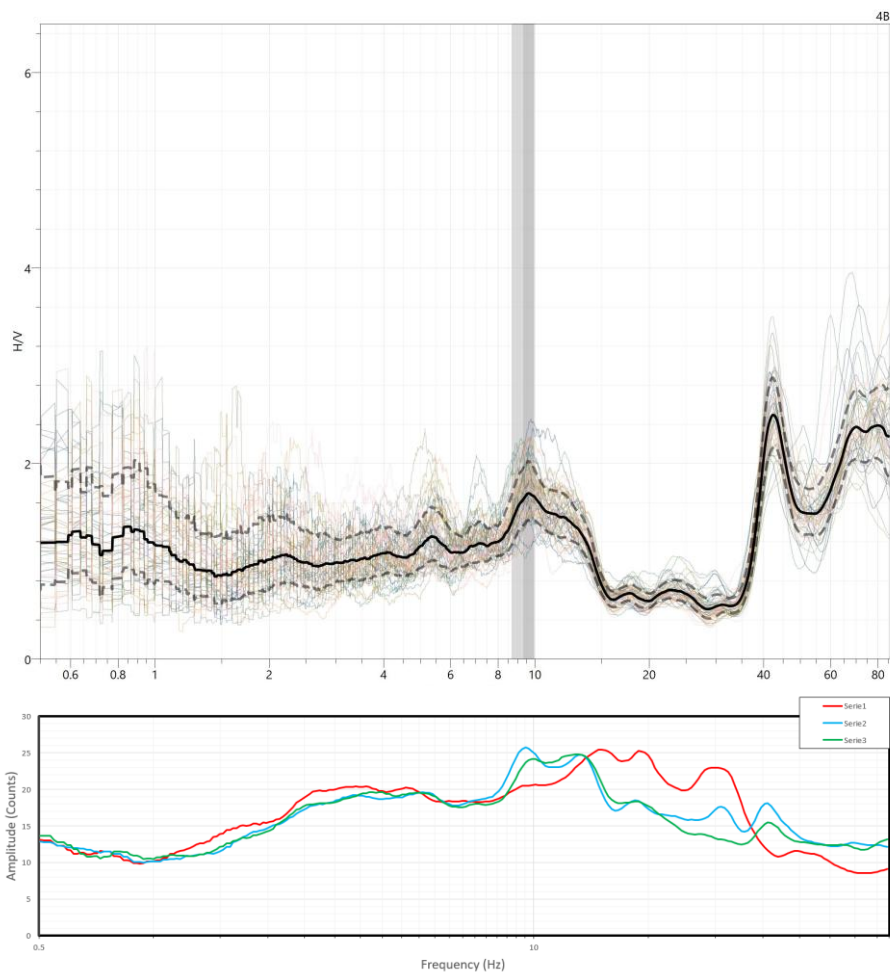
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 60%

Results



HVSR: 4C

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 457020.360

Nord: 4511300.392

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



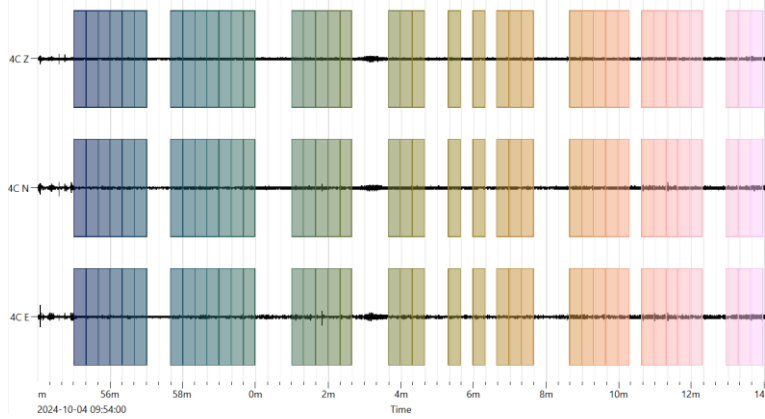
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

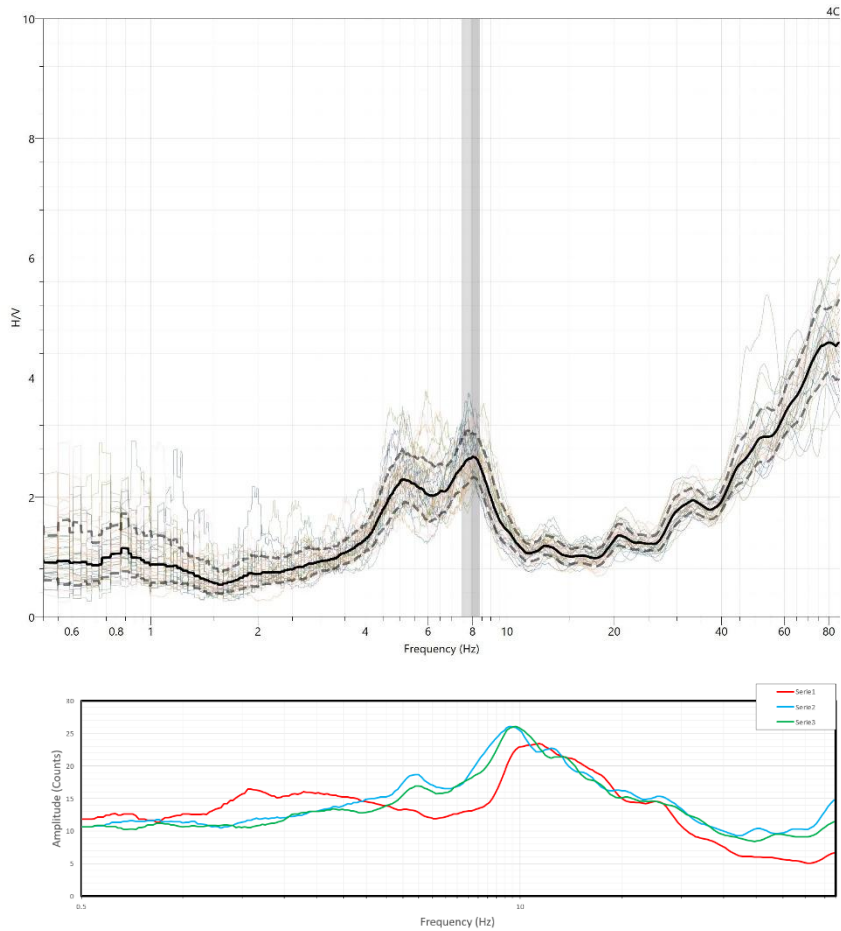
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 65%

Results



HVSR: Stab 2-2

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456684.302

Nord: 4511211.593

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



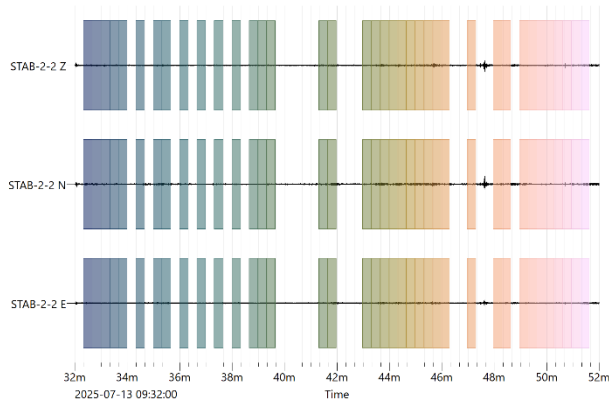
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

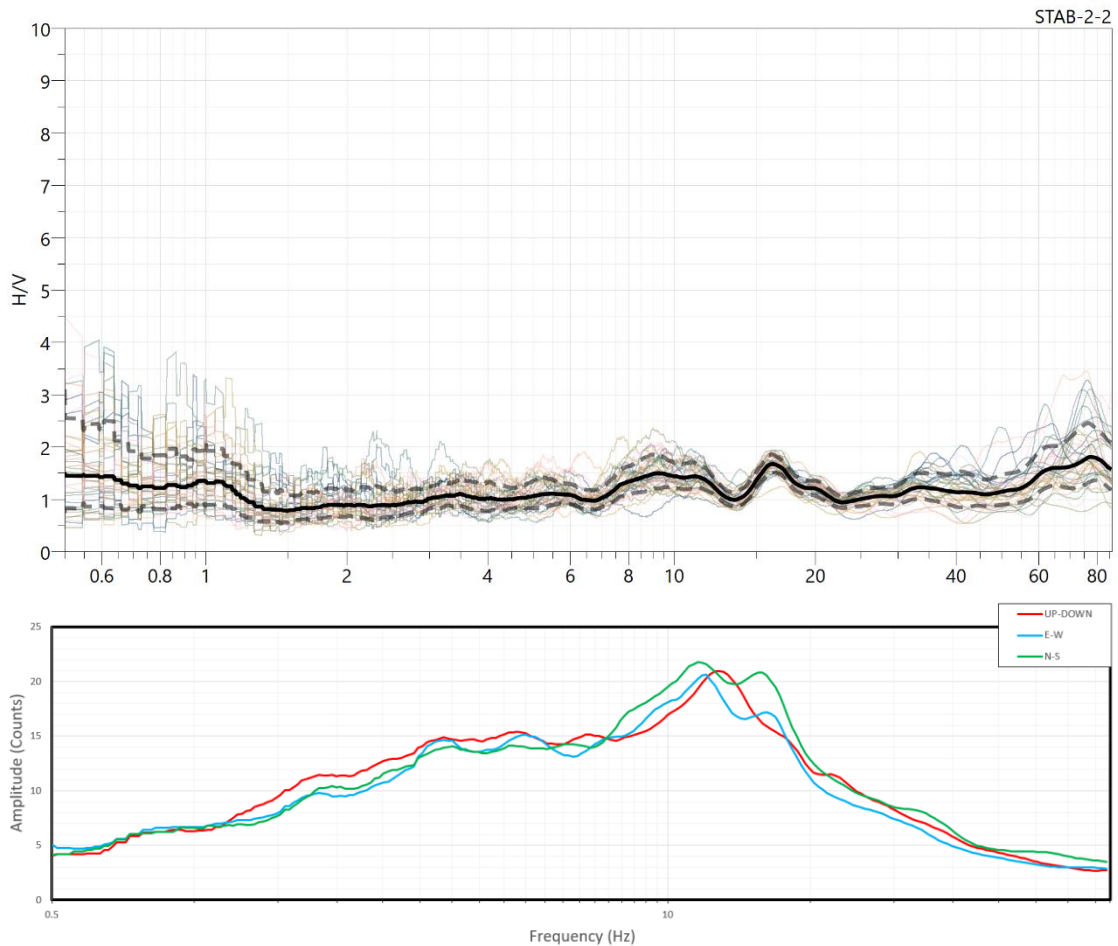
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 64%

Results



HVSR: Stab 2-3

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456701.650

Nord: 4511221.671

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



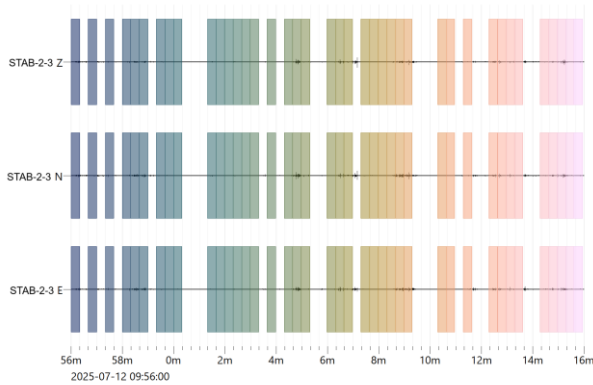
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

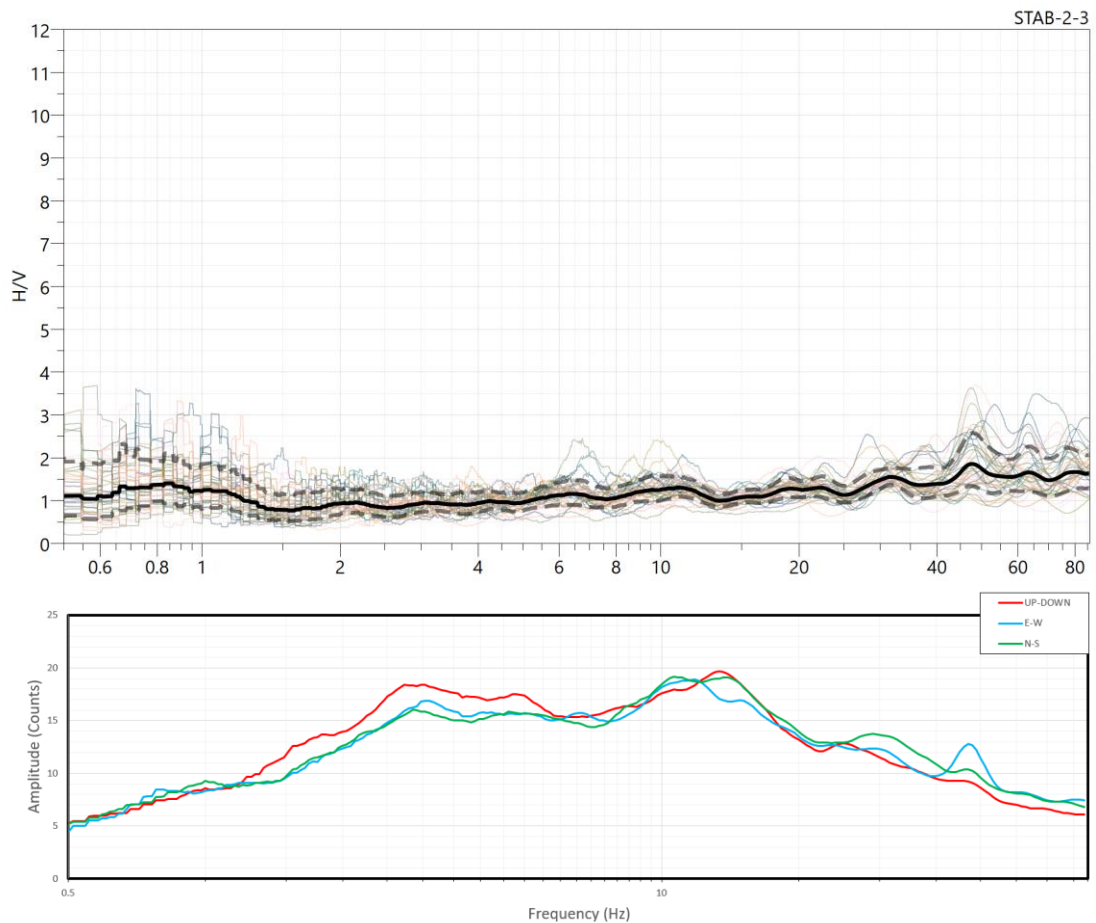
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 66%

Results



HVSR: Stab 2-4

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456723.004

Nord: 4511233.985

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



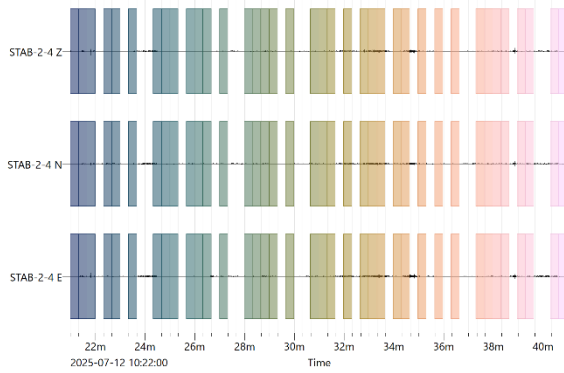
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

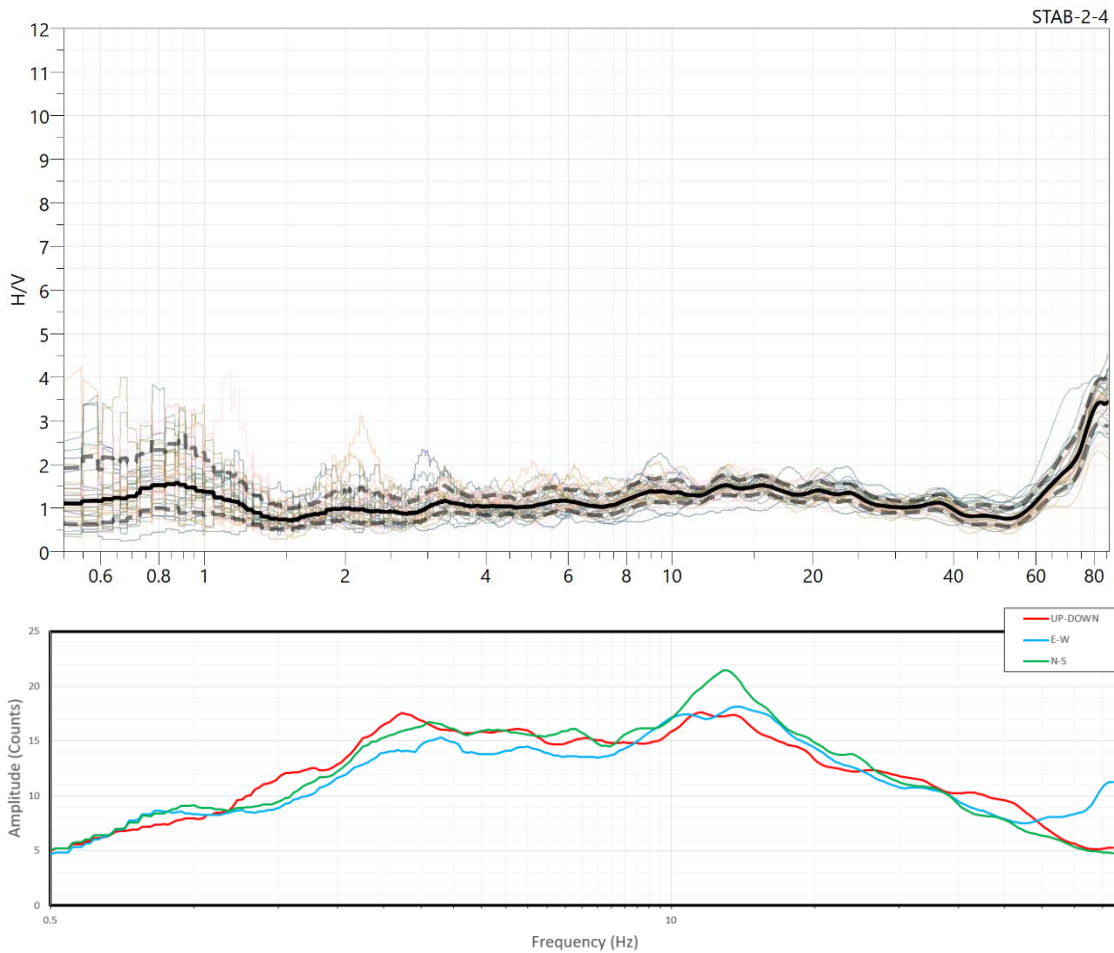
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 64%

Results



HVSR: Stab 2-5

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456741.605

Nord: 4511245.646

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



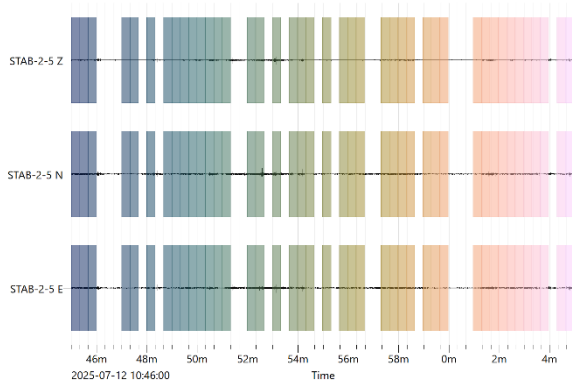
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

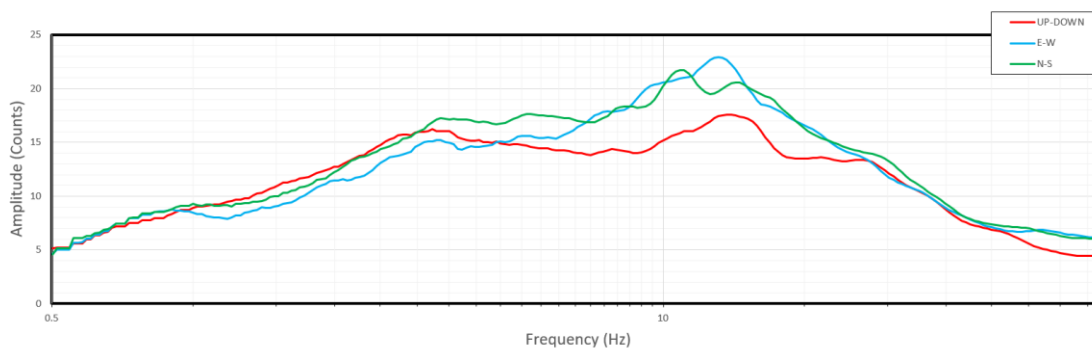
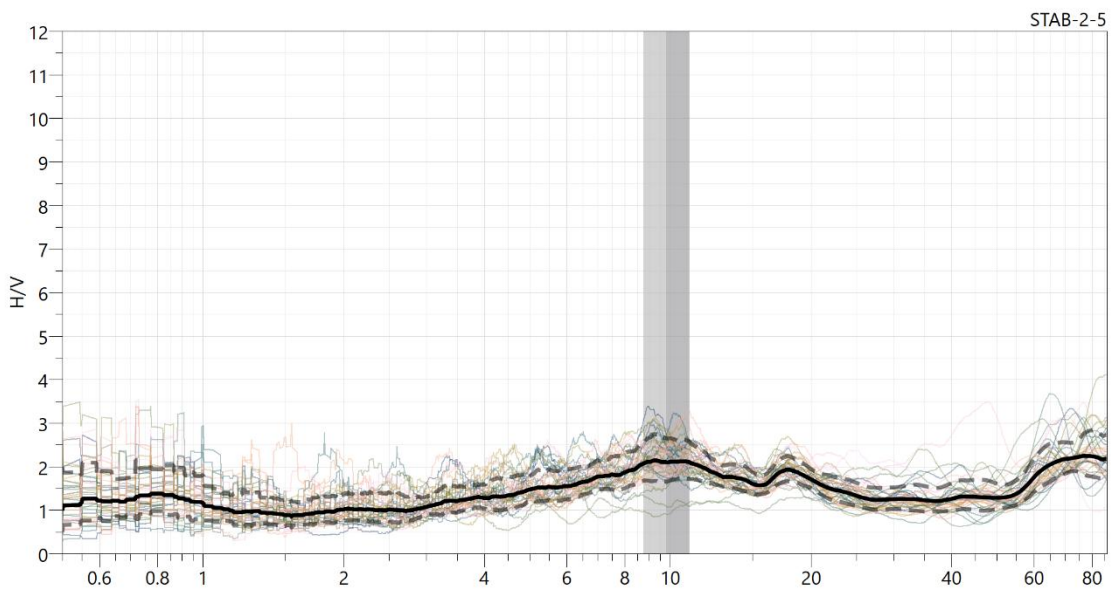
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 70%

Results



HVSR: Stab 3-1

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456592.641

Nord: 4511293.791

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



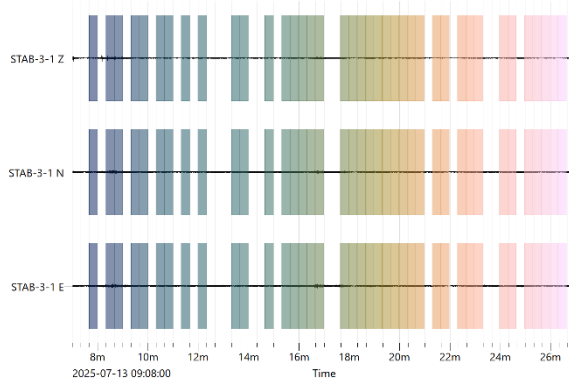
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

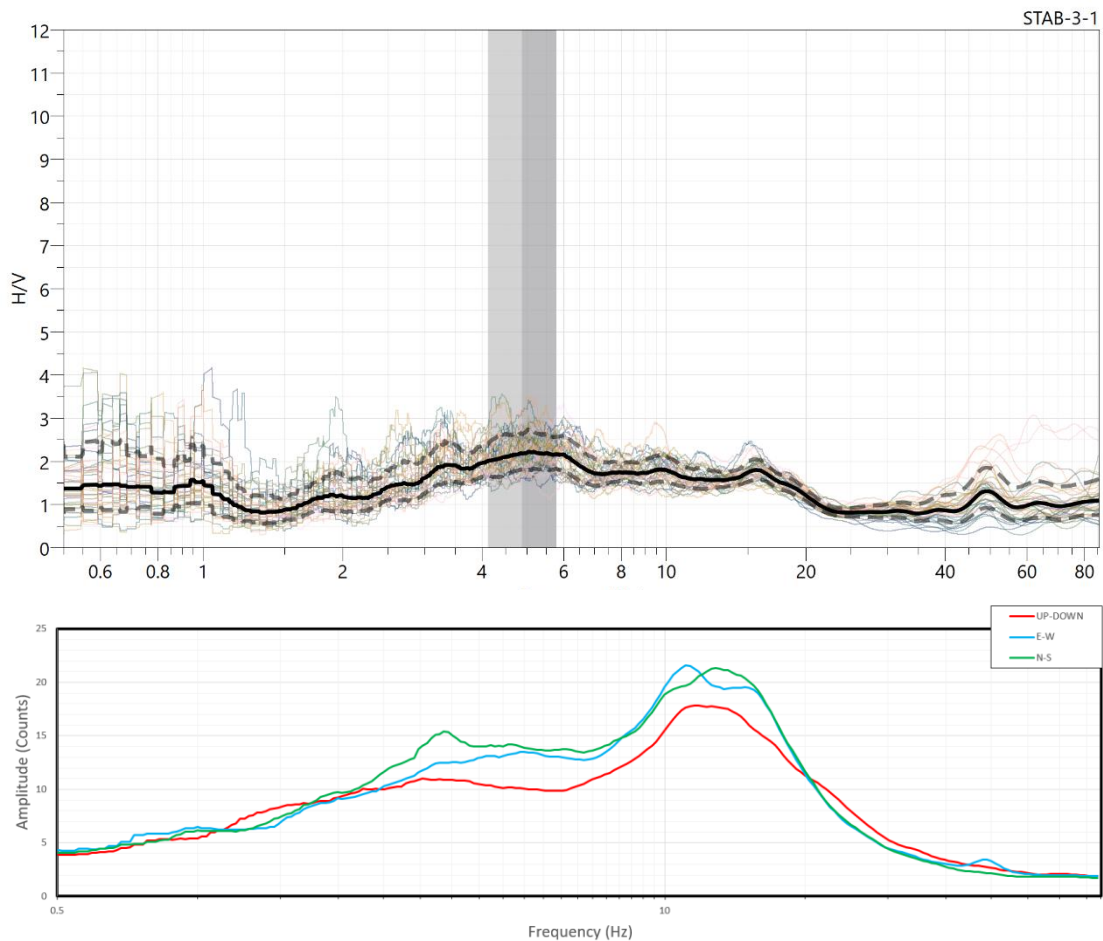
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 66%

Results



HVSR: Stab 3-2

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

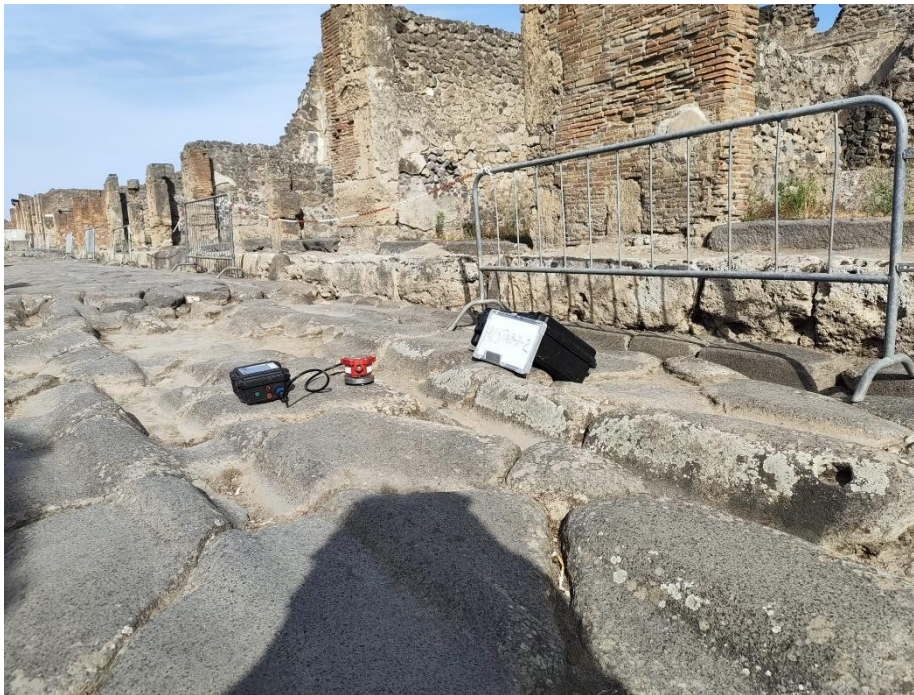
Est: 456607.772

Nord: 4511303.342

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



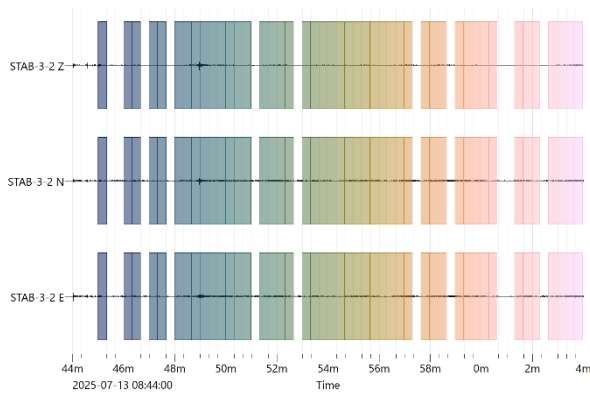
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

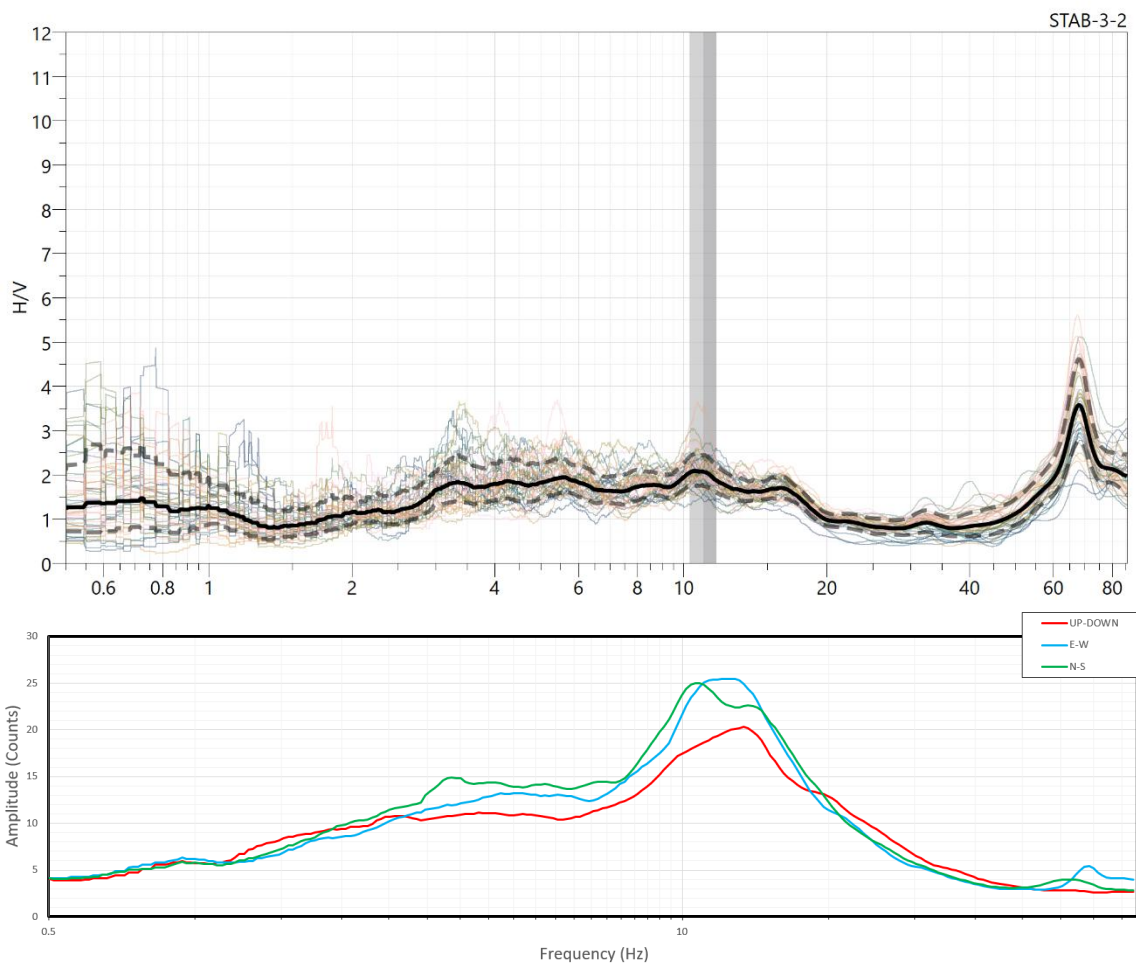
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 76%

Results



HVSR: Stab 3-3

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

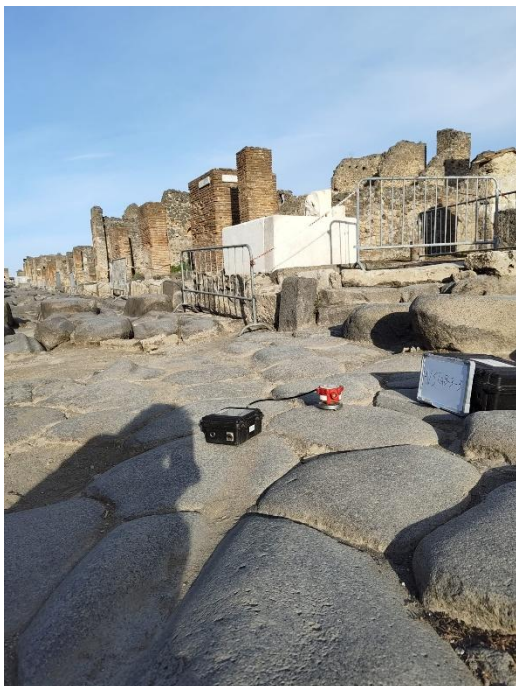
Est: 456623.546

Nord: 4511312.731

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



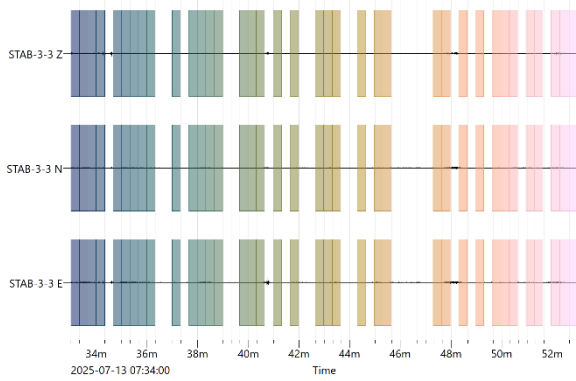
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

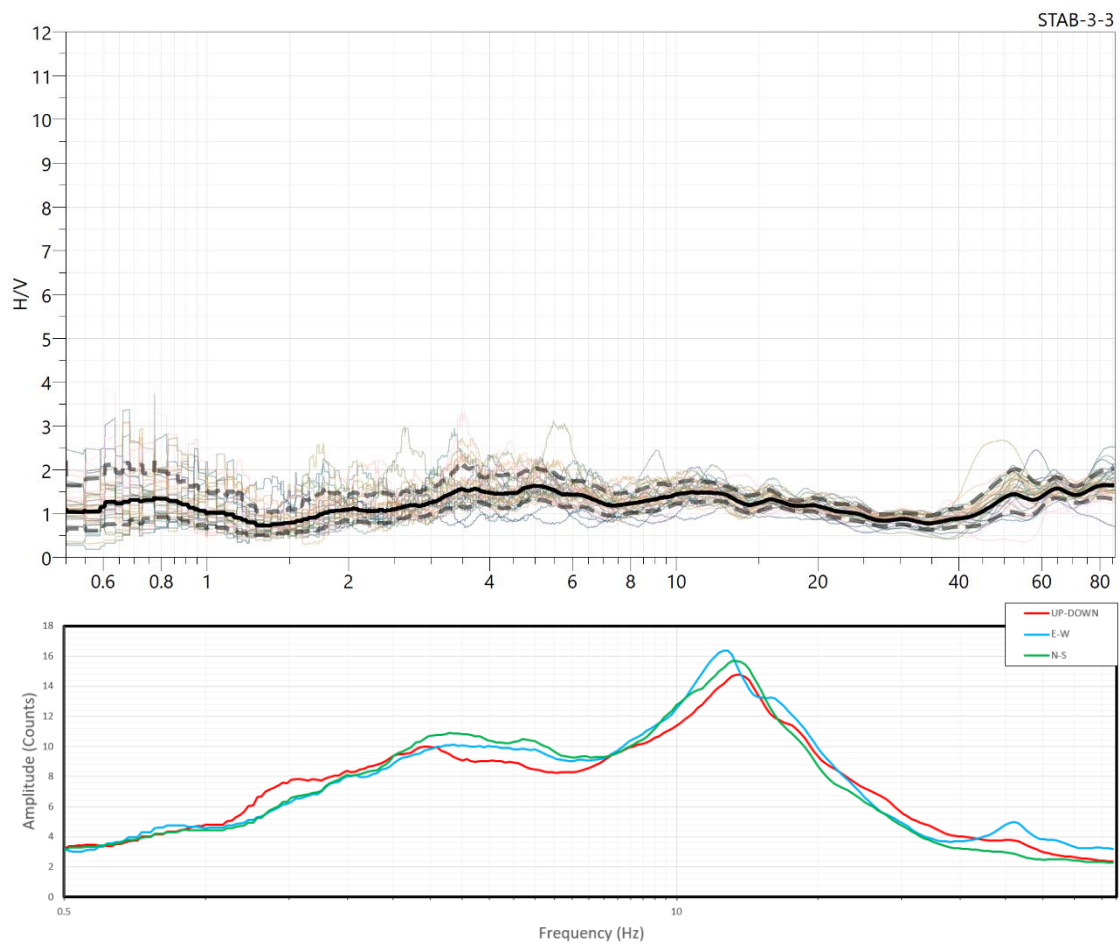
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 62%

Results



HVSR: Stab 3-4

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456643.211

Nord: 4511322.819

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



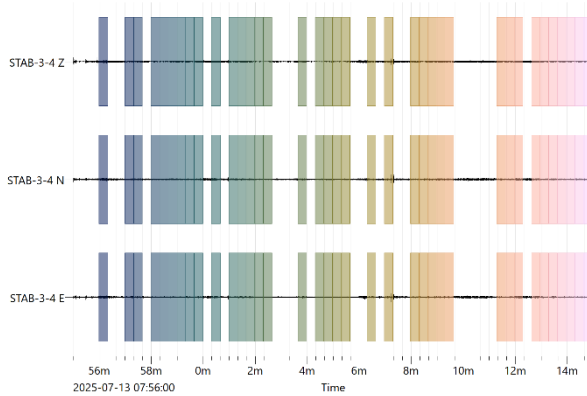
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

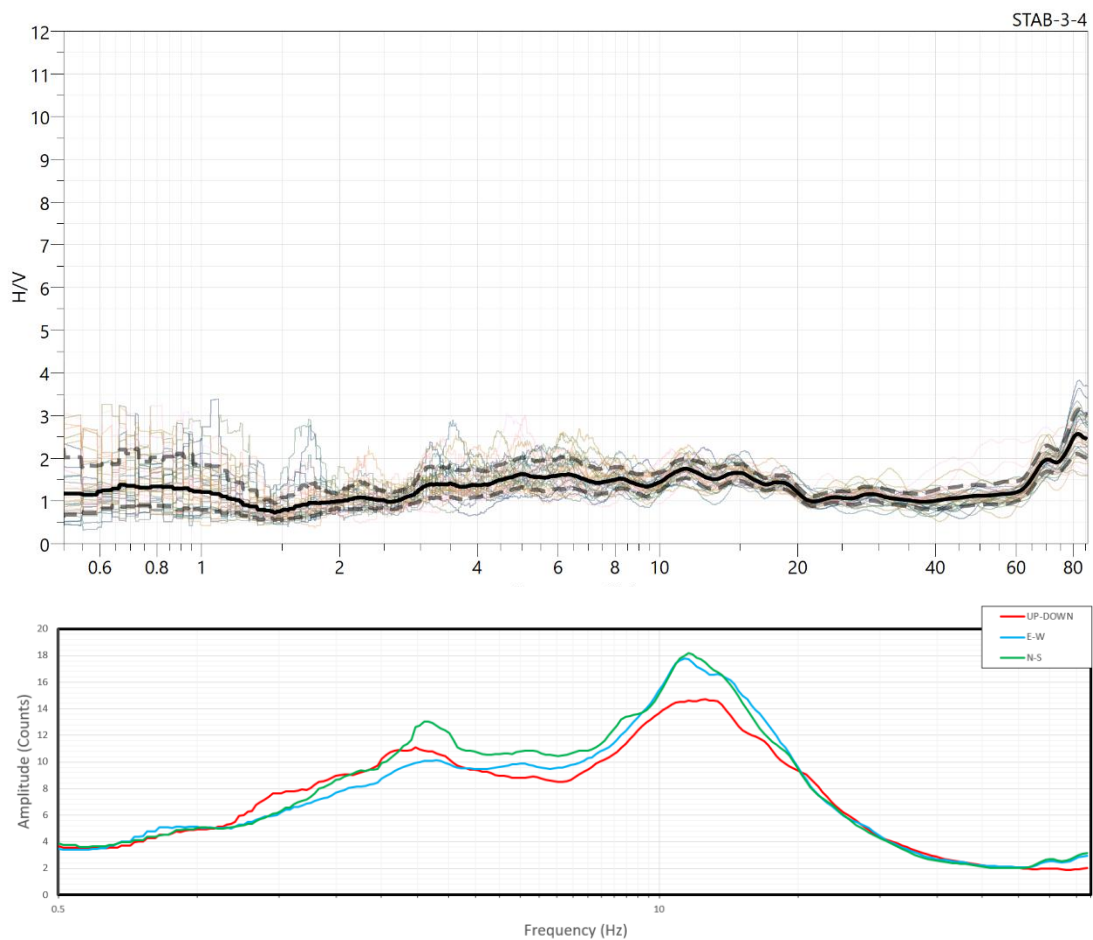
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 61%

Results



HVSR: Stab 3-5

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456661.695

Nord: 4511333.724

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



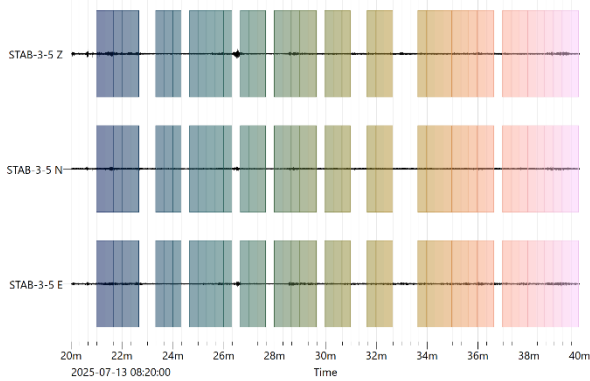
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

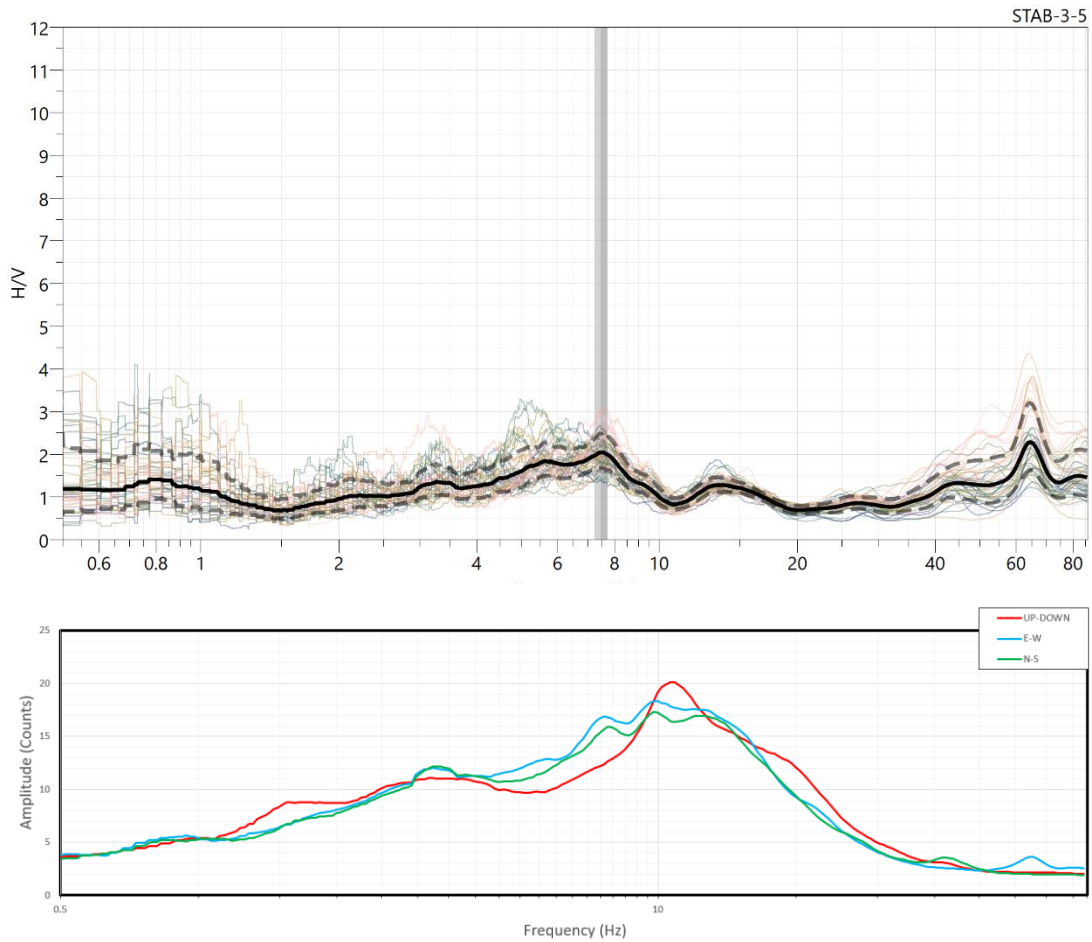
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: Stab 1-1

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456739.852

Nord: 4511096.888

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



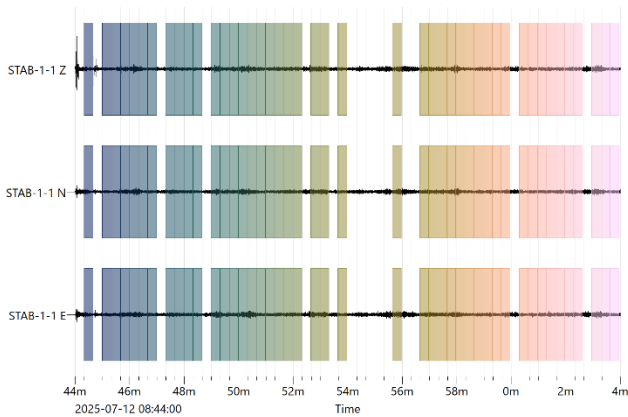
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

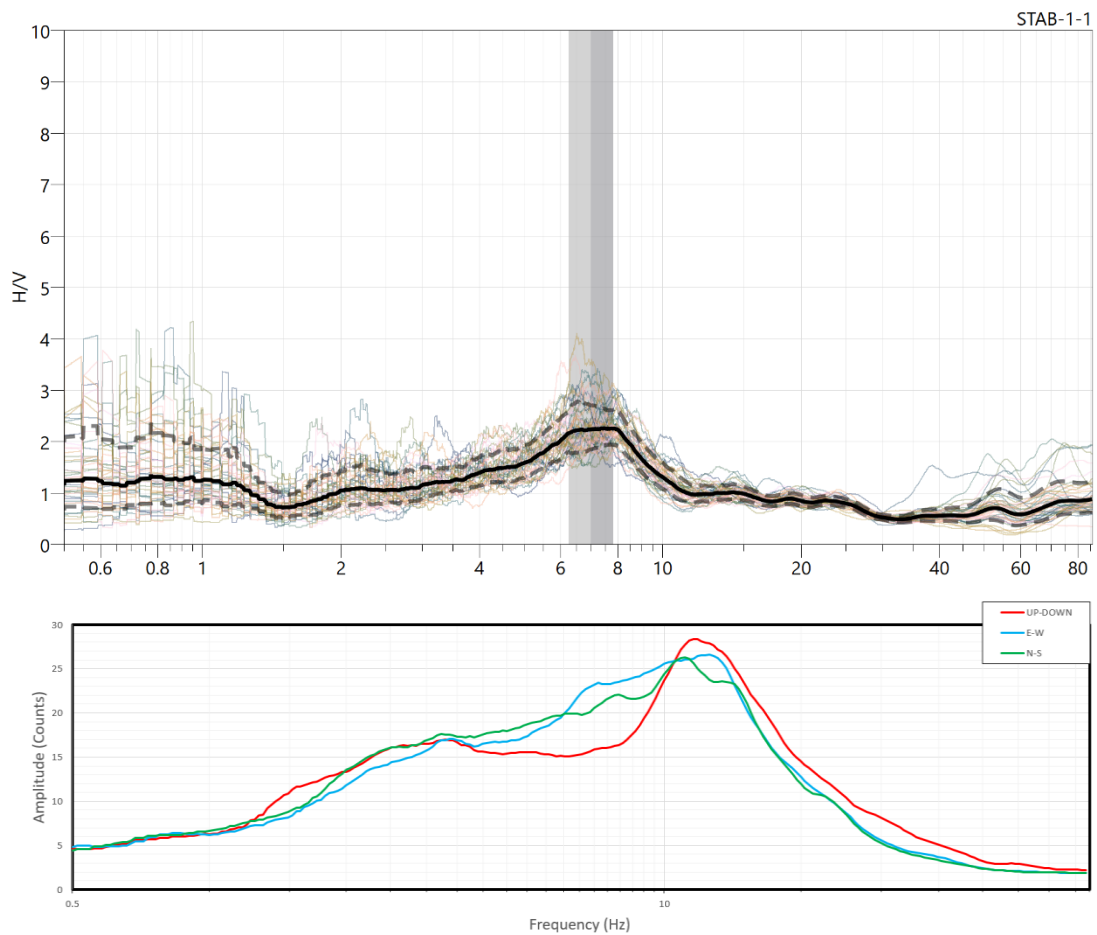
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 75%

Results



HVSR: Stab 1-2

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456762.566

Nord: 4511110.051

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



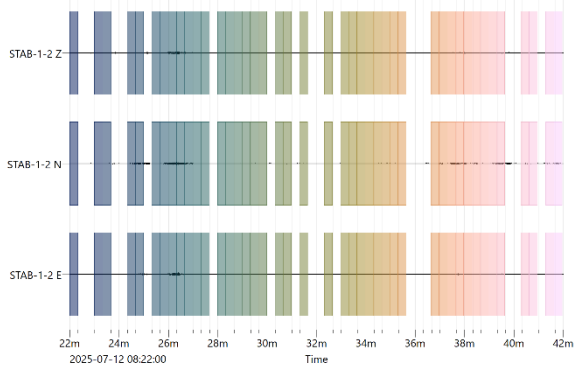
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

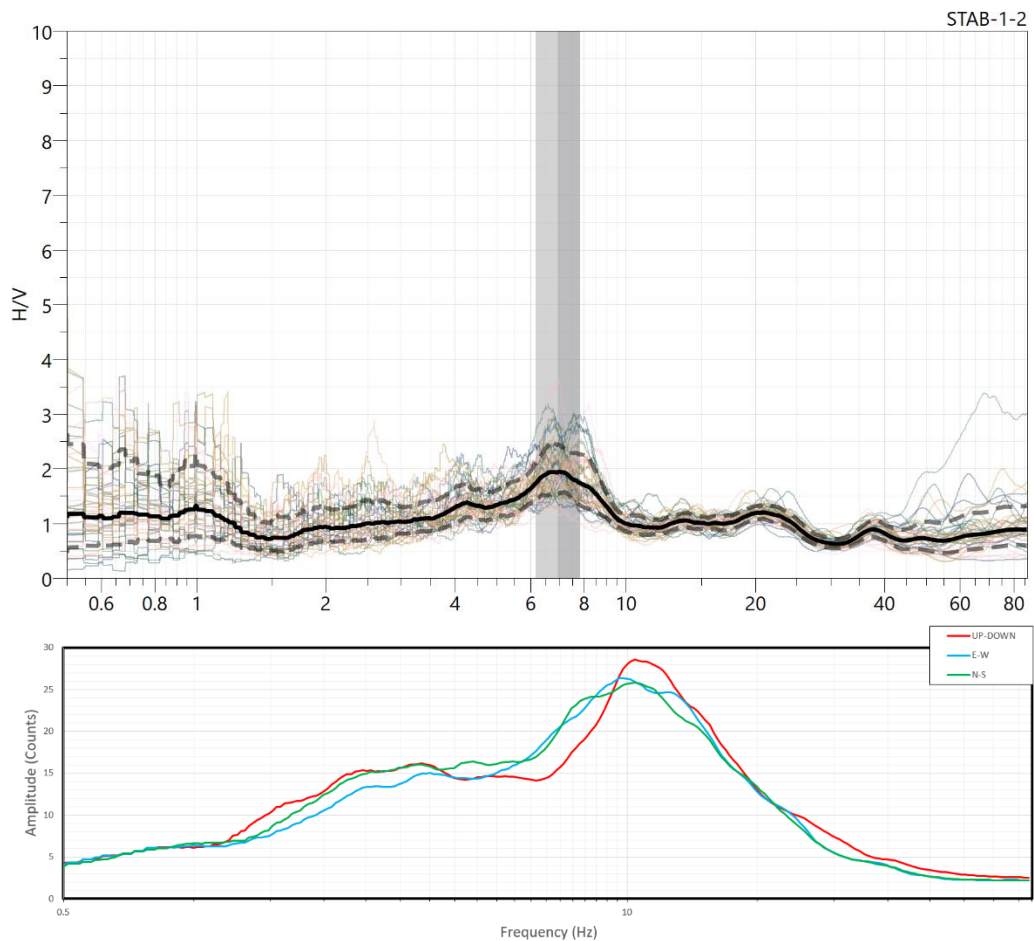
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 71%

Results



HVSR: Stab 1-3

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

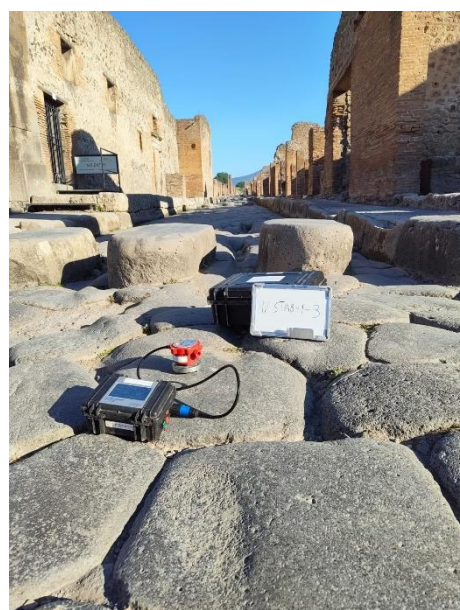
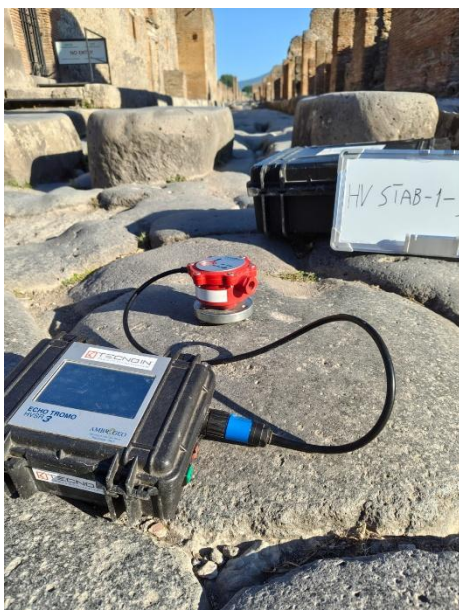
Est: 456786.818

Nord: 4511125.093

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



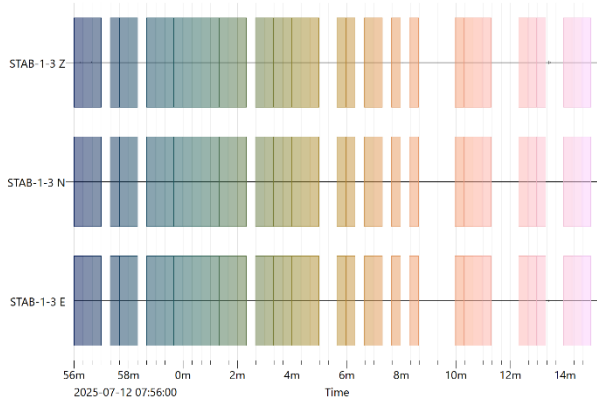
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

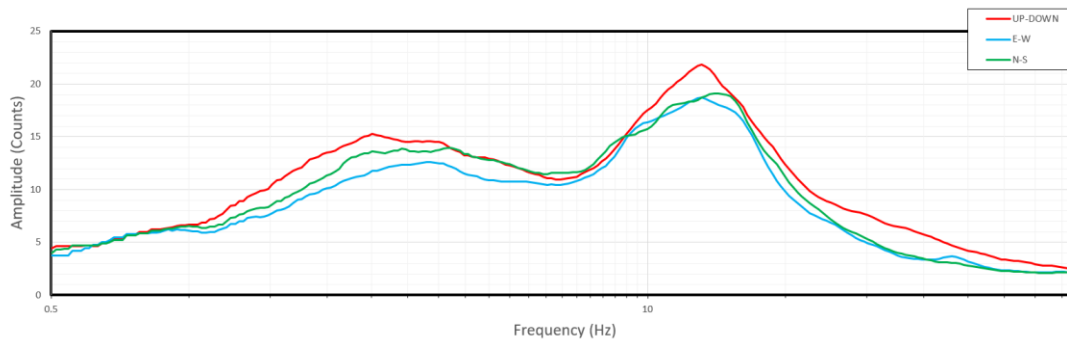
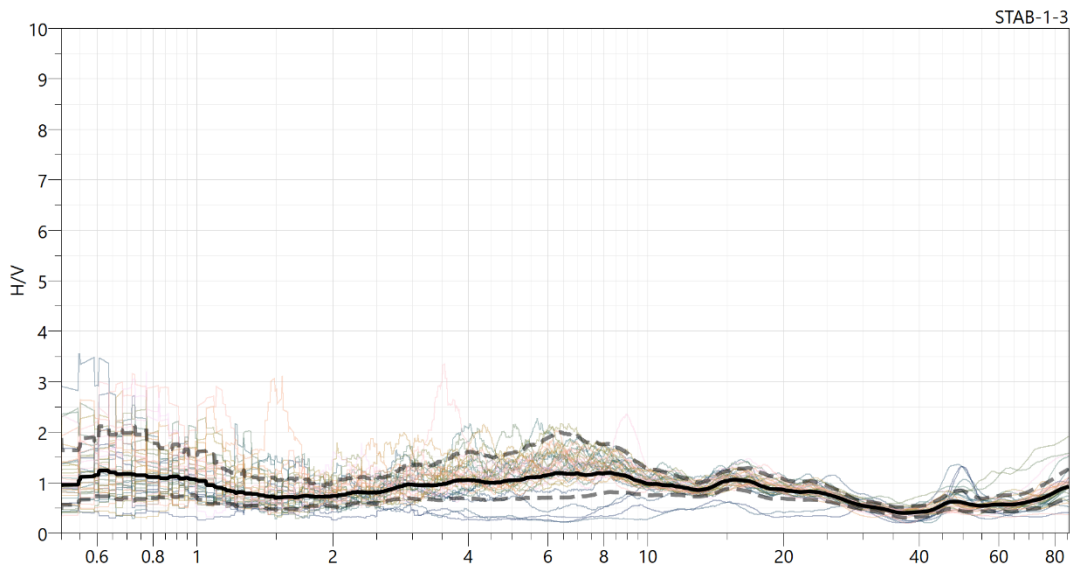
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 66%

Results



HVSR: Stab 1-4

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456805.221

Nord: 4511138.515

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



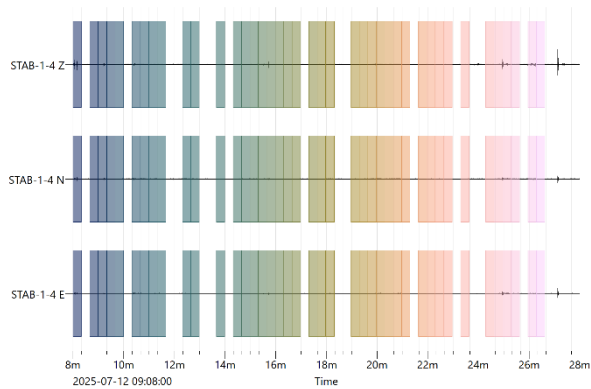
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

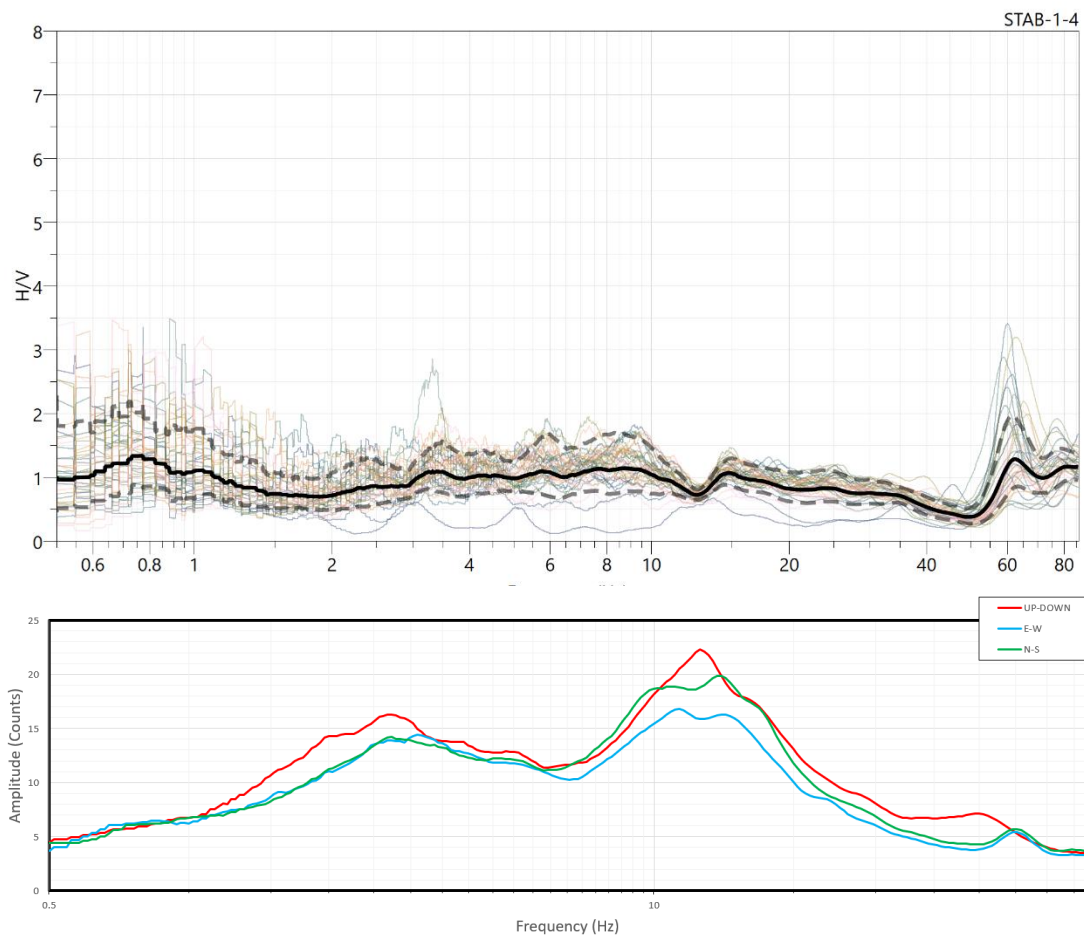
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 68%

Results



HVSR: Stab 1-5

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456824.108

Nord: 4511149.032

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



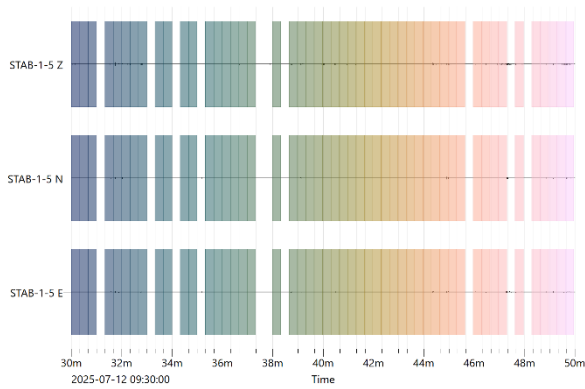
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

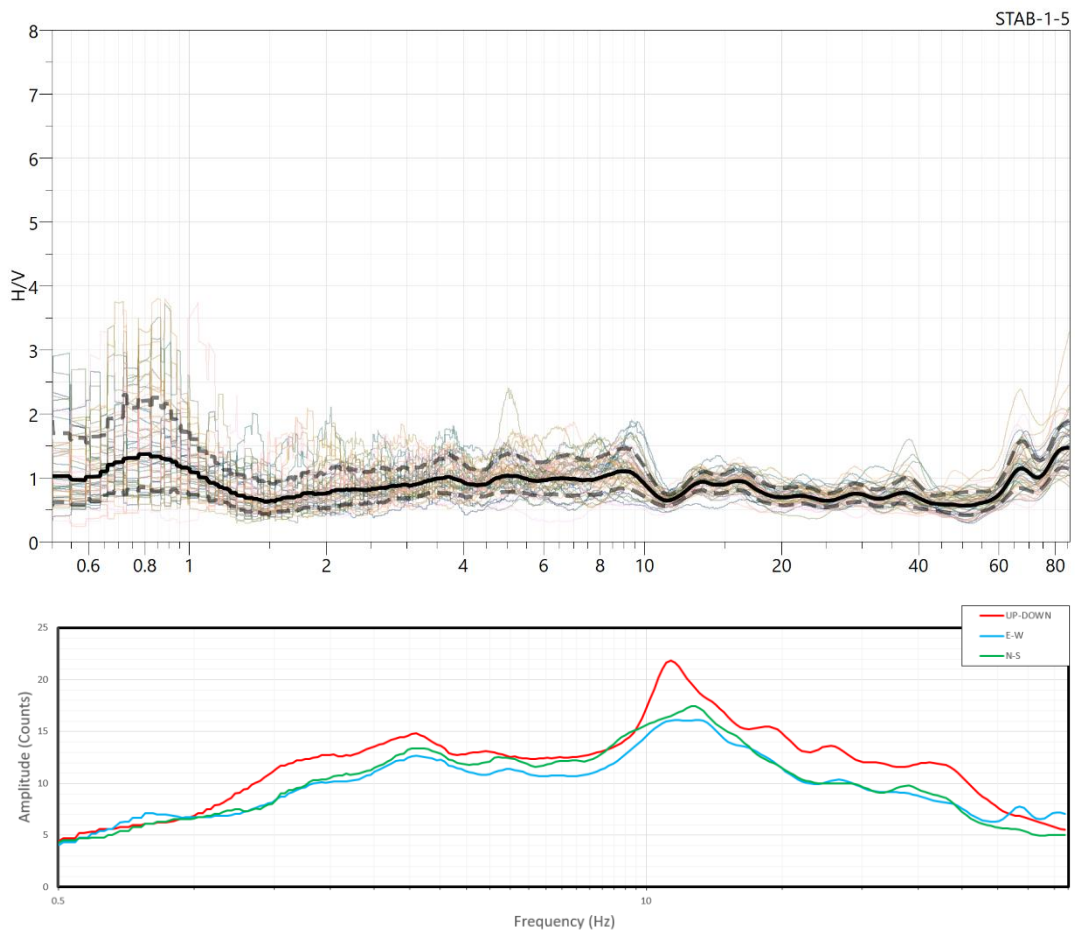
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 82%

Results



HVSR: Stab 2-1

Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Est: 456666.558

Nord: 4511199.916

Location

Archaeological Park of Pompeii

Instrument location



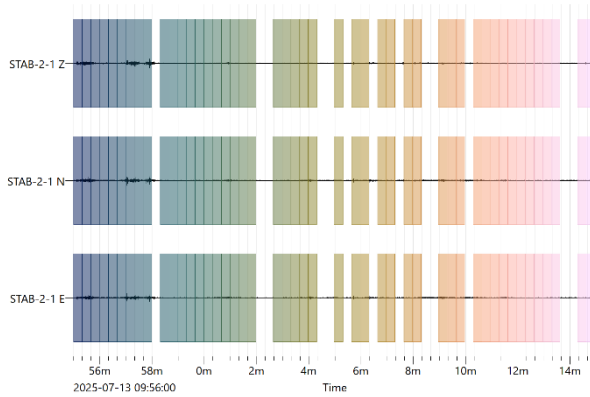
Data processing

Time recording: 20 m

Windows length: 20 s

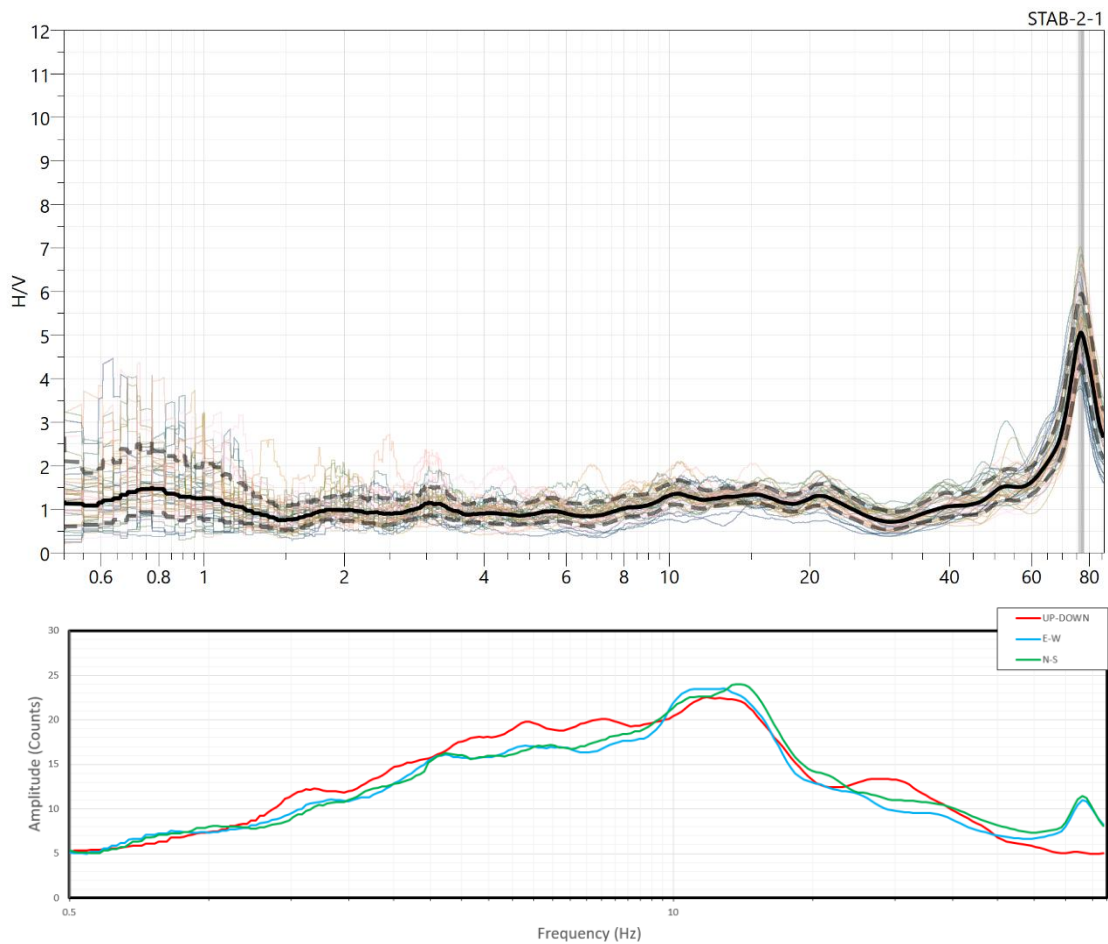
Tapering: Cosine Window

Smoothing: Triangular Window - 10%



Percentage of signal analysed: 78%

Results

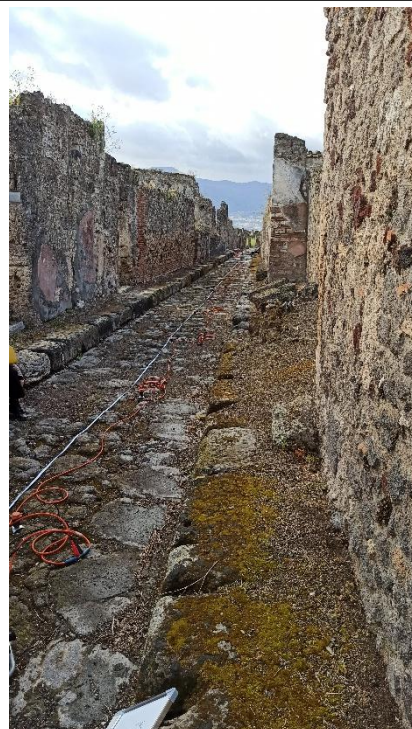
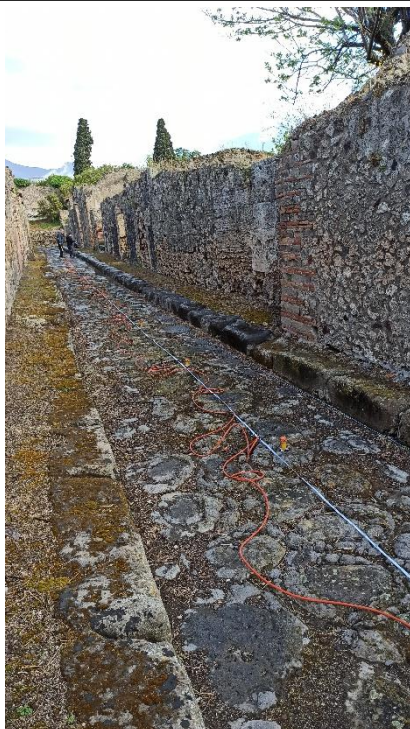


MASW 1

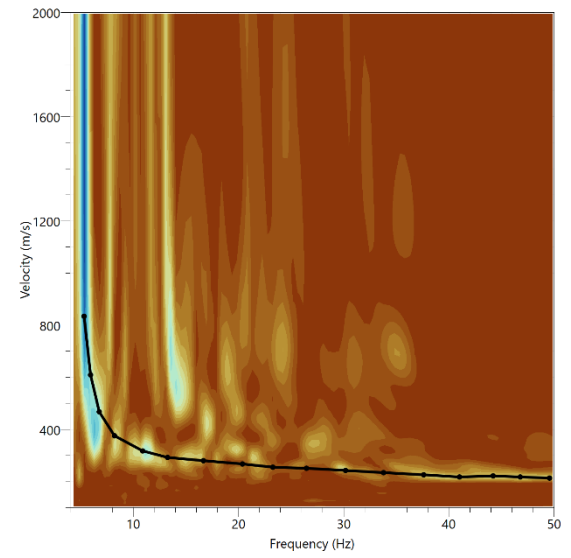
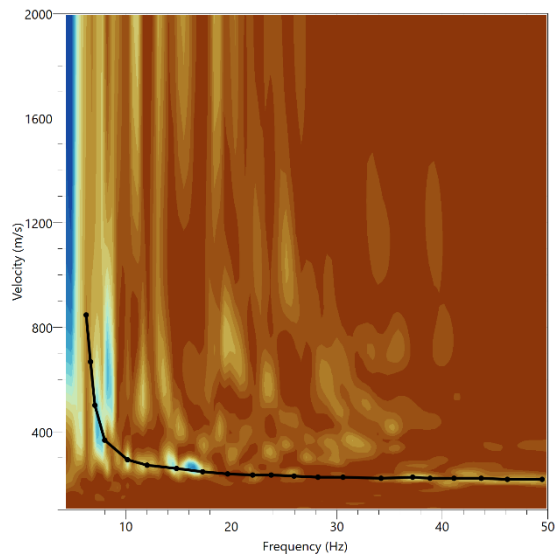
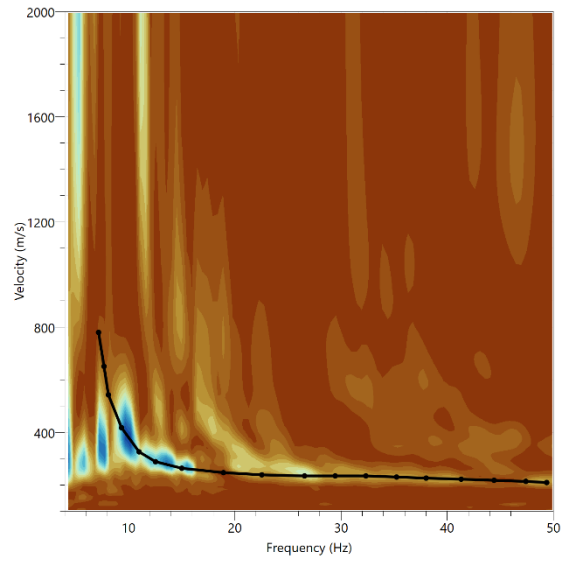
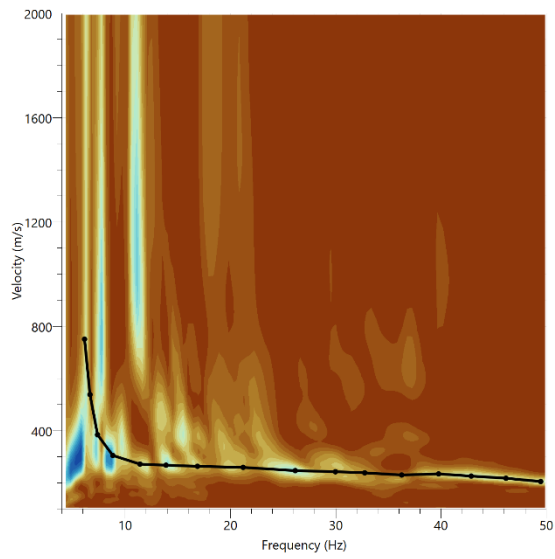
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	456310.886	4511339.328	41.04
GEOPHONE 24	456340.65	4511277.108	40.56

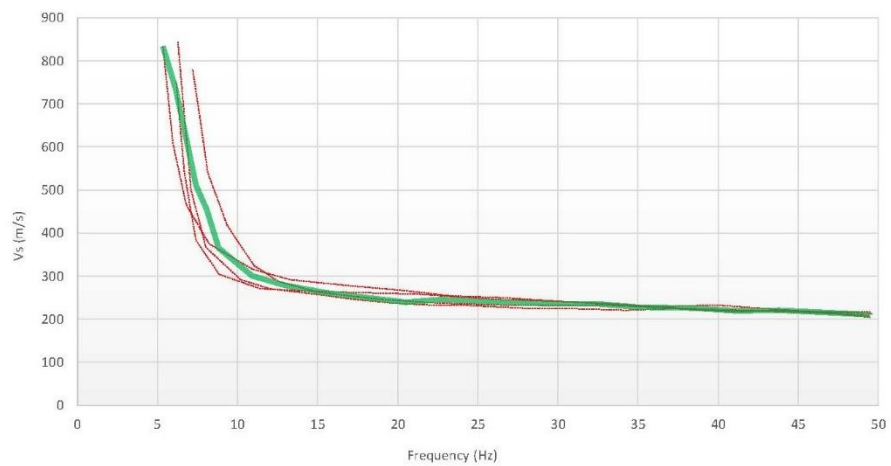
Instruments location



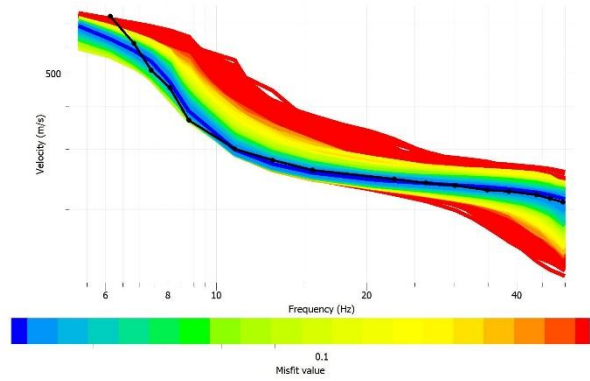
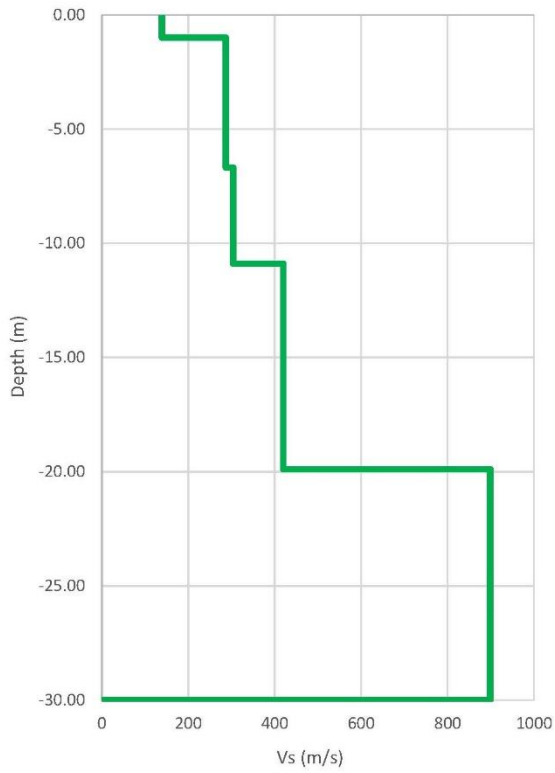
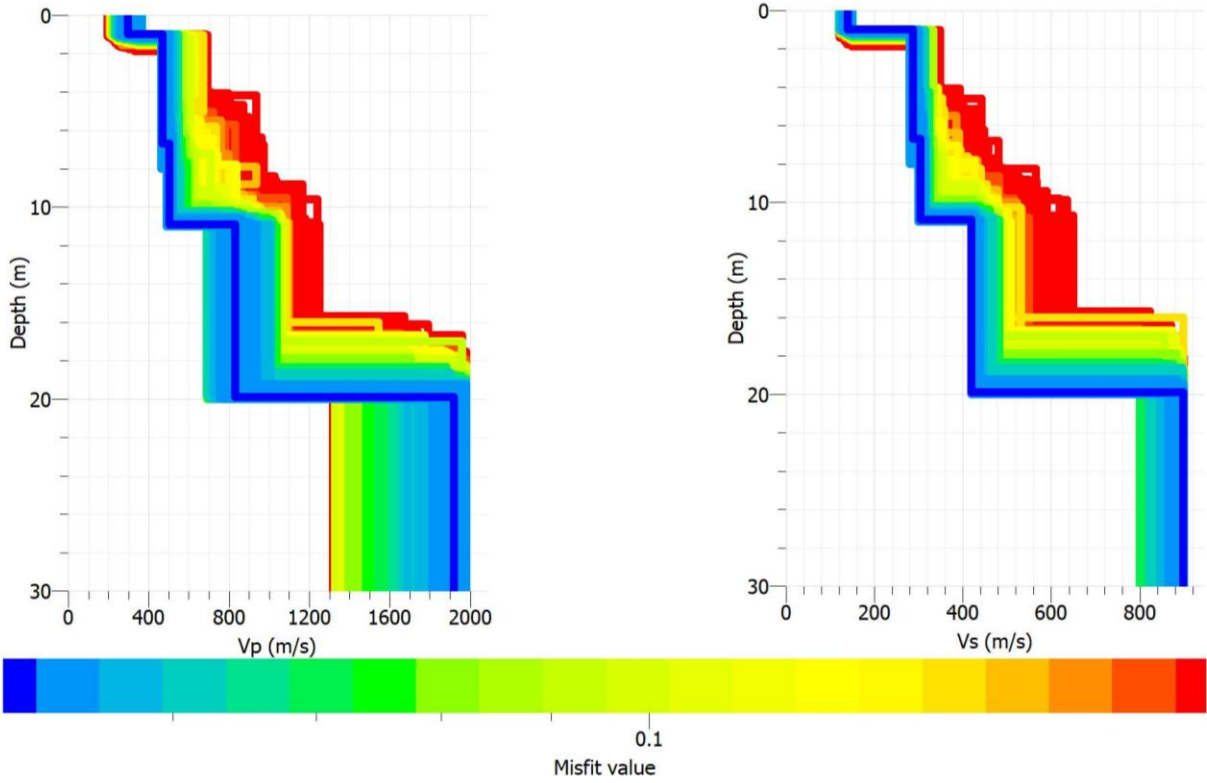
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
1.00	1.00	139.35
5.68	6.68	286.96
4.21	10.89	303.67
9.00	19.90	420.00
10.10	30.00	898.94

MASW 2

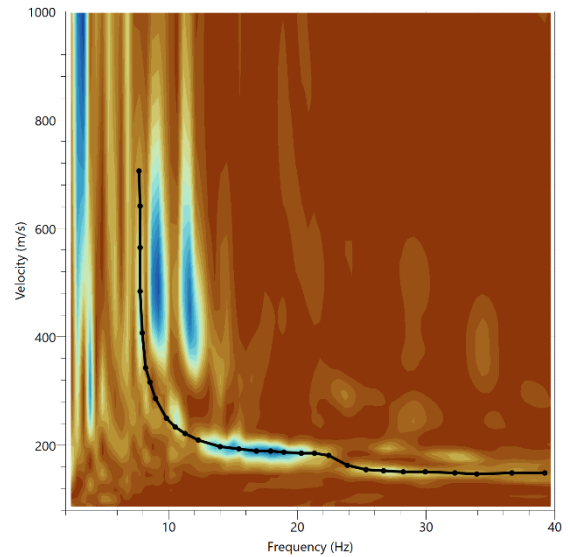
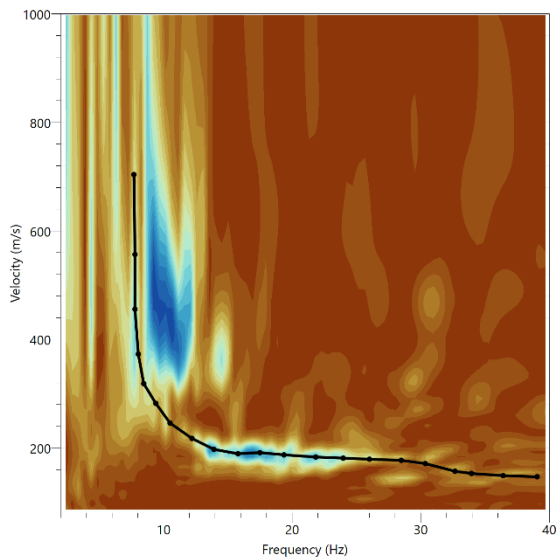
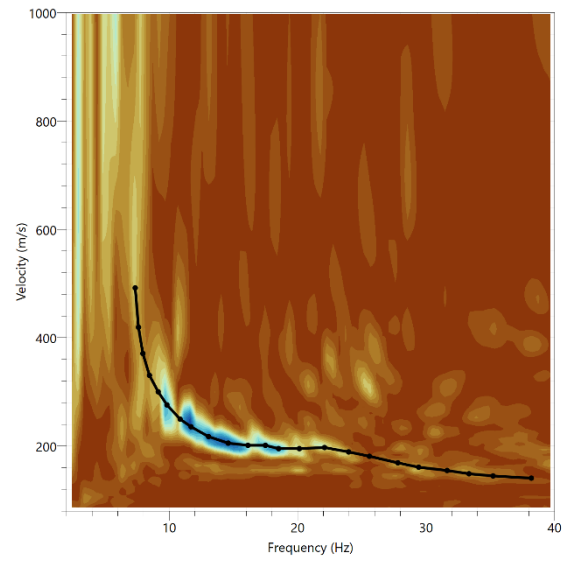
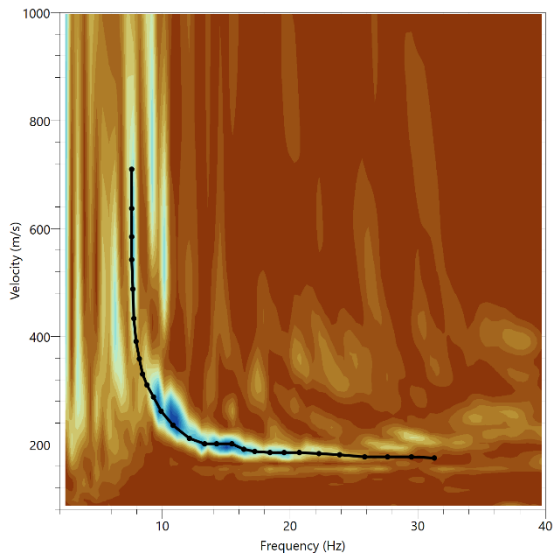
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEPHONE 1	456927.264	4511368.763	34.67
GEPHONE 24	456997.099	4511382.813	33.06

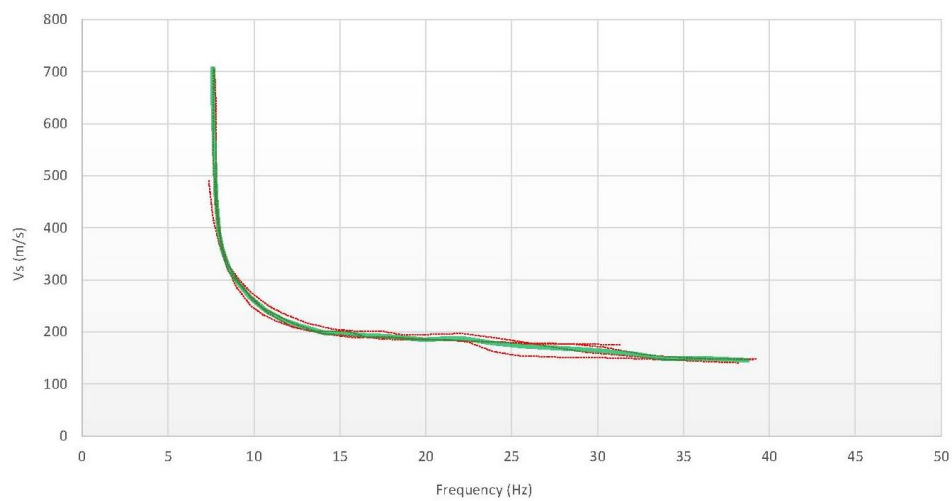
Instruments location



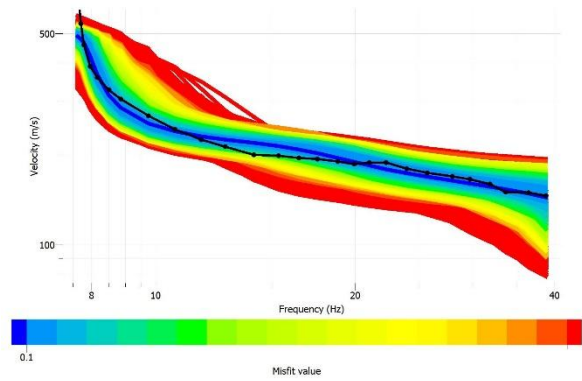
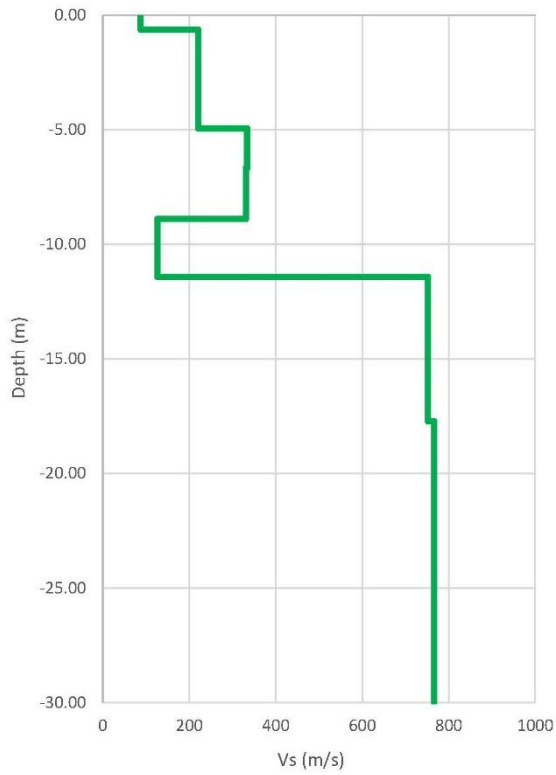
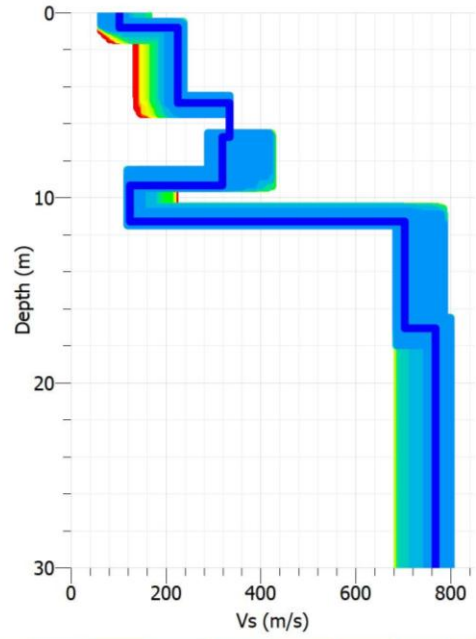
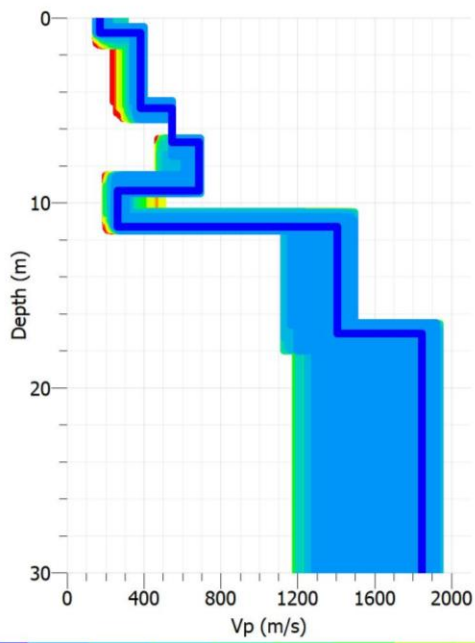
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
0.62	0.62	87.87
4.31	4.94	220.52
1.73	6.67	334.00
2.22	8.89	331.35
2.53	11.42	126.48
6.32	17.74	752.51
12.26	17.74	766.29

MASW 3

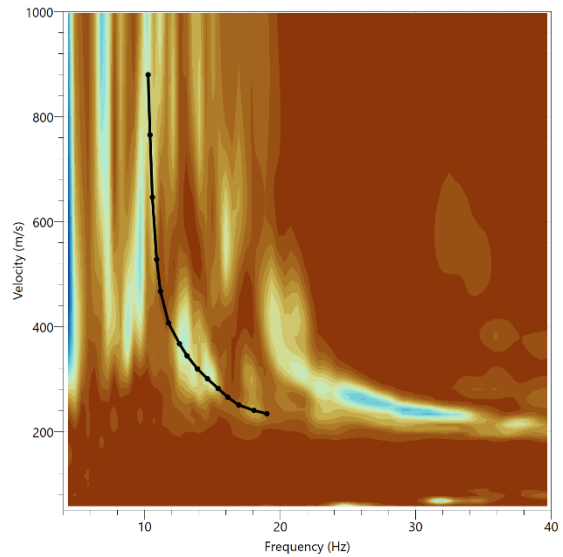
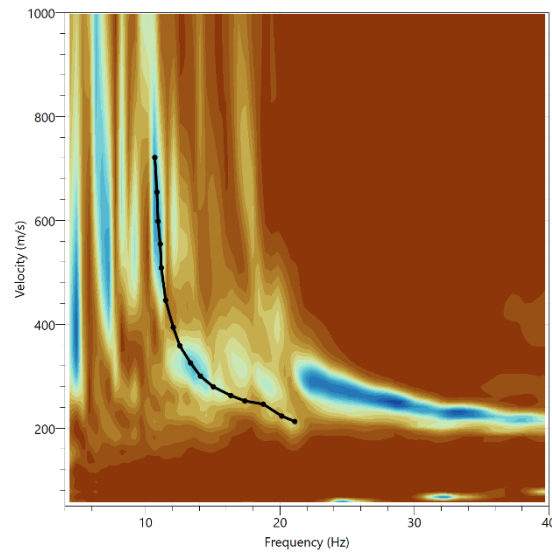
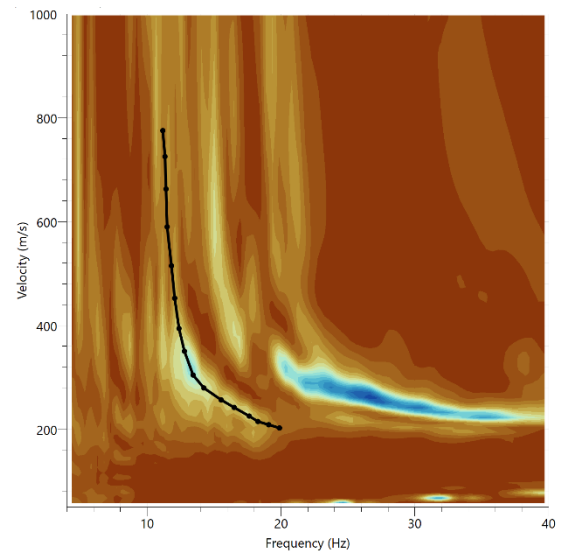
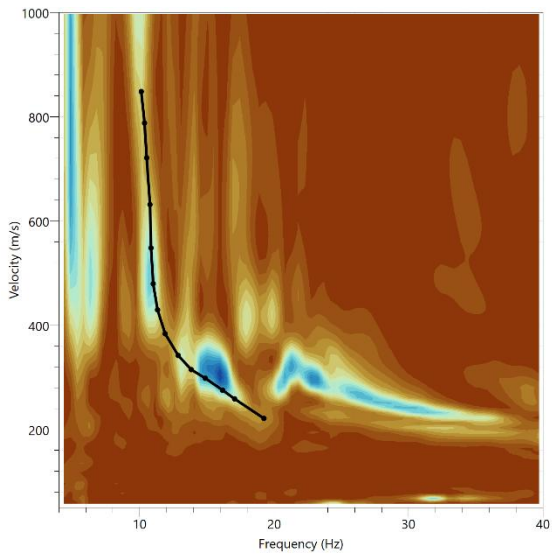
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	456870.557	4511458.122	29.25
GEOPHONE 24	456928.66	4511494.753	26.69

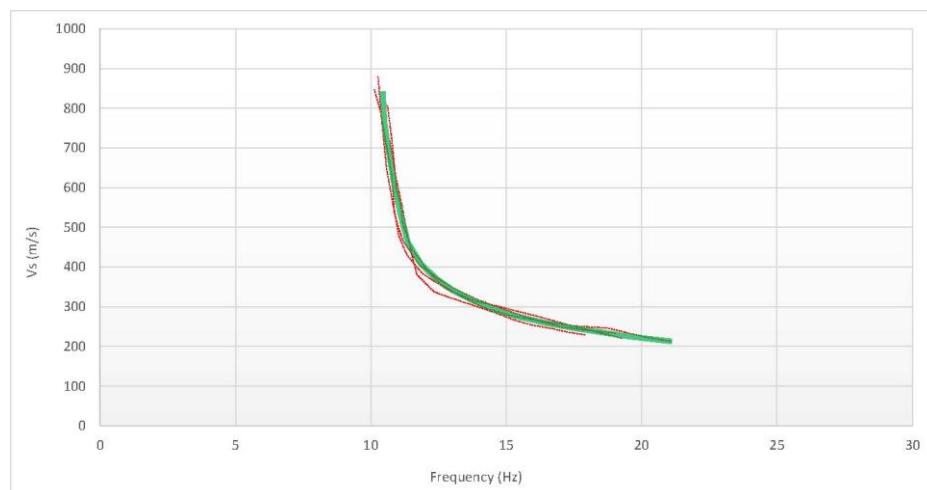
Instruments location



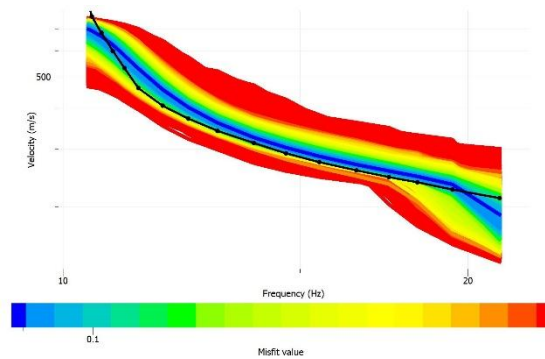
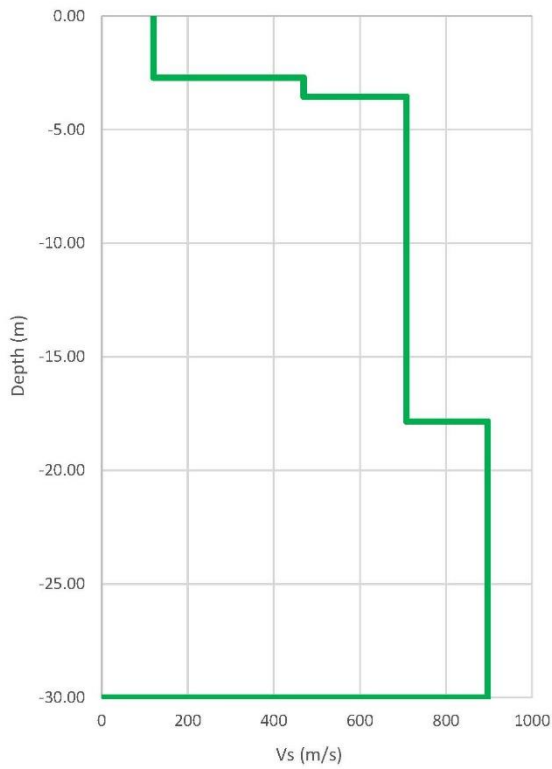
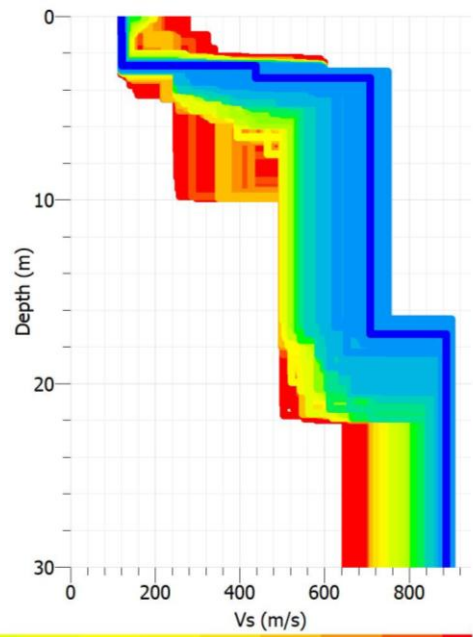
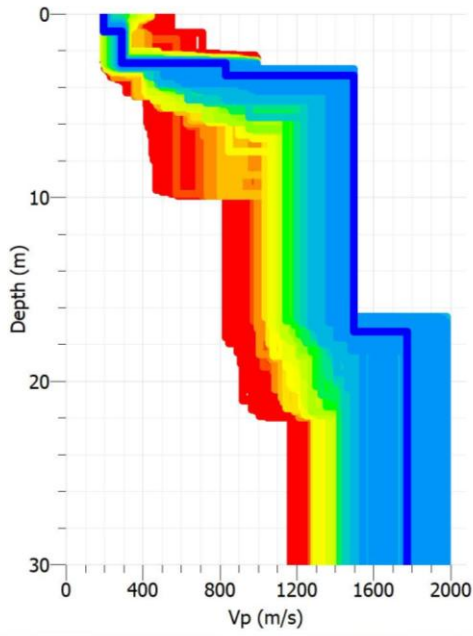
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
0.92	0.92	120.49
1.78	2.70	120.00
0.85	3.55	469.56
14.29	17.84	708.61
12.16	30.00	897.08

MASW 4

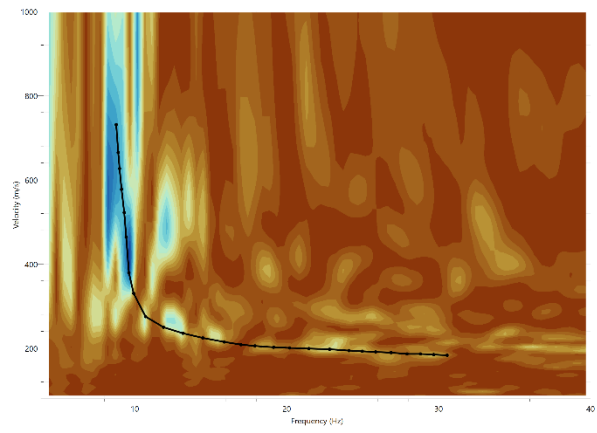
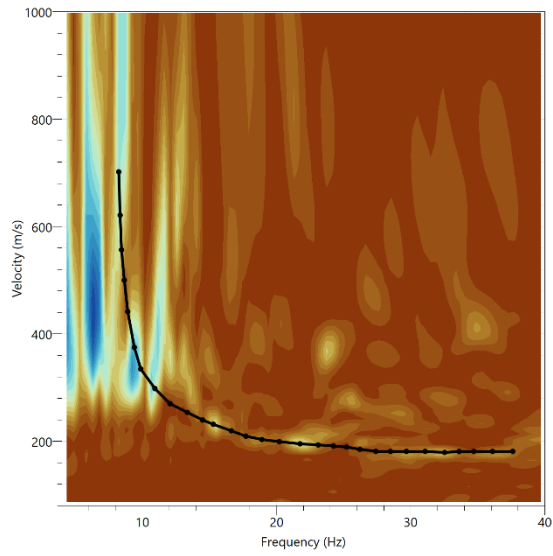
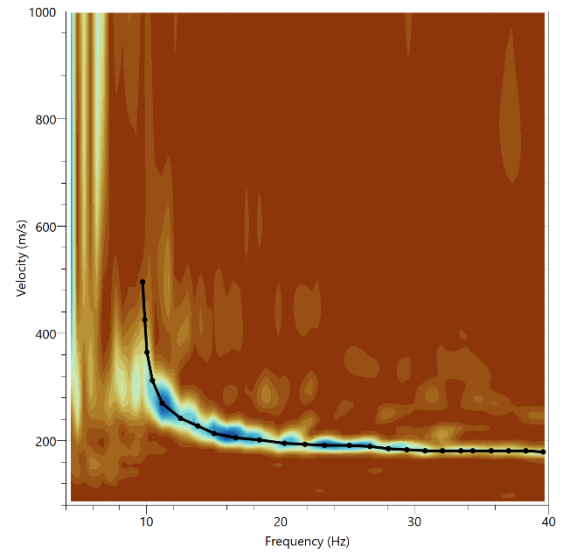
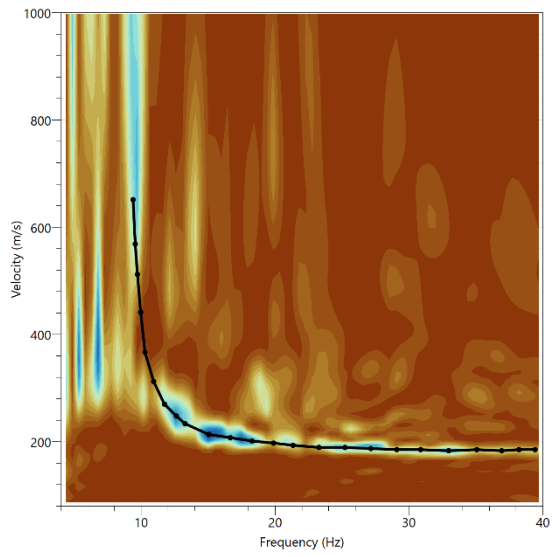
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	456529.14	4511018.995	32.46
GEOPHONE 24	456502.349	4511082.68	33.33

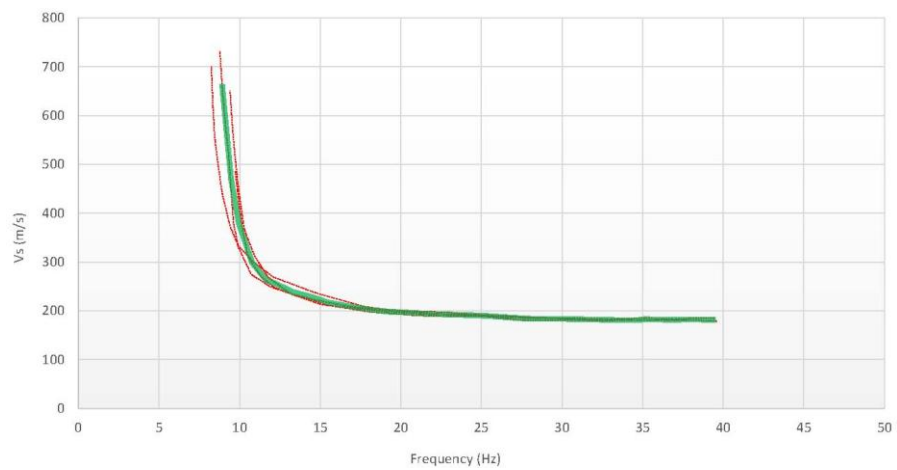
Instruments location



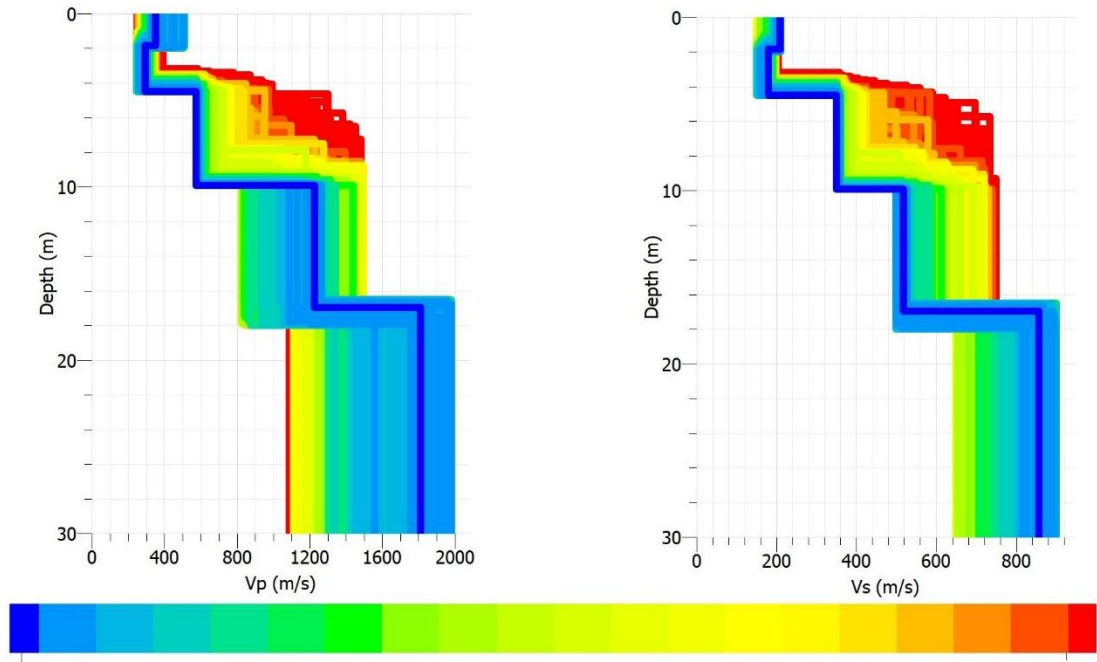
Dispersion curves obtained



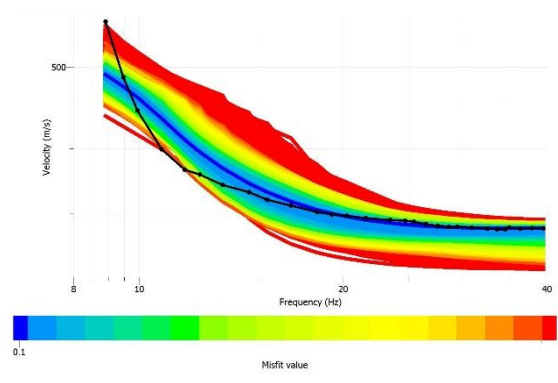
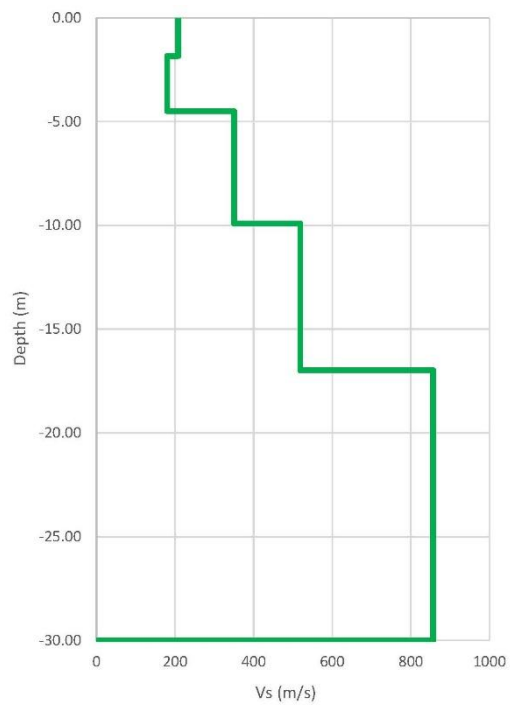
Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Misfit value



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
1.84	1.84	208.59
2.65	4.49	180.28
5.41	9.90	350.00
7.08	16.98	518.58
13.02	30.00	857.12

MASW 5

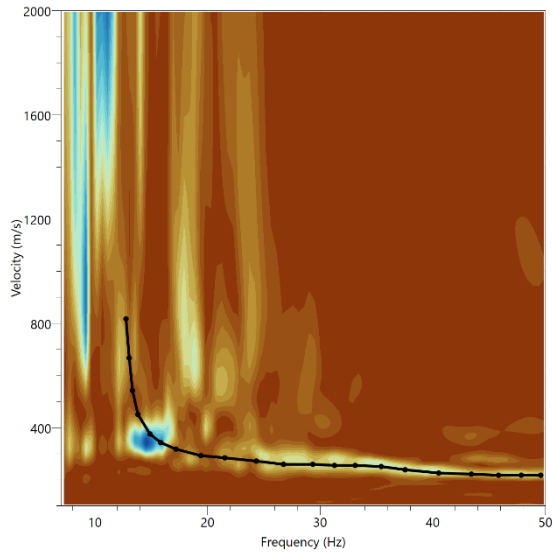
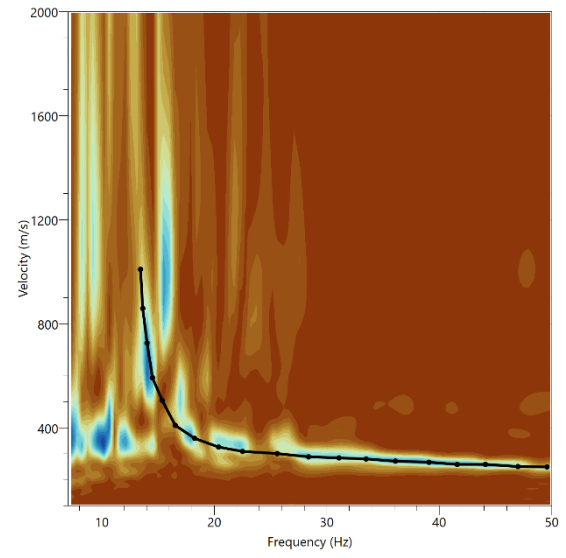
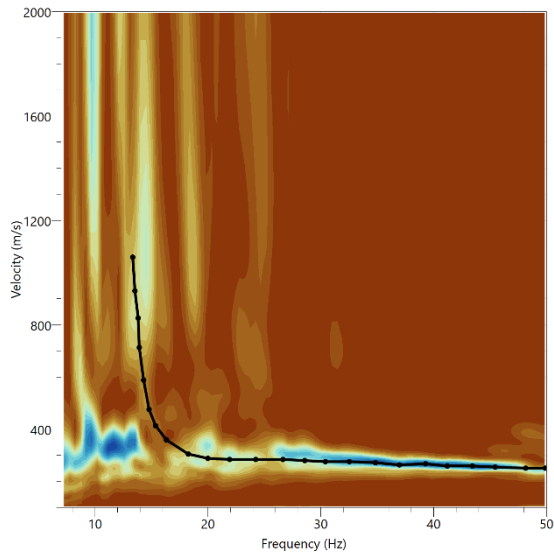
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	456738.758	4511178.293	26.47
GEOPHONE 24	456691.725	4511232.784	29.14

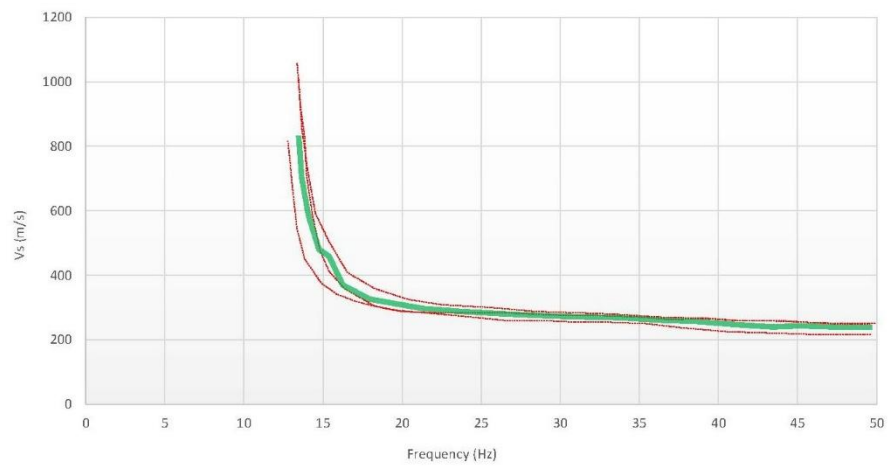
Instruments location



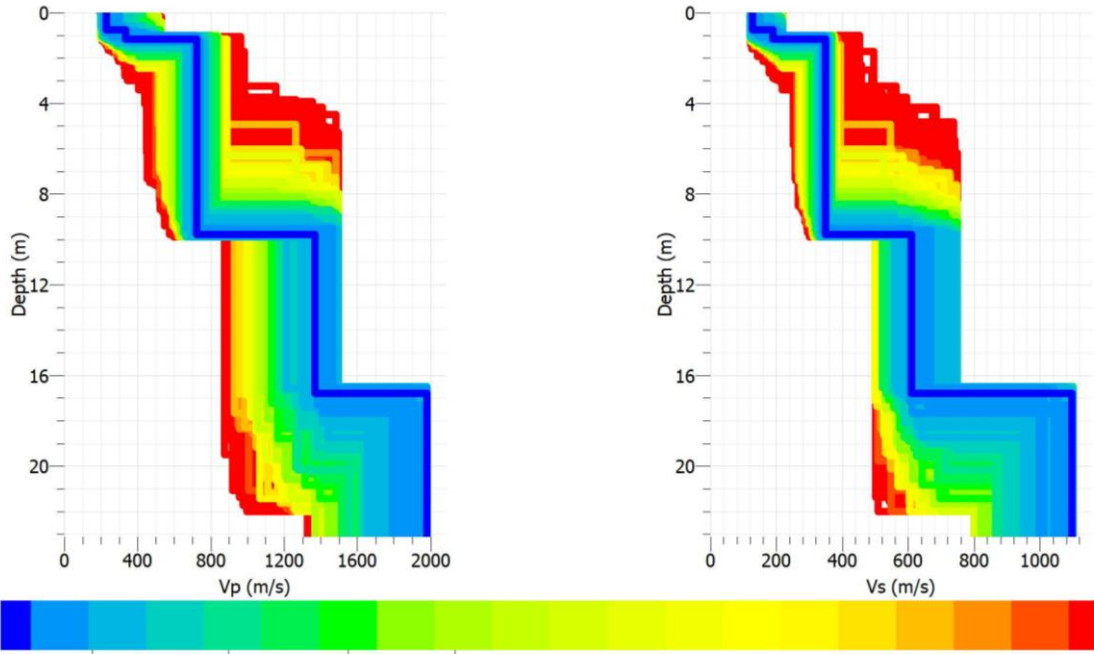
Dispersion curves obtained



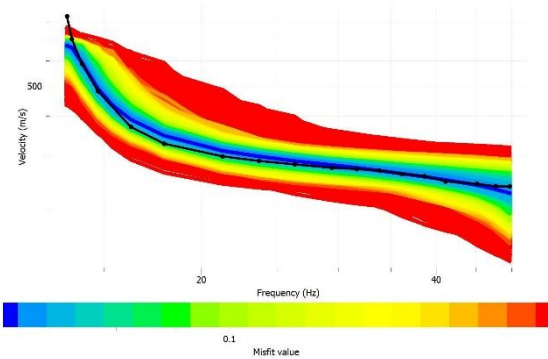
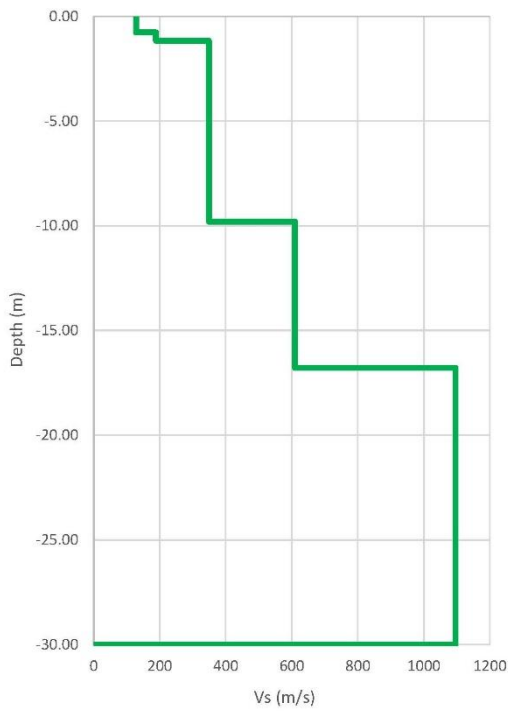
Average dispersion curves obtained



Final Vs model



0.1
Misfit value



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
0.77	0.77	128.24
0.39	1.16	189.07
8.64	9.80	348.67
6.98	16.79	609.89
13.21	30.00	1096.50

MASW 6

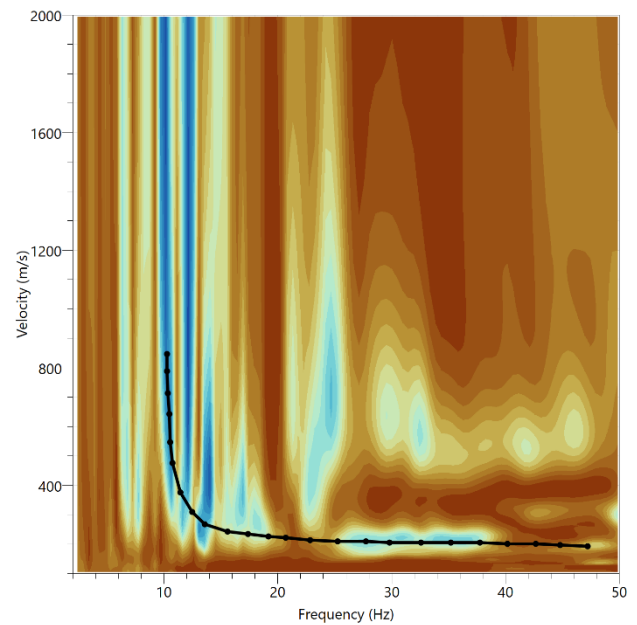
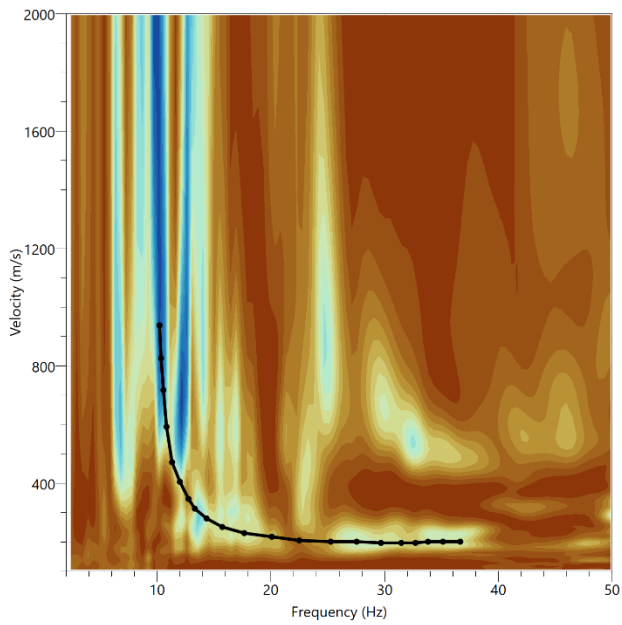
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEPHONE 1	456884.54	4511009.916	13.48
GEPHONE 24	456840.225	4511062.295	19.023

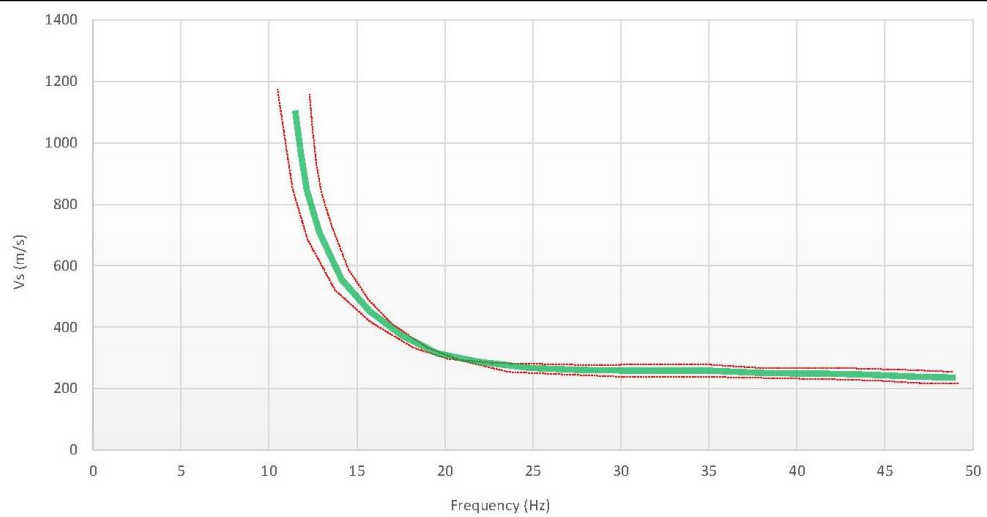
Instruments location



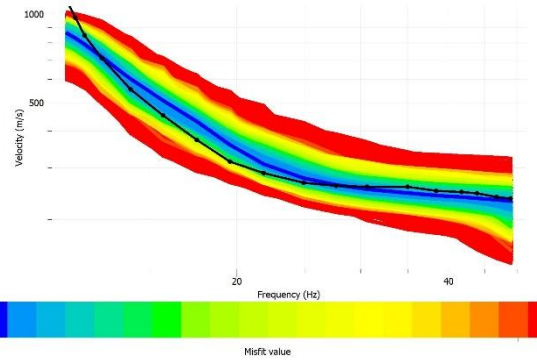
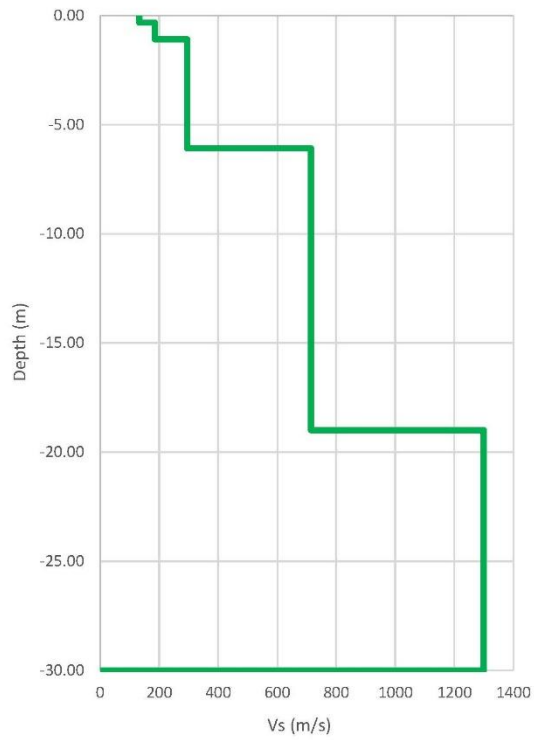
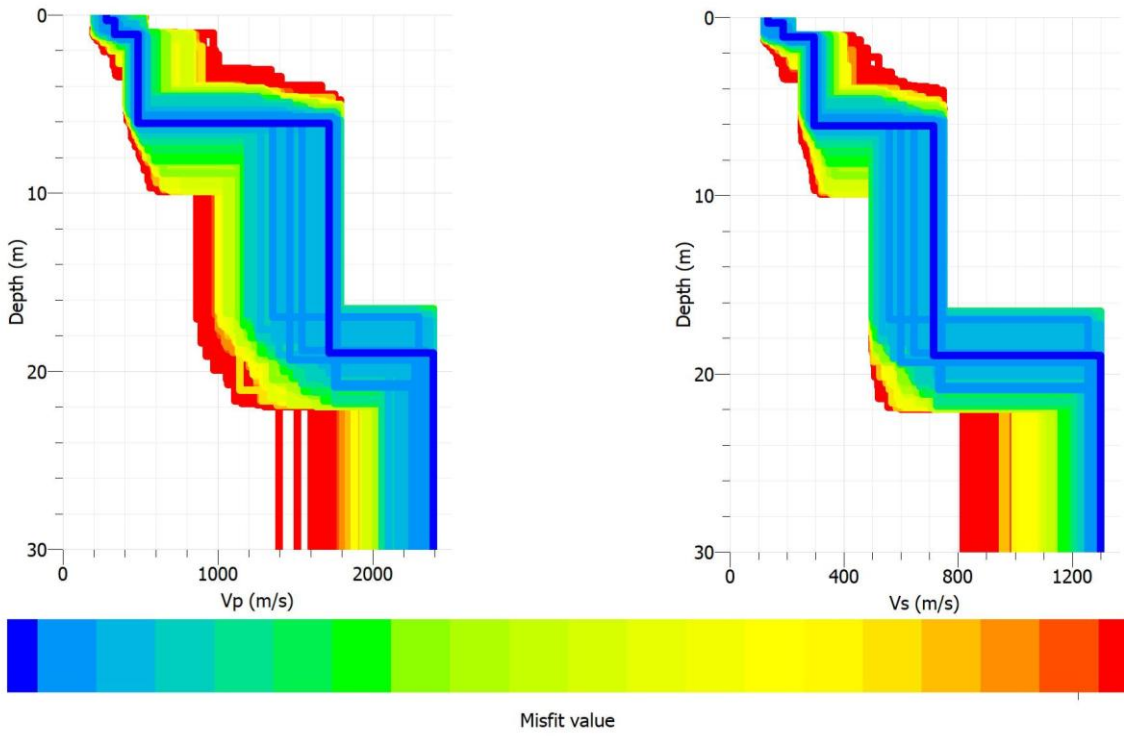
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



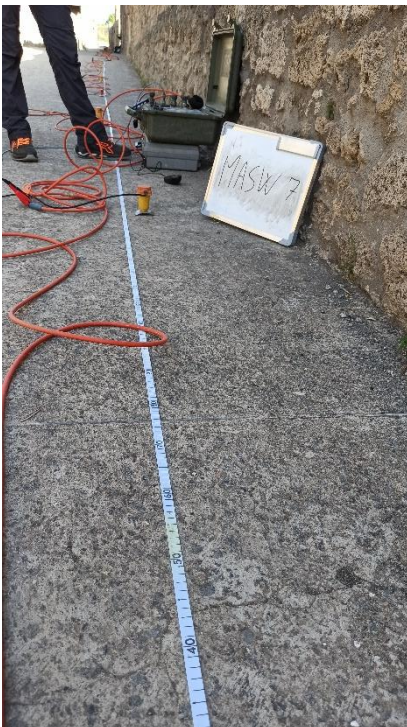
Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
0.33	0.33	132.23
0.76	1.09	185.66
4.99	6.08	295.24
12.92	19.00	714.38
11.00	30.00	1300.00

MASW 7

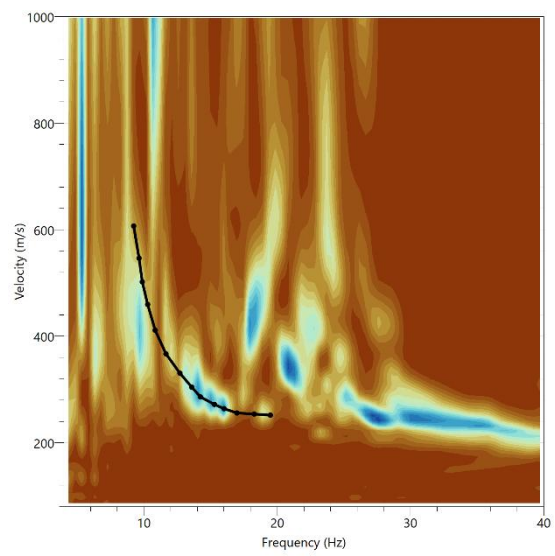
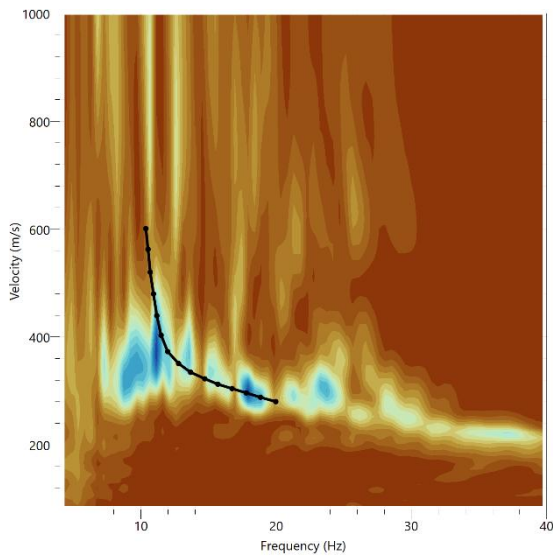
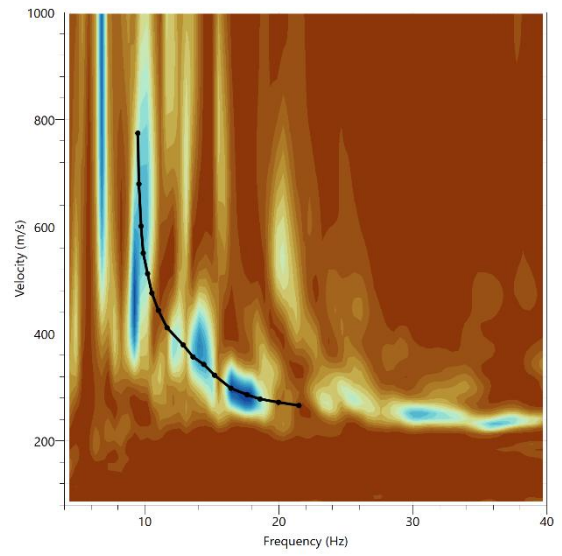
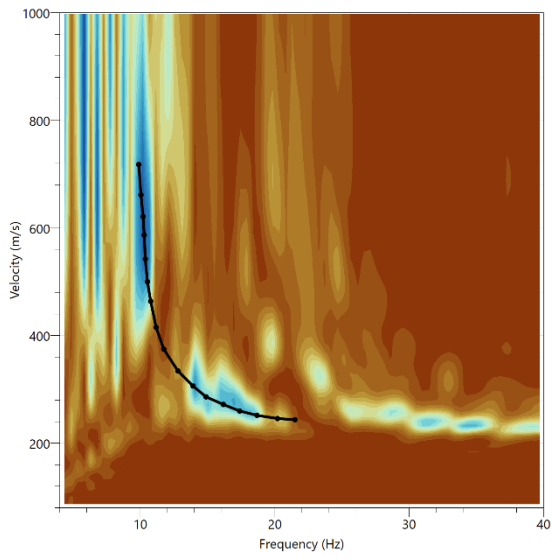
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	457124.925	4511117.306	19.49
GEOPHONE 24	457089.061	4511176.562	21.67

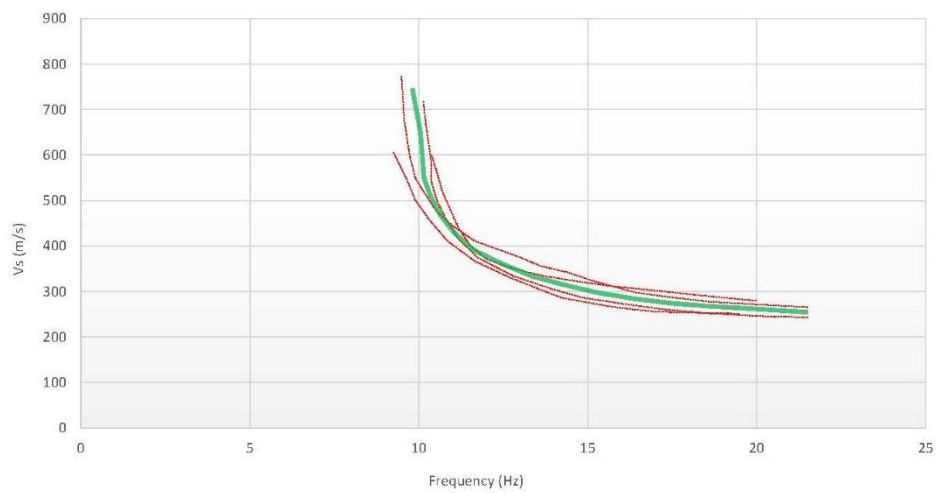
Instruments location



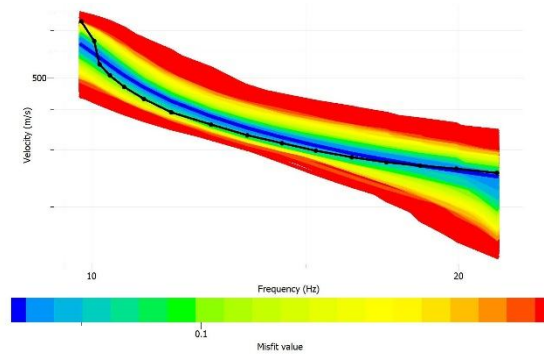
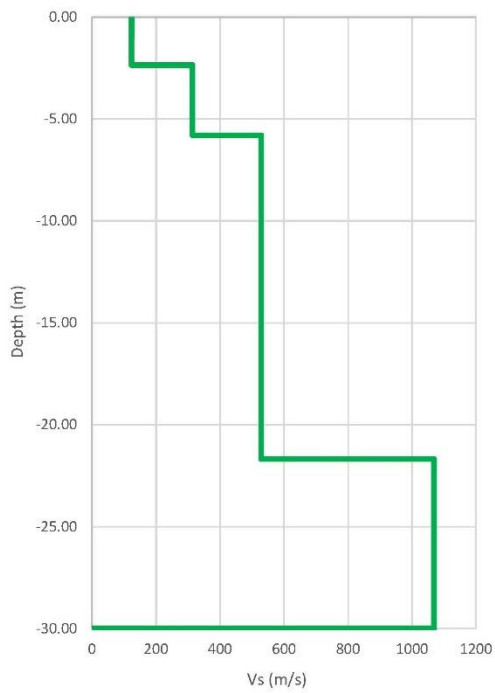
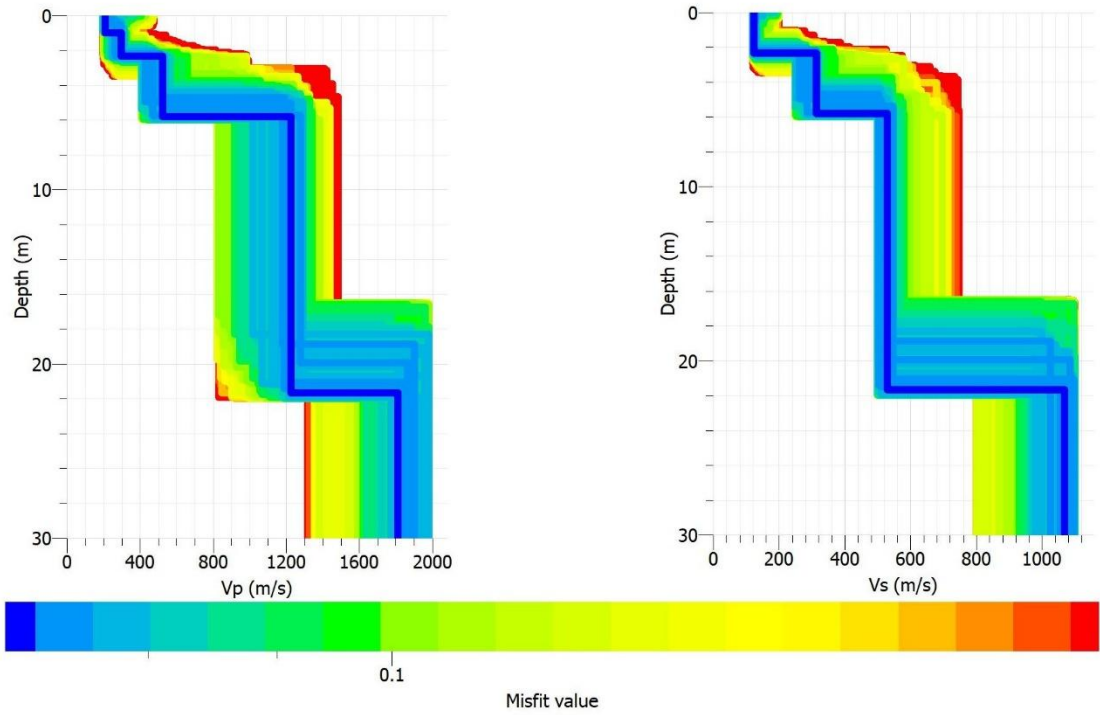
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
0.99	0.99	124.37
1.36	2.35	123.69
3.44	5.80	313.90
15.89	21.69	529.20
8.31	30.00	1068.92

MASW 8

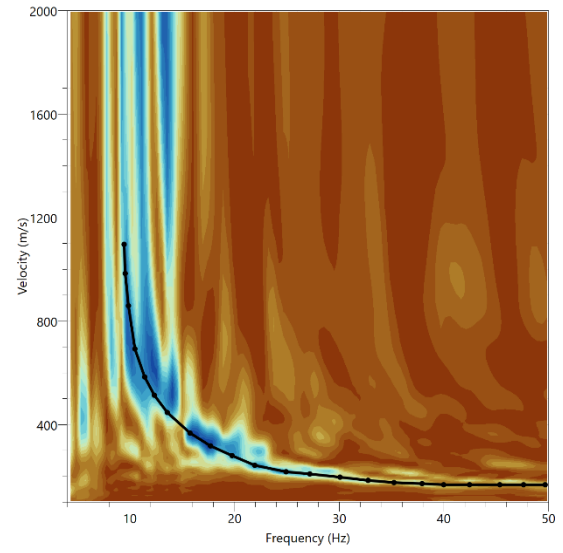
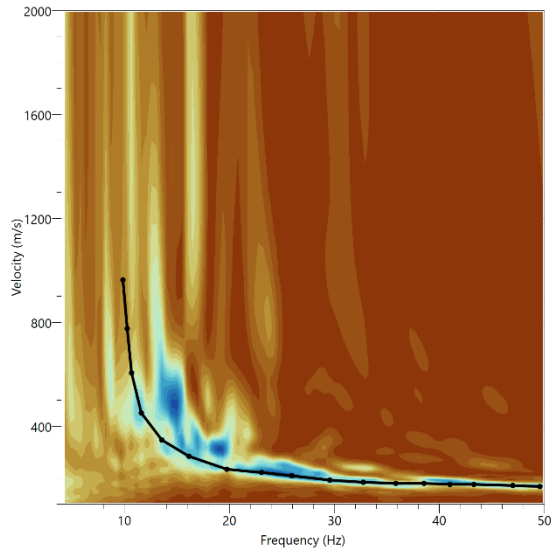
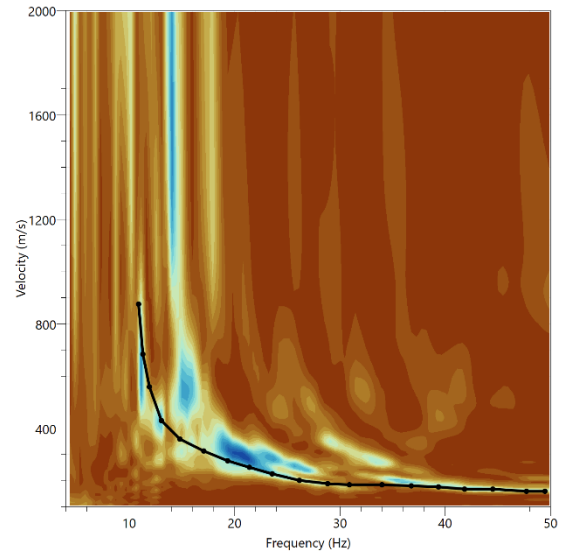
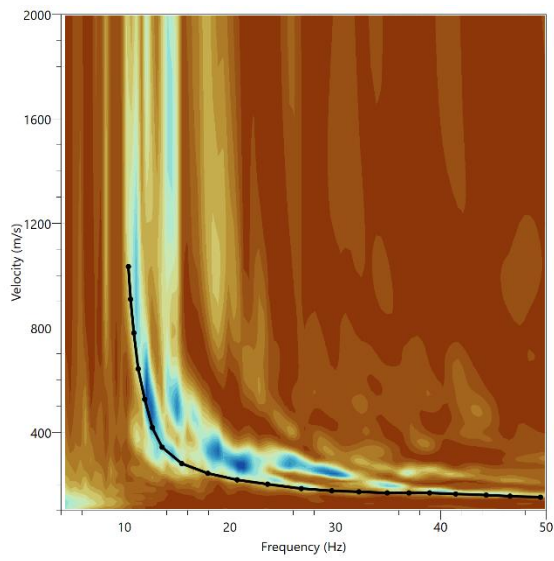
Coordinates: UTM WGS 84 EPGS 32633

Nome	X_wgs84	Y_wgs84	Altitude (m s.l.m.)
GEOPHONE 1	457320.214	4511267.087	18.54
GEOPHONE 24	457355.029	4511207.404	17.70

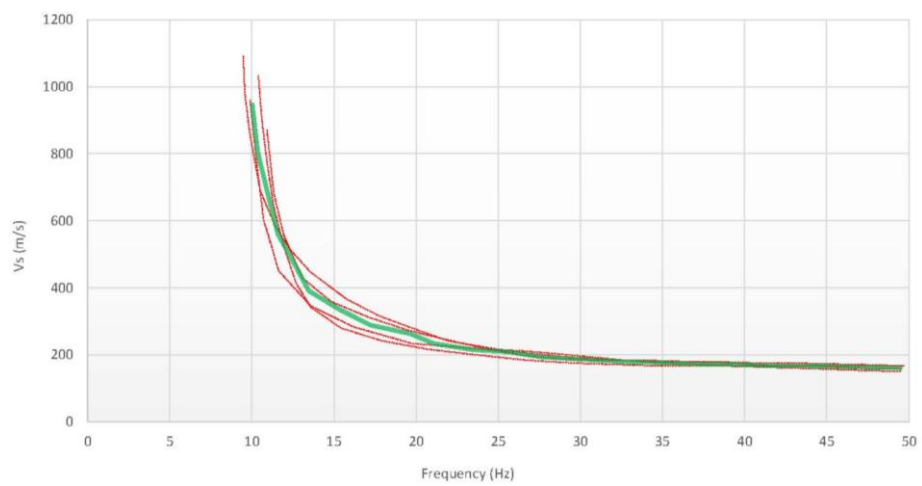
Instruments location



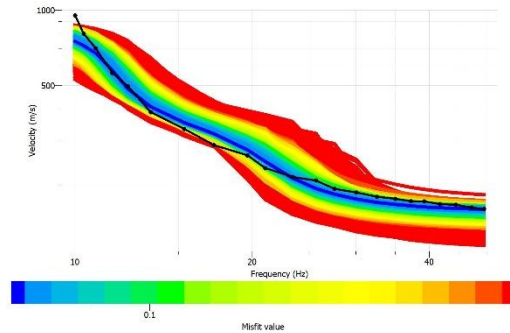
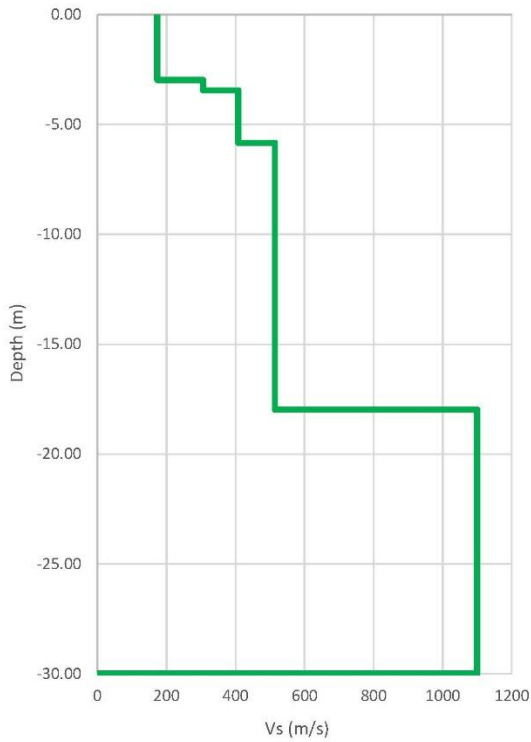
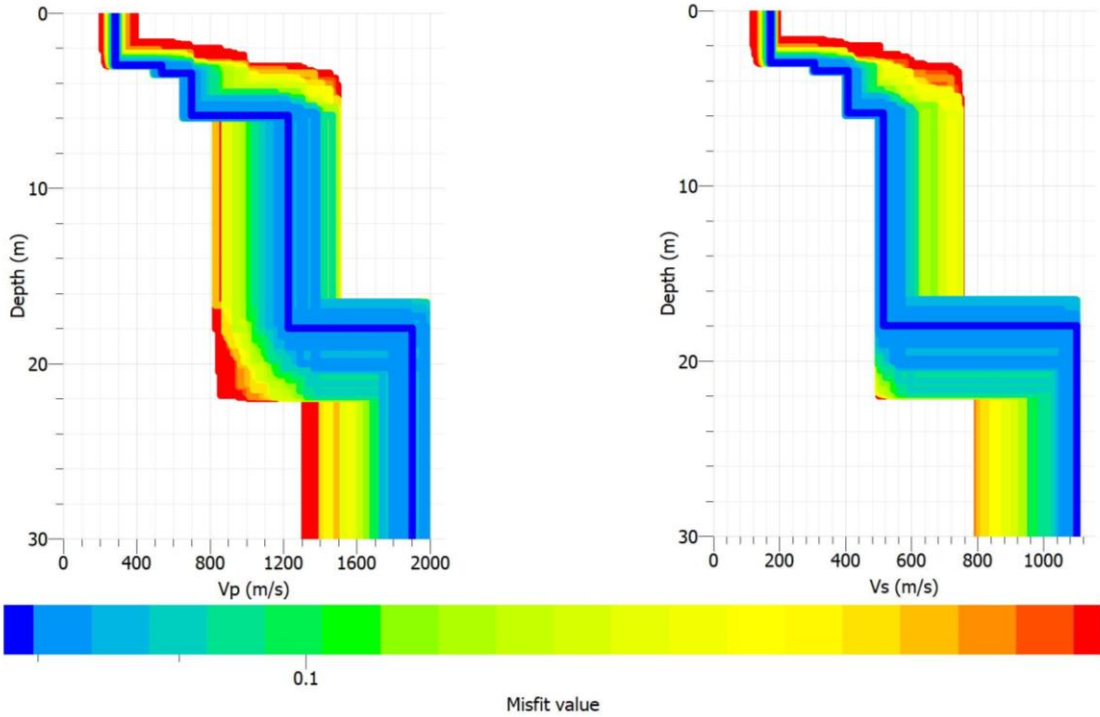
Dispersion curves obtained



Average dispersion curves obtained



Final Vs model



Thicknesses (m)	Depth (m)	Vs (m/s)
2.97	2.97	173.35
0.47	3.44	306.14
2.39	5.84	408.19
12.15	17.99	514.39
12.01	30.00	1100.00