



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ROMA TRE

Dipartimento di Scienze

Corso di Laurea Magistrale in Geologia del Territorio e
delle Risorse

Tesi di Laurea in Sismologia Osservazionale

“Vincoli sulla struttura geologica dell’area delle Acque Albule
(Tivoli) dall’analisi del rumore sismico”

Relatore:

Prof. Fabio Cammarano

Laureanda:

Federica Davani

Correlatore:

Dott. Riccardo Reitano

Matricola:

nr. 502439

A.A. 2022/2023

Indice

Abstract	1
Introduzione	2
1. Caratteristiche geologiche dell'area di studio	3
1.1. Ubicazione del Bacino delle Acque Albule (RM) e breve descrizione dell'area circostante	3
1.2. Assetto stratigrafico	4
1.3. Assetto tettonico	6
1.4. Assetto geomorfologico	8
1.5. Assetto idrogeologico	9
1.6. Studi precedenti	11
2. Metodologie	22
2.1. Cenni onde sismiche	22
2.1.1. Caratteristiche onde superficiali	22
2.1.2. La dispersione	25
2.2. Il rumore sismico	27
2.3. Metodologia 1: La Cross-correlazione in frequenza	28
2.3.1. Determinazione della curva di dispersione	28
2.3.1.1. La Cross-correlazione	28
2.3.1.2. La Cross-correlazione e la funzione di Green	29
2.3.2. Estrapolazione della velocità di fase	32
2.3.2.1. La cross-correlazione nel dominio della frequenza e fitting con la funzione di Bessel	32
2.4. Metodologia 2: La MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves)	33
2.4.1. Vantaggi e limiti della tecnica	35
2.4.2. Il Neighbourhood Algorithm	36
2.5. Strumentazione, procedura di acquisizione dati ed elaborazione dati	37
2.5.1. Strumentazione sismica passiva	38
2.5.2. Strumentazione sismica attiva	39

2.5.3. Procedura di acquisizione sismica passiva	41
2.5.4. Procedura di acquisizione sismica attiva	43
2.5.5. Elaborazione dati: sismica passiva e attiva	46
3. Analisi Dati	56
3.1. <i>Masw</i>	56
3.2. <i>Cross-correlazione</i>	61
3.2.1. Analisi delle coppie di alta qualità	61
3.2.2. Analisi modello 3D	83
4. Discussione e conclusioni	91
Riferimenti bibliografici	95
Ringraziamenti	102

Abstract

Il presente lavoro si inserisce all'interno di un progetto più ampio finalizzato a definire il potenziale geotermico dell'area di studio. L'approccio metodologico utilizzato si avvale delle indagini indirette di tipo geofisico. Lo scopo è quello di evidenziare la presenza di discontinuità tettono-stratigrafiche all'interno dell'area del Bacino delle Acque Albule (Tivoli), situata ad est di Roma. L'applicazione geofisica entra in gioco attraverso l'analisi del rumore ambientale, sotto forma di onde superficiali, ponendo ulteriori vincoli rispetto al modello geologico proposto da precedenti studi. Le metodologie impiegate si riferiscono rispettivamente alle tecniche di sismica passiva e attiva: la *Cross-correlazione* in frequenza e la *Masw*. L'esecuzione della sismica passiva si è svolta tramite l'installazione di 12 stazioni sismiche che per un mese hanno registrato in continuo, mentre per la sismica attiva sono state eseguite due prove. La tecnica della *Cross-correlazione* misura la velocità di fase delle onde superficiali, attraverso la ricerca degli zeri della funzione di Bessel della parte reale dello spettro della cross-correlazione. La tecnica *Masw* indaga il medesimo fenomeno della dispersione delle onde superficiali (in questo caso *Rayleigh*) attraverso una trasformata frequenza-numero d'onda ($f-k$). L'uso di entrambe le metodologie ha permesso l'esplorazione del sottosuolo coprendo un ampio range di frequenze: da 0.4 Hz a 4 Hz con la sismica passiva e da 3 Hz a 11 Hz con la sismica attiva. Dai risultati delle prove sono stati determinati dei profili 1D ed un modello 3D della velocità delle onde S dell'area di studio. L'ipotesi scaturita conferma la presenza di un modello geologico a tre strati, nel quale però le caratteristiche dello strato intermedio sono differenti rispetto a quanto proposto dal modello *a-priori*.

Introduzione

Il presente lavoro di tesi ha come obiettivo quello di porre nuovi vincoli sulla struttura geologica dell'area del Bacino delle Acque Albule. Il lavoro si inserisce all'interno di un ampio progetto di geotermia che mira a definire le potenzialità geotermiche dell'area, le quali potrebbero essere sfruttate in maniera sostenibile in un prossimo futuro. Dunque, il lavoro entra in gioco attraverso le indagini geofisiche che consentono l'investigazione indiretta e soprattutto non invasiva del sottosuolo, cercando di evidenziare le discontinuità tettono-stratigrafiche all'interno del Bacino.

L'area oggetto di studio è una depressione morfo-tettonica collocata a 30 km ad est della città di Roma. Numerosi studi sono stati condotti contribuendo alla definizione del complesso modello geologico. L'assetto tettonico dell'area è stato studiato consistentemente da Faccenna et al., 2008 e De Filippis et al., 2013, i quali hanno appunto dimostrato l'origine morfo-tettonica della depressione del Bacino sviluppata durante il Pliocene a seguito di una tettonica polifasica. Per quanto riguarda l'assetto stratigrafico, Faccenna et al., 2008 ha guidato gli studi principali facendo luce su un modello molto complesso. In breve, la stratigrafia dell'area è costituita sostanzialmente da tre successioni principali: il substrato carbonatico meso-cenozoico, i depositi marini pliocenici e il deposito di travertino. Quest'ultimo, denominato anche *Lapis Tiburtinus* costituisce il deposito di riempimento del Bacino sin dal tardo Pleistocene ed è tutt'ora oggetto di attività estrattiva. Tutti gli studi condotti, dei quali tre citati, si sono avvalsi di indagini dirette o indirette. Ad esempio, l'uso dei sondaggi per ricostruire la carta delle isopache del travertino (Faccenna et al., 2008); lo studio condotto da Di Nezza et al., 2015 volto alla ricostruzione del top del substrato carbonatico attraverso la gravimetria; il lavoro di La Vigna et al., 2013 che sulla base di sondaggi elettrici ha ricostruito il top del substrato carbonatico, anche se lo studio ha avuto come fine la ricostruzione del modello idrogeologico.

Il modello geologico proposto dai lavori precedenti è stato quindi utilizzato come base da cui partire per effettuare le nuove ricerche. L'approccio geofisico adoperato è basato sullo studio del rumore ambientale, sotto forma di onde superficiali, attraverso due metodologie rispettivamente riferite alla sismica passiva e attiva. La prima tecnica è basata sulla *cross-correlazione* in frequenza di segnali sincroni tra coppie di stazioni, la quale permette di approssimare la funzione di *Green*. Dall'analisi, è quindi possibile ricostruire le curve di dispersione delle onde di *Rayleigh* (componente verticale e radiale) e *Love* (componente trasversale). Da queste è possibile ricostruire la struttura media della velocità del sottosuolo tra le due stazioni a varie profondità, sulla base della *Ray Theory*. In caso di sufficiente copertura e buona qualità dei dati, tutte le curve di dispersione vengono analizzate congiuntamente per determinare delle mappe di velocità di fase mediante un'inversione linearizzata ai minimi quadrati.

1. Caratteristiche geologiche dell'area di studio

1.1. Ubicazione del Bacino delle Acque Albule (RM) e breve descrizione dell'area circostante

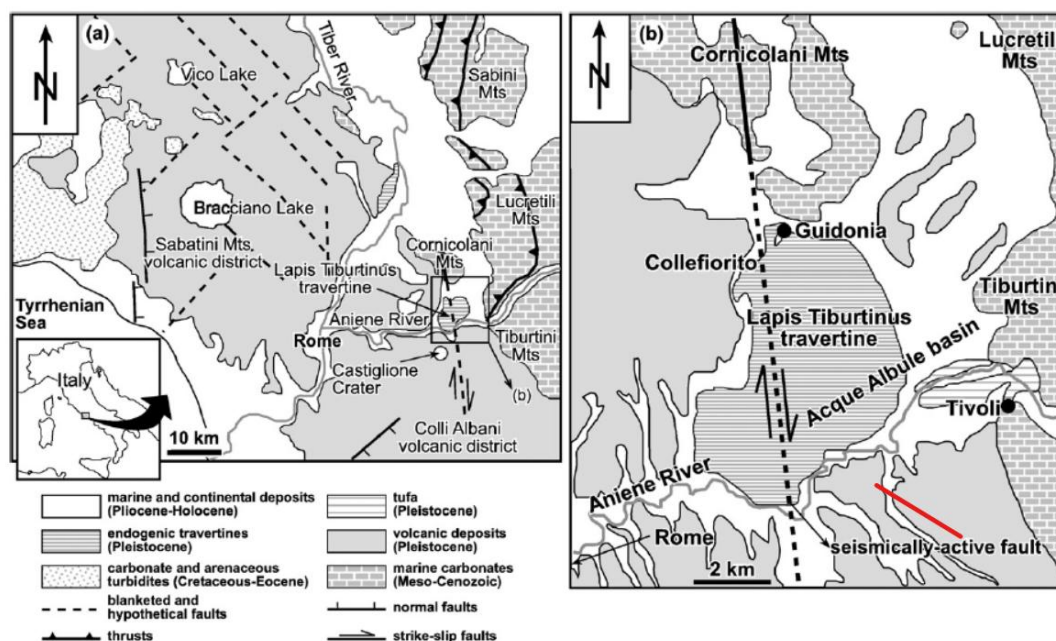


Figura 1.1.1. Ubicazione dell'area di studio (Faccenna et al., 2008).

L'area oggetto di studio della presente tesi è il Bacino delle Acque Albule, collocato a 30 km ad est della città di Roma (Figura 1.1.1). Il Bacino ha un'estensione di circa 30 km², con una superficie topografica che varia da 80 m s.l.m. a nord-est a 45 m s.l.m. a sud-ovest. Il territorio è bordato a nord e ad est dalle dorsali appenniniche dei monti Cornicolani, Lucretili e Tiburtini. Sui monti Cornicolani, a nord del bacino, affiorano successioni stratigrafiche giurassico-cretaciche riconducibili ad ambienti di scarpata e di bacino pelagico (Billi et al., 2007). Invece, i monti Lucretili e Tiburtini, che formano il limite orientale del bacino, sono caratterizzati dalla successione meso-cenozoica (Giurassico inferiore-Miocene medio), costituita prevalentemente da calcari e calcari marnosi della successione sabina relativa al dominio di transizione tra le facies umbro-marchigiane e quelle laziali-abruzzesi (Parotto & Praturlon, 1975).

Tutta la successione meso-cenozoica è stata coinvolta nell'orogenesi appenninica ed attualmente definisce il substrato sedimentario sul quale poggiano i successivi depositi post-orogenesi del Pleistocene inferiore e i depositi legati all'attività dei Colli Albani (Funciello & Parotto 1978, Danese & Mattei, 2010). I primi depositi citati sono composti da argille, sabbie e conglomerati di ambiente marino e costiero e si trovano al di sotto di sedimenti di ambiente fluviale e della piana alluvionale. Questi si rinvennero sia sui monti Lucretili e Tiburtini che nella media valle dell'Aniene. Invece, il complesso vulcanico dei Colli Albani, che borda il settore meridionale del bacino, si sviluppa nel Quaternario (Pleistocene medio) a seguito della messa in posto di strutture estensionali di retro-arco (Pliocene) che hanno portato alla formazione della costa tirrenica (Giordano et al., 2006; Funciello et al., 2003). I depositi sono composti da ignimbriti, colate di lava e in aggiunta depositi da caduta e *lahar* affioranti nella valle dell'Aniene e nella campagna romana. Invece, la parte occidentale del Bacino è delimitata dalla Valle Tiberina e dai depositi post-orogenesi del Pliocene-Quaternario relativi al dominio estensionale tirrenico. Infine, l'elemento idrografico che interessa l'area è il fiume Aniene, un tributario del fiume Tevere, che attraversa la parte meridionale del Bacino scorrendo verso sud-ovest.

1.2. Assetto stratigrafico

La stratigrafia dell'area del Bacino delle Acque Albule comprende diverse successioni, le cui caratteristiche e disposizioni definiscono la complessità di tutto il territorio. La successione più antica è formata dai carbonati meso-cenozoici che affiorano sulle dorsali dei Monti Cornicolani e Lucretili e sono stati ribassati da una faglia bordiera. Essi costituiscono il substrato del bacino e possiedono uno spessore variabile tra i 4 ed i 5 km (Faccenna et al., 2008) con il top che risiede ad profondità variabile tra i 100 m s.l.m. ed i 600 m s.l.m.. Il substrato è in parte coperto dalla successione rappresentata da depositi marini plio-pleistocenici costituiti da argille, sabbie e ghiaie che ricoprono, per trasgressione, il basamento carbonatico principalmente nella parte collinare collocata a nord e a nord-est del bacino. Nella zona più a sud, invece, sono soprattutto i depositi vulcanici pleistocenici del distretto dei Colli Albani a sovrastare il substrato. Al di sopra di queste successioni si rinvennero i depositi alluvionali del fiume Aniene.

L'elemento più importante del bacino è il travertino (*Lapis Tiburtinus*) che rappresenta il deposito di riempimento principale a partire dal tardo Pleistocene, contemporaneamente all'attività finale dei Colli Albani (Funciello et al., 2003; De Benedetti et al., 2008). Il *plateau* occupa un'area di 20 km² e si è depositato in diverse

fasi tra i 115 e i 30 ka anni fa (Billi, Valle, Brilli, Faccenna, & Funicello, 2007; Faccenna, Funicello, & Mattei, 1994; Faccenna et al., 2008; Petitta et al., 2011), secondo le datazioni radiometriche ($^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$), grazie alla circolazione idrotermale profonda legata al substrato calcareo.

In generale, il deposito è costituito da spesse bancate cementate, più o meno porose e fratturate, al cui interno si rinvencono livelli di paleosuolo, strati argillosi e cavità carsiche che ne interrompono la continuità (Faccenna et al., 2008, 2010), indicando un abbassamento episodico della falda nel bacino durante la crescita del travertino. L'ultima fase di deposizione è composta da un travertino che si presenta da poco cementato a sciolto (*Testina* o *Cappellaccio*) (Faccenna et al., 2008). Gli strati hanno un andamento sub-orizzontale e progrediscono verso sud, risultando più ripidi e spessi. Lo spessore del travertino massivo varia dai 40-50 metri, fino a raggiungere gli 85-90 metri (Maxia, 1950a; Faccenna et al., 2008) nelle zone dei sistemi di faglia. Nel margine occidentale l'unità travertinoso diminuisce bruscamente arrivando ad uno spessore di 10 metri. Mentre, procedendo verso est gli spessori diminuiscono in maniera più graduale risultando in spessori molto scarsi.

La formazione del travertino è dovuta in larga parte al substrato carbonatico Mesozoico che fornisce sia il CaCO_3 (Carbonato di calcio) che la CO_2 (Anidride carbonica) (Manfra et al., 1976; Maiorani et al., 1992; Minissale et al., 2002; Billi et al., 2007). Le rocce carbonatiche presenti al di sotto del vulcano dei Colli Albani permettono lo stazionamento delle acque sorgive in una zona ad alto flusso termico ricca in CO_2 grazie alla decarbonatazione dei calcari e anche da una fonte più profonda (Chiodini et al., 2012). L'aumento della temperatura riduce la solubilità dei carbonati, ma la solubilità tende ad innalzarsi grazie all'arricchimento di CO_2 . Quindi le acque calde salendo verso l'alto intercettano quelle più fredde dell'acquifero superficiale che ne abbassano la temperatura facendo sì che in corrispondenza di emergenze sorgive ci sia il fenomeno della precipitazione (Manfra et al., 1976; Minissale et al., 2002). La tettonica, della quale si parlerà ampiamente nel prossimo paragrafo, gioca un ruolo molto importante nella deposizione del travertino. Si ipotizza, infatti, che i sistemi di faglie trascorrenti e transtensive rappresentino i condotti di risalita di fluidi e gas (Faccenna et al., 2008, 2010).

La formazione del travertino è dovuta parzialmente anche alla presenza del fiume Aniene. Infatti, la facies di travertino denominata *Tartaro* proviene dalla precipitazione delle acque dolci delle cascate del fiume. Questa piccola unità è presente nel margine orientale del Bacino e sovrasta anch'essa il deposito travertinoso litoide. Attualmente, la deposizione del travertino è ancora in atto e si verifica nella zona delle sorgenti idrotermali dei laghi Regina e Colonnelle. Grazie all'esistenza di sondaggi eseguiti in vari punti del Bacino, è stato possibile ricostruire le carte delle isopache del travertino

e quelle dei depositi sovrastanti il travertino litoide. Tuttavia, le determinazioni dei diversi spessori risultano approssimate in quanto le numerose perforazioni sono state eseguite per scopi differenti, sebbene siano ben distribuite in tutta l'area. Oltretutto, le perforazioni sono state interrotte a profondità minori rispetto al margine inferiore del travertino e per questo non si conosce ancora il suo spessore massimo.

1.3. Assetto tettonico

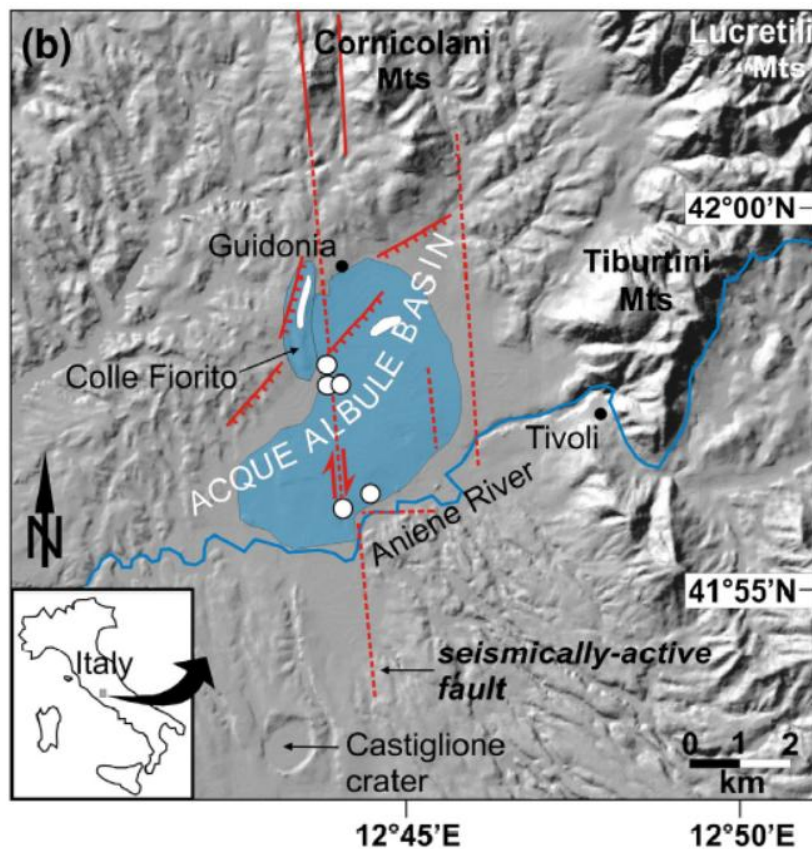


Figura 1.3.1. Assetto tettonico del Bacino (De Filippis et al., 2013).

Il Bacino (Figura 1.3.1) è una depressione di origine morfo-tettonica sviluppatasi durante il Plio-Pleistocene a seguito di una tettonica polifasica caratterizzata da fasi compressive e distensive (Bozzano et al., 2015; Brunetti et al., 2013; Chiarucci et al., 2012; De Filippis et al., 2013; Nisio S., 2008; Faccenna et al., 1994; Faccenna et al., 2008). La tettonica compressiva durante il Pliocene ha interessato l'area della

Sabina, dei Monti Cornicolani e della Valle dell'Aniene, creando un fronte di corrugamento, le cui strutture sono visibili sia sulle dorsali carbonatiche circostanti il Bacino sia all'interno di quest'ultimo (Bozzano et al., 2015; Brunetti et al., 2013; Chiarucci et al., 2012; De Filippis et al., 2013). Invece, a partire dal Pleistocene, la tettonica estensionale ha dominato il margine tirrenico dell'Italia centrale dando principalmente origine a faglie normali con direzione NO-SE (Nisio S., 2008; Faccenna et al., 1994; Faccenna et al., 2008). Sono presenti anche faglie trascorrenti trasversali (direzione NE-SO) e oblique (direzione N-S) che agiscono come strutture di accomodamento tra le differenti cinematiche estensionali (Faccenna et al., 1994a; Acocella & Funiciello, 2006), bordando e attraversando il bacino.

Una di queste faglie trascorrenti risiede nel Bacino ed è caratterizzata da una cinematica destro-laterale con un andamento N-S, la cui attività è cominciata nel tardo Pleistocene (Faccenna et al., 1994b, 2008; De Filippis et al., 2013; Bozzano et al., 2015) e tutt'ora risulta sismicamente attiva (Gasparini et al., 2002; Frepoli et al., 2010). Questa struttura attraversa la piana arrivando sino ai Monti Cornicolani. Lungo tale dislocazione si osserva l'allineamento di doline, sorgenti termali e laghi tra cui i due principali laghi di Regina e Colonnelle (La Vigna et al., 2013; Petitta et al., 2011; De Filippis et al., 2013). L'attività della faglia trascorrente, a direzione N-S, è stata accompagnata da quella di faglie normali e transtensive con direzione NE-SO che hanno prodotto parte della subsidenza del Bacino mediante un meccanismo di pull-apart (Alfonsi et al., 1991, Faccenna et al., 1994b). Tra le faglie più importanti si trova quella di Colle Fiorito (De Filippis et al., 2013). Quest'ultima è una faglia transtensiva con direzione NE-SO collocata a nord-ovest del bacino e si presenta come una dorsale costituita di travertino di 15 metri di altezza ed una estensione di 2 km (De Filippis et al., 2013).

Nell'insieme, il sistema di faglie possiede un ruolo fondamentale in quest'area, in quanto ha permesso gran parte della formazione del deposito principale caratterizzante il territorio, ossia il travertino. La deposizione avviene poiché tramite tali faglie, in particolar modo quelle transtensive e trascorrenti, giungono in superficie vapori, fluidi gassosi e aggressivi che facilitano la dissoluzione dei carbonati e la conseguente precipitazione dei carbonati a giorno responsabili della formazione dei travertini. Infine, tutto l'assetto tettonico è risultato fondamentale sia per il ruolo nella subsidenza del Bacino sia per l'origine di un sistema di circolazione idrotermale. Infatti, il sistema di faglie ha determinato lo sviluppo della permeabilità verticale locale che permette tutt'ora la risalita dei fluidi e gas (Boni, Bono, & Capelli, 1986; Faccenna et al., 2008). Quest'ultimo argomento riguardante l'assetto idrogeologico verrà approfondito nel paragrafo 1.5.

1.4. Assetto geomorfologico

Il Bacino delle Acque Albule si presenta come un'area depressa pianeggiante quasi del tutto coincidente col *plateau* di travertino (Faccenna et al., 2008), all'interno della quale, durante il Pleistocene medio-superiore, prevaleva un ambiente fluvio-lacustre di cui si rinvenivano i depositi (Nisio S., 2008; Carucci et al., 2012). Le morfologie delle dorsali carbonatiche poste sul lato orientale del bacino sono state influenzate dall'azione di un sistema di faglie che borda il lato est della piana, dando origine a morfologie a pareti ripide e scarpate (La Vigna et al., 2016; Nisio S., 2008). I lati occidentale e meridionale sono dominati da morfologie più dolci che circondano il Bacino (Nisio S., 2008). Il fiume Aniene costituisce l'elemento idrografico dell'area attraversandola con andamento ENE-OSO (La Vigna et al., 2010).

All'interno del Bacino si ritrovano molteplici cavità sub-circolari al cui interno si possono osservare laghi, pozze, sorgenti mineralizzate, incrostazioni di travertino ed emergenze di acqua dolce (Pentecost and Tortora, 1989; Minissale et al., 2002; Salvati and Sasowsky, 2002; Billi et al., 2006). L'origine di queste cavità deriva dai fenomeni di dissoluzione carsica diffusi nel bacino che agiscono sul deposito di travertino, interessando maggiormente lo strato litoide più profondo. Ciò avviene perché le acque di infiltrazione e di circolazione sub-superficiali sono ricche in H_2S e CO_2 e aggrediscono la roccia carbonatica dissolvendola (De Filippis et al., 2013), permettendo la formazione di inghiottitoi, piccole grotte e doline; quest'ultime evolvono facilmente in cavità sub-circolari (Nisio S., 2008). In aggiunta, vi sono delle grotte carsiche di piccole dimensioni che rappresentano l'attività di un carsismo più profondo (Nisio S., 2008). Alcune di queste strutture ospitano dei piccoli bacini lacustri come i laghi di Regina e Colonnelle la cui presenza si ipotizza sia dovuta alla risalita di fluidi idrotermali, osservabile ancora oggi nel lago di Regina (Pentecost & Tortora, 1989; Petitta et al., 2011; Carucci et al., 2012).

1.5. Assetto idrogeologico

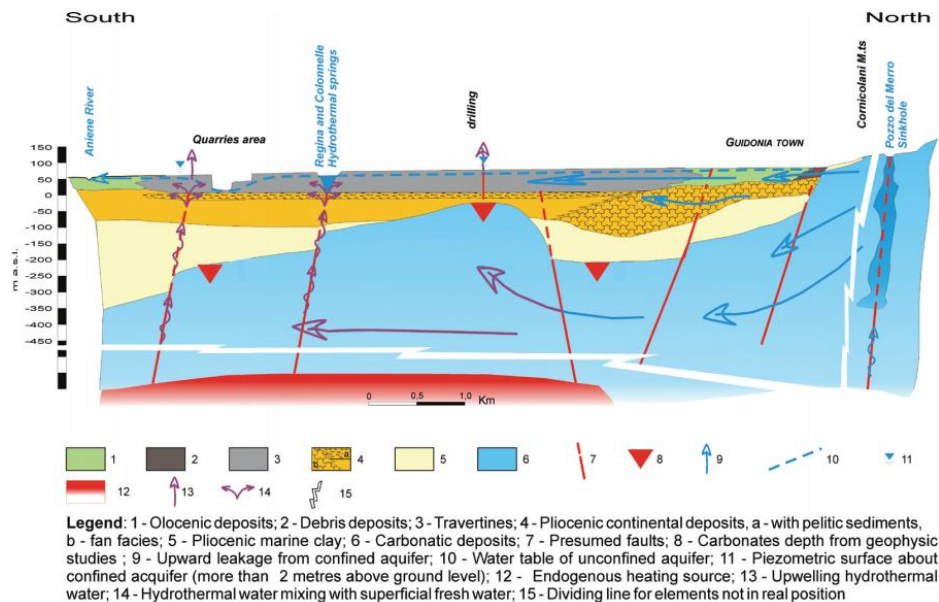


Figura 1.5.1. Modello idrogeologico dell'area di studio (La Vigna et al., 2009).

L'area del Bacino delle Acque Albule rappresenta uno dei settori terminali di un sistema di drenaggio complesso, per la presenza di molteplici acquiferi interagenti tra loro e aventi aree di ricarica diverse. Il fiume Aniene è la destinazione finale del drenaggio superficiale e sotterraneo, attraversando il Bacino nel suo settore meridionale fino a confluire nel Tevere nella piana di Roma (La Vigna et al., 2008; 2010). Il complesso assetto tettonico-stratigrafico dell'area mostrato nei paragrafi precedenti dà origine ad un sistema di circolazione sotterranea a sua volta molto complicato, dovuto alla presenza di litologie con caratteristiche e gradi di permeabilità differenti. Il sistema di circolazione si sviluppa attraverso distinte unità idrostratigrafiche che si possono riassumere in tre complessi idrogeologici principali, seguendo lo schema di La Vigna et al., 2012: 1. L'acquifero del substrato carbonatico; 2. L'*aquitard/aquiclude* formato dai sedimenti argillosi plio-pleistocenici; 3. L'acquifero presente nel *plateau* di travertino. Come unità minori presenti nell'area si distinguono anche il complesso idrogeologico vulcanico dei Colli Albani ed i depositi alluvionali ed eluvio-colluviali (Nisio, 2008).

L'unità idrogeologica più antica, e quindi stratigraficamente più bassa, è costituita dal substrato carbonatico meso-cenozoico il quale ospita un acquifero profondo, alimentato lateralmente dalla zona profonda delle dorsali carbonatiche dei monti Lucretili e Cornicolani, affioranti ad est e a nord del bacino. La successione carbonatica presenta ampi spessori e alto grado di permeabilità dovuta a stratificazione, fratturazione e soprattutto al carsismo (Carucci et al., 2012; Bozzano et al., 2015; Brunetti et al., 2013, Nisio, 2008). La seconda unità idrogeologica principale poggia sopra il complesso carbonatico ed è rappresentata dai depositi plio-pleistocenici marini e continentali, costituiti da sedimenti sabbioso-argillosi, che agiscono come *aquitard/aquiclude* discontinuo al di sotto del *plateau* di travertino (Carucci et al., 2012; Bozzano et al., 2015; Brunetti et al., 2013, Nisio, 2008). L'unità idrogeologica superiore è composta invece dal deposito di travertino che risulta essere un acquifero fessurato/fratturato e localmente fratturato non confinato, anch'esso è fortemente influenzato dal fenomeno del carsismo (Carucci et al., 2012; Bozzano et al., 2015; Brunetti et al., 2013; Nisio, 2008) ma, a differenza dell'acquifero nei carbonati meso-cenozoici, anche direttamente alimentato da acque meteoriche.

Per quanto riguarda i complessi minori, essi sono caratterizzati da spessori e volumi inferiori rispetto ai complessi principali. Le vulcaniti dei Colli Albani affiorano ad ovest e a sud del bacino ma si possono riscontrare anche in profondità, si presentano permeabili per porosità e fratturazione; i depositi alluvionali ed eluvio-colluviali possiedono differenti gradi di permeabilità e bordano il plateau di travertino ai lati.

Il sistema delle acque sotterranee si ipotizza dunque composto da due falde acquifere fessurate/fratturate e carsiche divise tra loro idraulicamente mediante lo spesso strato alluvionale/epi-vulcanico a bassa permeabilità (La Vigna et al., 2012). La risalita delle acque dal substrato al travertino avviene solo nelle zone ad elevata conducibilità idraulica localizzate nell'*aquiclude*, sfruttando degli elementi tettonici (Boni, Bono, & Capelli, 1986; Capelli, Cosentino, Messina, Raffi, & Ventura, 1987; Capelli, Mazza, & Gazzetti, 2005; Faccenna, 1994; Faccenna et al., 2008). L'area di ricarica dell'acquifero di travertino è rappresentata dalle dorsali dei Lucretili e Cornicolani. L'acquifero viene alimentato per trabocco nei settori a nord e ad est e per sifonamento nella zona centrale (con un flusso stimato di $4\text{m}^3/\text{s}$) in corrispondenza di elementi tettonici ed erosivi presenti negli *aquicludi* plio-pleistocenici (Capelli et al., 1987). Ciò nonostante, secondo recenti studi, il contributo laterale dei rilievi carbonatici sembra essere abbastanza scarso (La Vigna, 2009; La Vigna et alii, 2012), mentre sembra prevalere quello dal basso, che avviene nella zona centrale della depressione attraverso la risalita dell'acqua di circolazione profonda dal substrato carbonatico. Il sistema di ricarica è anche influenzato dalle precipitazioni (caratterizzato da un'infiltrazione effettiva di $275\text{mm}/\text{y}$) che avvengono sulle dorsali (Capelli et alii, 1987).

In profondità, al di sotto della piana, le acque sotterranee del circuito carsico lucretile-cornicolano si miscelano ai fluidi di risalita termominerali in pressione. Questi fluidi provengono dal complesso vulcanico dei Colli Albani e risalgono al piano campagna attraverso faglie distensive e trascorrenti, attraversando il deposito pliocenico fino ad arrivare nell'acquifero del travertino e mescolarsi con le acque superficiali (La Vigna, 2009). Il sistema di faglie ha un ruolo importante in quanto contribuisce allo sviluppo della permeabilità verticale locale, facilitando quindi la risalita idrotermale (oltre alla subsidenza del bacino) (Boni, Bono, & Capelli, 1986; Capelli, Cosentino, Messina, Raffi, & Ventura, 1987; Capelli, Mazza, & Gazzetti, 2005; Faccenna, 1994; Faccenna et al., 2008). Tutto ciò si manifesta in corrispondenza di emergenze termominerali il cui flusso ha permesso la deposizione del travertino fin dal Pleistocene, e che ancora oggi ha espressione superficiale nelle emergenze di acque sulfuree (con temperature di circa 23°C e conducibilità elettrica di circa 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

La risalita di gas e acqua mineralizzata è osservabile specialmente nei laghi Regina e Colonnelle, ma anche in altre sorgenti minori (es. Sorgente Barco e Sorgente Alberocaduto). Le acque idrotermali si mescolano nella falda superficiale con l'acqua più fredda, per poi sgorgare dalle principali sorgenti idrotermali e dalle fratture aperte nelle cave di travertino (Petitta et al. 2010; Carucci et al., 2011). Queste sorgenti, insieme ad altre minori, dimostrano il potenziale enorme dell'acquifero di travertino che insieme al fiume Aniene forma un "sistema globale" nel quale due unità idrauliche sono caratterizzate da continuità e scambio reciproco (Boni et al., 1986).

1.6. Studi precedenti

L'area del Bacino delle Acque Albule è stata studiata ampiamente in precedenza al fine di caratterizzare il suo complesso assetto geologico. Per lo scopo di questo di lavoro sono state utilizzate le informazioni riguardanti l'andamento stratigrafico dell'area, tenendo conto anche dell'assetto tettonico ricostruito finora. A tal proposito sono stati considerati vari studi per definire il modello tettonico-stratigrafico a-priori utilizzato come base da cui partire per lo sviluppo del nuovo modello 3D. Di seguito vengono descritte tutte le informazioni di interesse degli studi antecedenti che sono state prese in considerazione.

1- Nell'articolo di Faccenna et al., 2008 sono stati studiati i cicli di deposizione del travertino. Per la ricostruzione stratigrafica sono stati analizzati tutti gli affioramenti

del deposito e 114 carotaggi di pozzi di prove stratigrafiche messi a disposizione dalle industrie minerarie locali. Tramite questi dati è stato possibile ricostruire la carta delle isopache del travertino dalla quale sono state estratte delle sezioni geologiche. Dalla carta delle isopache si osserva uno spessore medio di 60 metri del deposito che diminuisce andando verso i bordi nord, est e sud. Invece, nella parte occidentale lo spessore progressivamente aumenta fino a raggiungere i 90 metri in prossimità della faglia a direzione N-S e delle associate risorgenze idrotermali e cavità carsiche. Ad ovest della faglia, lo spessore si riduce drasticamente.

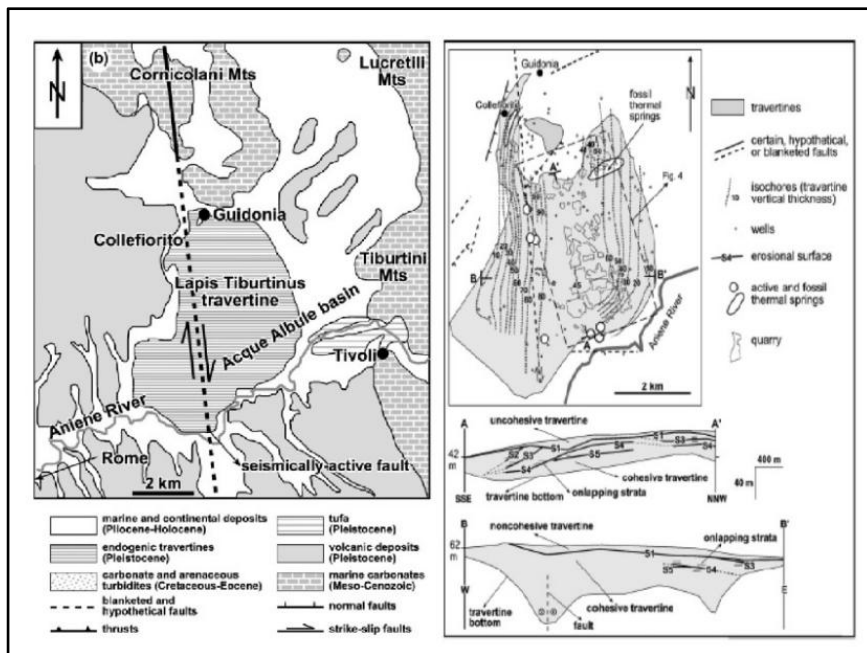


Figura 1.6.1. a. Mappa geologica dell'area di studio; b. a. Carta delle isopache del deposito di travertino. b. Sezioni geologiche del deposito di travertino (Faccenna et al., 2008).

2- Nell'articolo di Di Nezza et al., 2015 si mostra l'assetto geologico-strutturale del substrato carbonatico Meso-Cenozoico, al di sotto del Bacino delle Acque Albule, ottenuto tramite un modello gravimetrico 3D. Lo studio gravimetrico è stato eseguito disponendo in tutto il Bacino delle stazioni gravimetriche. I dati ottenuti hanno permesso di sviluppare una carta delle Anomalie Residue di *Bouguer*. Il programma di calcolo utilizzato ha permesso di ottenere un'anomalia sperimentale confrontandola con l'anomalia residua rilevata. Questo lavoro ha permesso la delimitazione della forma e dell'estensione del Bacino definendo quantitativamente la profondità e

l'andamento del substrato carbonatico Meso-Cenozoico. Dalla Figura si osservano bassi valori gravimetrici nella zona centrale del Bacino corrispondenti a valori alti di profondità del top del substrato carbonatico. In questa zona, il substrato è stato rilevato ad una profondità massima di 500 metri, con una densità predefinita di 2600 kg/m^3 . Osservando invece i limiti del Bacino, si nota l'innalzamento dei valori di gravità corrispondenti alle basse profondità del top del substrato. Inoltre, dalla ricostruzione dell'assetto geologico-strutturale è stato possibile evidenziare la natura tettonica del Bacino dovuta a più sistemi di faglie.

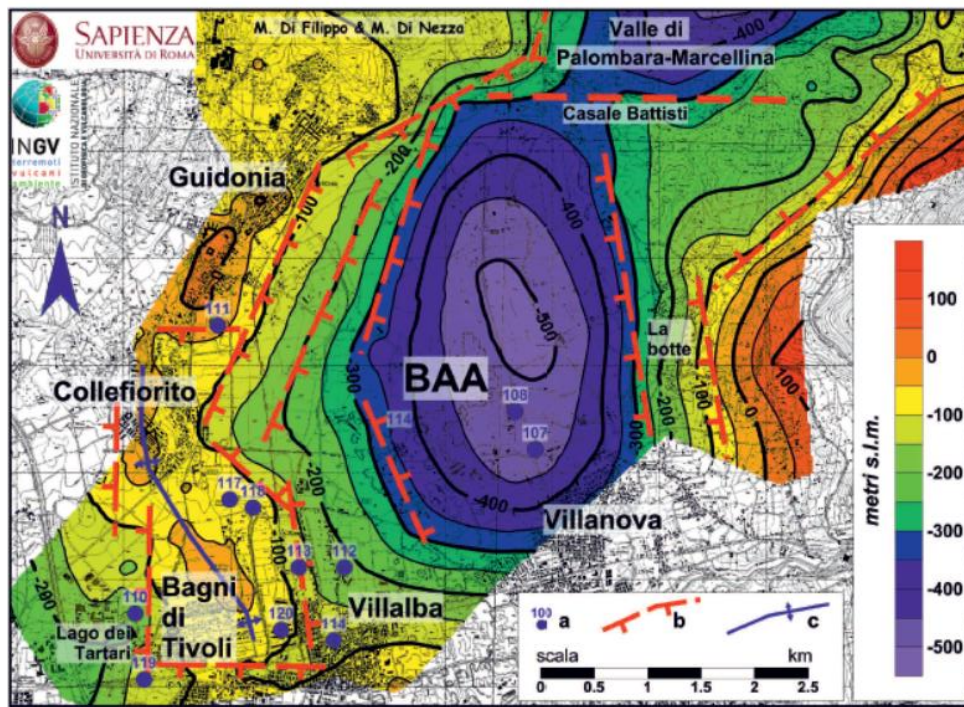


Figura 1.6.2. Modello gravimetrico 3D del BAA (Di Nezza et al., 2015).

3- Nell'articolo di La Vigna et al., 2012 è stato affrontato l'aspetto idrogeologico dell'area del Bacino delle Acque Albule. Da questo punto di vista è stato suddiviso il Bacino in tre unità principali: substrato carbonatico Meso-Cenozoico, i depositi marini argillosi Pliocenici ed il travertino Pleistocenico associato ai depositi alluvionali olocenici ed all'unità vulcanica. Nella figura 1.6.3 è mostrata la mappa geologica ed idrogeologica semplificata dell'area alla quale è associato un modello concettuale idrogeologico in cui si visualizza l'andamento delle tre unità principali.

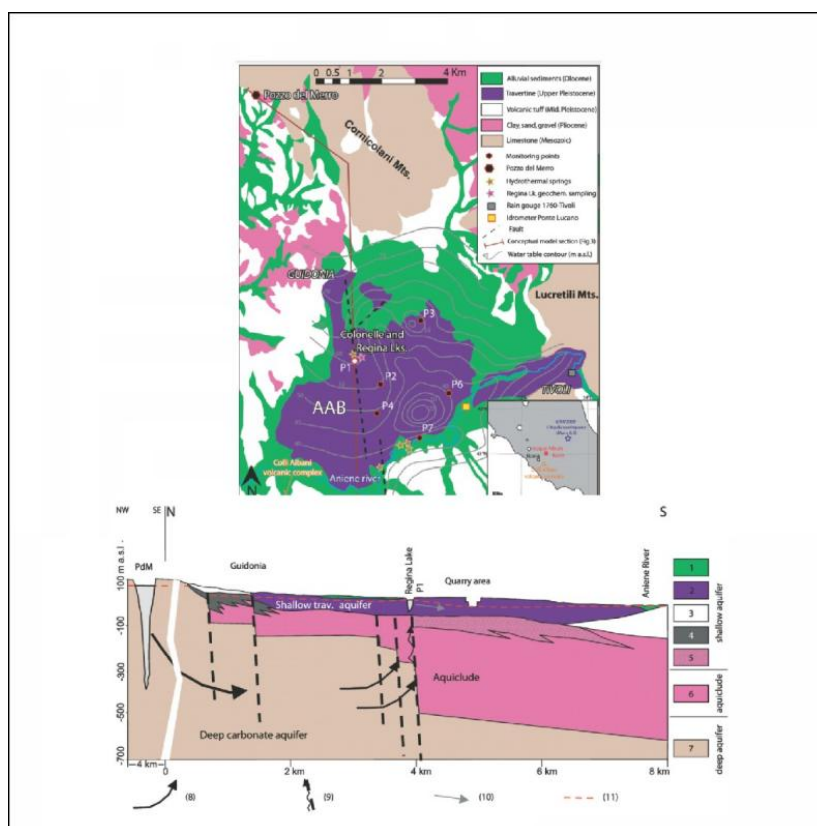


Figura 1.6.3. a. Mappa geologica e idrogeologica semplificata; b. modello idrogeologico concettuale (La Vigna et al., 2012).

4- Nell'articolo di La Vigna et al., 2013 è stato ricostruito il modello idrogeologico concettuale, la cui figura è riportata nel paragrafo 1.5. Per la definizione del nuovo modello, gli autori sono partiti dall'assetto geologico determinato da studi precedenti. Per ricostruire l'andamento del bedrock sono state reinterpretate le interpolazioni di più di 100 di sondaggi elettrici verticali (VES). Questi sondaggi sono stati effettuati nel periodo tra il 1960 ed il 1970 dalla *CMP Company* durante una campagna geofisica. Ogni sondaggio stima la profondità della roccia più resistiva, in questo caso il substrato carbonatico. Un totale di 82 pozzi privati e piezometri sono stati utilizzati per monitorare la profondità della falda freatica riguardante solamente l'acquifero di travertino. Una parte del risultato del lavoro totale riguarda lo sviluppo di 4 sezioni geologiche. Il tratto n° 1 attraversa il BAA in direzione nord-sud, dai monti Cornicolani, attraversa le sorgenti idrotermali principali (Laghi Regina e Colonnelle) fino al fiume

Aniene. I tratti n° 2 e n° 3 attraversano il bacino nella stessa direzione NO-SE. Il primo mostra il rapporto geologico tra i Monti Lucretili e il bacino di subsidenza, mentre il secondo mostra i rapporti tra i Monti Cornicolani, i Lucretili e l'AAB. La sezione n° 4 è composta da due segmenti: il primo, nella direzione da ONO-ESE, partendo dai bassi rilievi situati a nord-ovest e terminando alla sorgente Acquoria; il secondo segmento, posto in direzione SO-NE, parte dalla sorgente Acquoria per terminare sul versante dei Lucretili. Il carbonato *bedrock* mostrato nelle sezioni trasversali ha una struttura ad *horst* e *graben*, ed un *horst* corrispondente alla zona delle sorgenti idrotermali (Laghi Regina e Colonnelle). Il profilo della falda acquifera mostra che un livello più alto si trova nelle sorgenti idrotermali e che il processo del *dewatering* (pompaggio della falda a seguito dell'attività estrattiva) abbassa la superficie piezometrica nell'area delle cave. La sezione n° 4 mostra l'impostazione geologica che dà origine alla sorgente Acquoria. Le unità plioceniche (Unità Torre Baccelli (UTB) auct.) fungono da *acquiclide* per l'acquifero carbonatico.

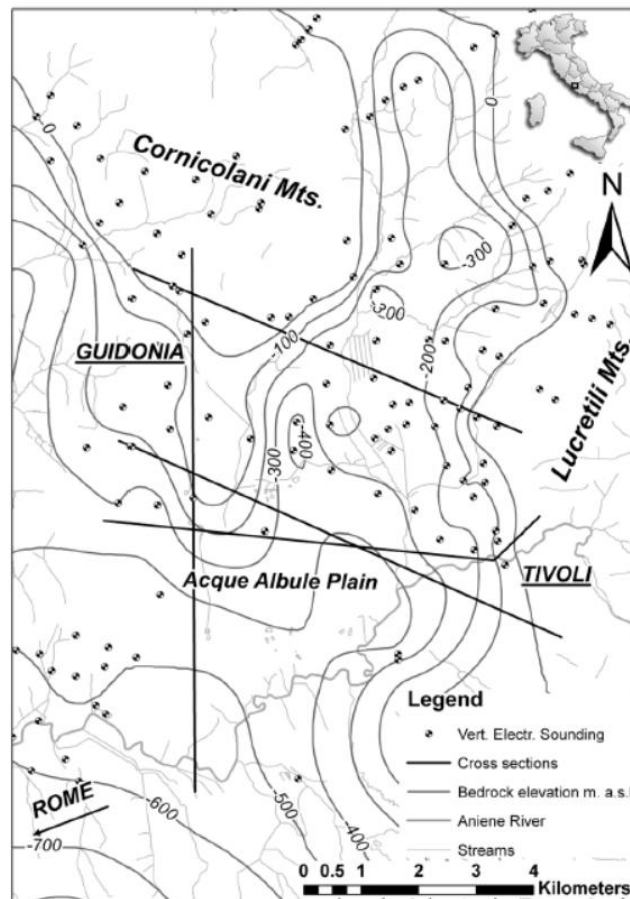


Figura 1.6.4. Interpolazione dei sondaggi elettrici verticali (VES). Le isolinee mostrano l'assetto profondo del substrato carbonatico (La Vigna et al., 2013).

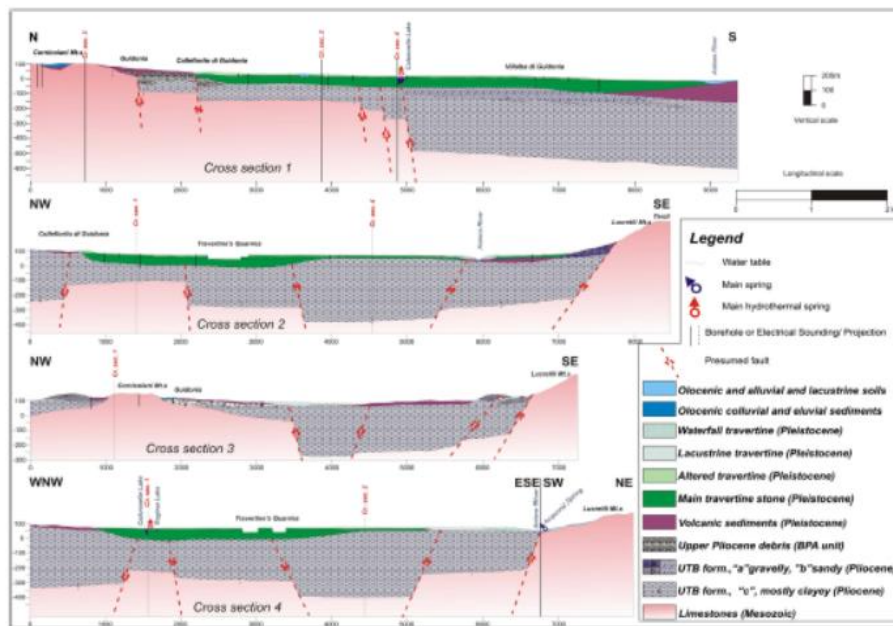


Figura 1.6.5. Sezioni geologiche del Bacino delle Acque Albule (La Vigna et al., 2013).

-Nell'articolo di Anzalone et al., 2017 è stato praticato un sondaggio nell'area a nord-ovest del Bacino allo scopo di reperire informazioni sulle varie litologie del travertino. Il sondaggio è stato eseguito in cava arrivando ad una profondità di 30 metri.



Figura 1.6.6. a. Ubicazione del sondaggio (stella); b. Stratigrafia ottenuta dal sondaggio (Anzalone et al., 2017).

- La dottoranda Sara Emili ed il geologo Marco Vinci hanno eseguito un sondaggio, non pubblicato, di 100 metri di profondità nell'area di Bagni di Tivoli nei pressi della stazione S6 all'interno della cava Fratelli Poggi srl.

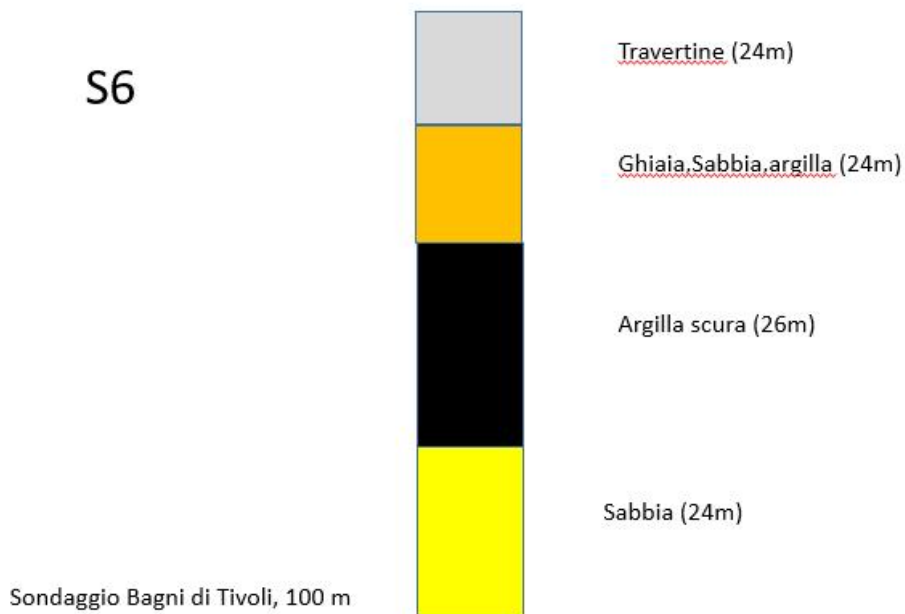


Figura 1.6.7. Stratigrafia ottenuta dal sondaggio (Sara Emili).

-Nell'articolo di De Ritis et al., 2020 sono stati studiati il processo di subsidenza e la formazione dei sinkhole nelle zone indicate in Figura 1.6.8 attraverso una combinazione di analisi satellitari e geofisico-geotecniche. Gli studi sono stati effettuati attraverso l'analisi InSAR, il metodo LiDAR, prospezioni gravimetriche e magnetiche, tomografia di resistività elettrica (2D e 3D) e analisi geotecniche e sondaggi (Figura1.6.9). Questo lavoro multidisciplinare ha permesso di costruire un modello geologico dei siti investigati. Più precisamente, le sezioni geologiche in Figura 1.6.10 sono state ricostruite sulla base delle tomografie ERT 2D.

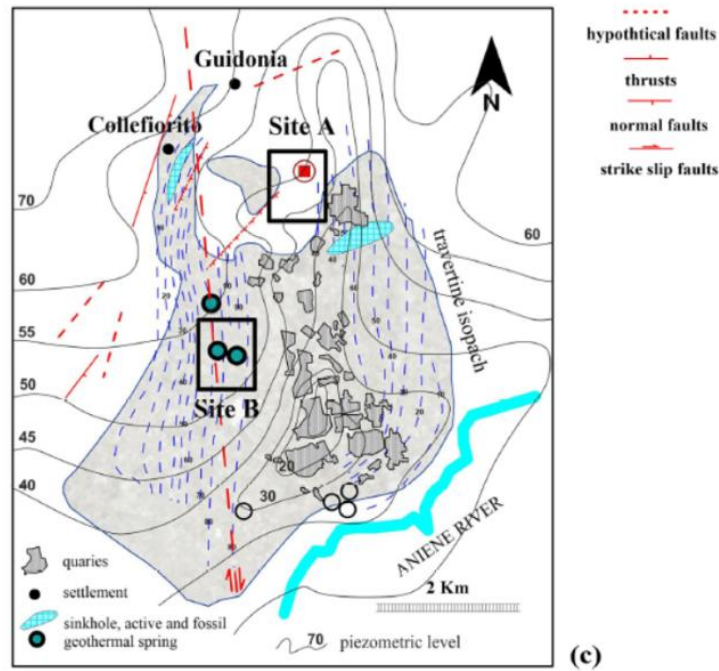


Figura 1.6.8. Collocazione delle aree di studio (De Ritis et al., 2020).

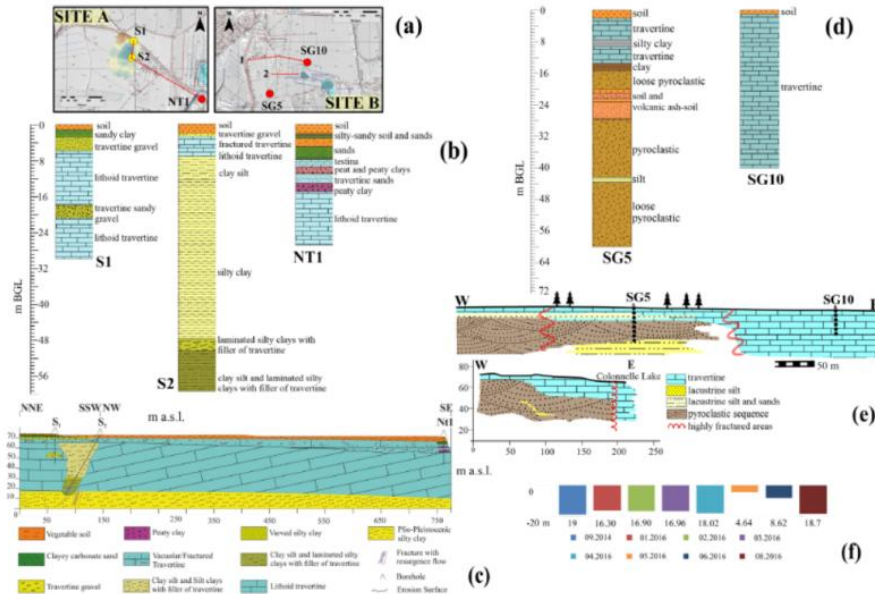


Figure 2. (a) Regional Technical Maps (CTR-5000) of sites A (left) and B (right) in Figure 1, showing the borehole positions, geological profile tracks, and Digital Elevation Model of the subsiding area of the Site A (overlaid colored layer in the left panel). (b) Site A borehole stratigraphy. (c) Site A geological profile based on the borehole data. (d) Site B borehole stratigraphy. (e) Site B geological sections adapted from Annunziatelli et al., 2009. (f) S1 borehole phreatic level variations over the 2014–2016 period.

Figura 1.6.9. Stratigrafie e sezioni geologiche ottenuti dai sondaggi (Annunziatellis et al., 2009; De Ritis et al., 2020).

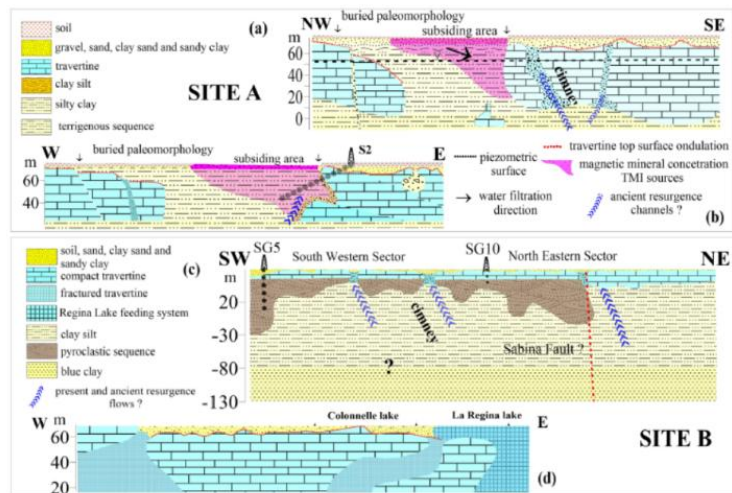


Figure 13. Geological models of Sites A and B interpreted from the combined geophysical and geological data. For Site A, (a) the NW-SE section is based on the ERT2D tomography from profile P6 and (b) the E-W section from the P4 ERT2D tomography of P4. For site B, (c) the SW-NE section is based on the ERT2D tomography of P18, and (d) the E-W geological section is from the ERT2D tomography P20.

Figura 1.6.10. Sezioni geologiche ottenute dalle indagini geoelettriche (De Ritis et al., 2020).

-Nel lavoro di tesi effettuato da Chiara Secone, presso il nostro Dipartimento, sono state effettuate tre indagini *Masw* nell'area dei laghi Regina e Colonnelle. Le velocità delle onde S ottenute da queste indagini sono di supporto al presente lavoro di tesi. Sono stati eseguiti tre *array* la cui ubicazione è descritta in figura 1.6.11.

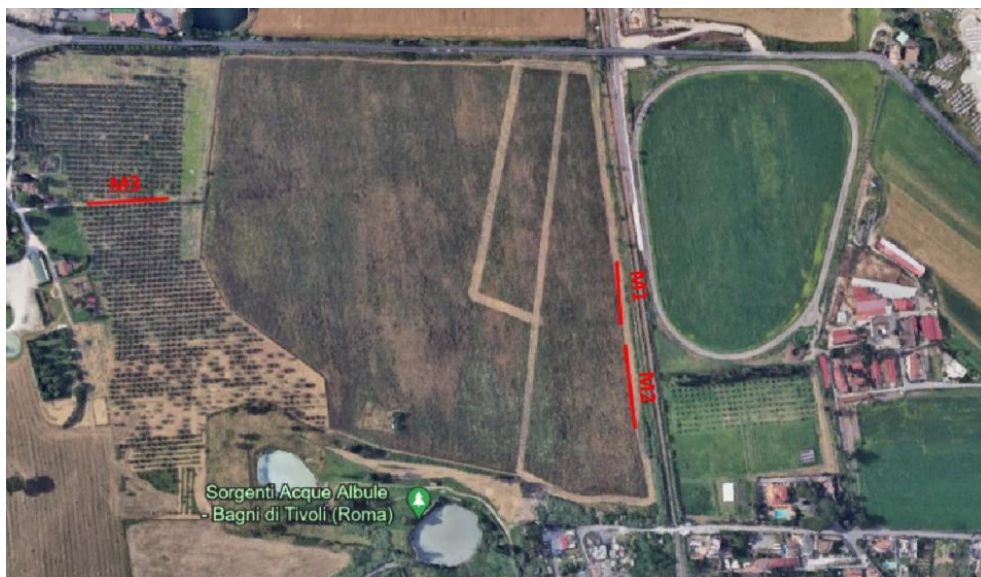


Figura 1.6.11. Posizione indagini *Masw*.

-Masw 1

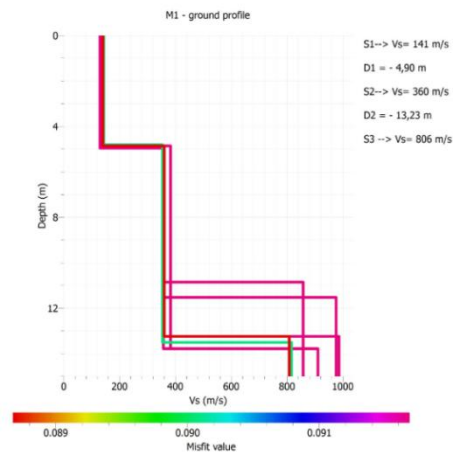


Figura 1.6.12. Profilo Vs della Masw 1 (Chiara Secone).

Da questa indagine è stato ottenuto un modello di velocità delle onde S a tre strati. La velocità del primo strato è riconducibile alla presenza di suolo. La velocità del secondo strato è riferita al travertino di tipo *Testina*. L'ultima velocità è riconducibile al travertino litoide.

-Masw 2

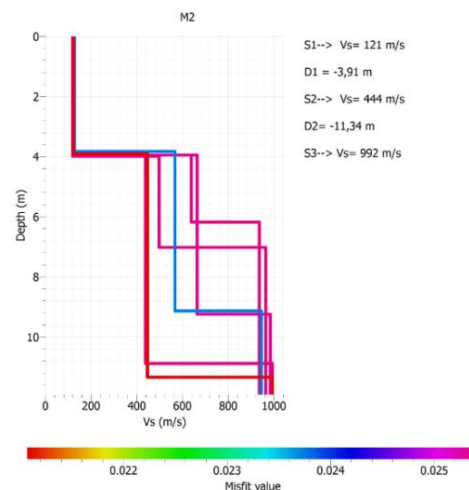


Figura 1.6.13. Profilo Vs della Masw 2 (Chiara Secone).

Questa indagine è situata vicino la *Masw 1* e presenta quindi delle analogie con la prima indagine.

-*Masw 3*

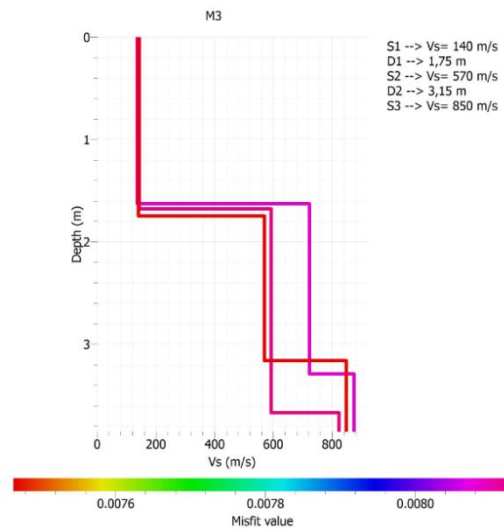


Figura 1.6.14. Profilo Vs della *Masw 3* (Chiara Secone).

La terza indagine, situata in un settore più occidentale rispetto al precedente, mostra a sua volta un modello a tre strati. La velocità del primo strato è assimilabile al suolo. La velocità appartenente al secondo strato è riferita al travertino *Testina*. La velocità dello strato più profondo è riconducibile al travertino litoide.

2. Metodologie

2.1. Cenni onde sismiche

2.1.1. Caratteristiche onde superficiali

Una delle tecniche principali volte a ricostruire il profilo di velocità delle onde di taglio V_s è rappresentata dall'analisi della propagazione delle onde di superficie. La loro formazione avviene grazie all'interazione delle onde di volume con la superficie libera e si propagano in una porzione limitata del mezzo continuo secondo un fronte d'onda cilindrico (Figura 2.1.1.1).

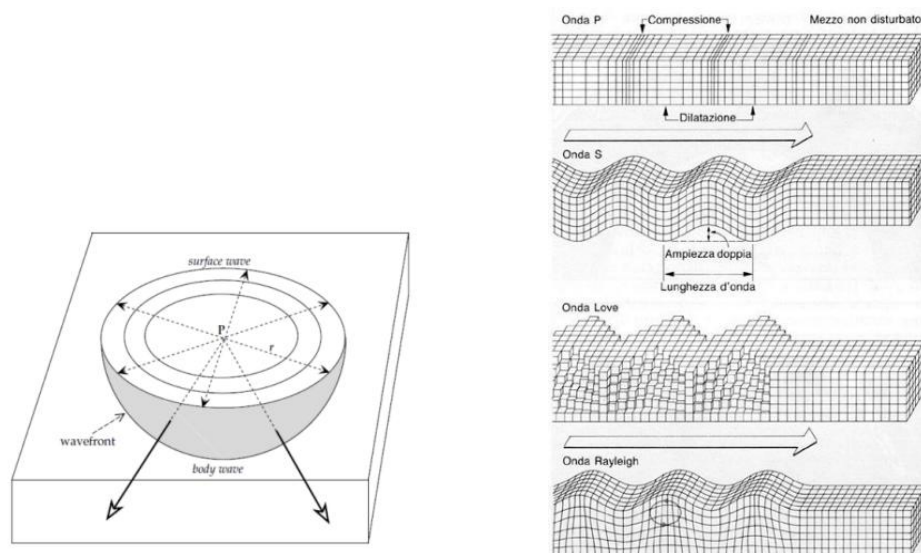


Figura 2.1.1.1. a. Propagazione dell'onda sismica da una sorgente P (Stein & Weysession, 2003);
b. Oscillazione del mezzo secondo le tipologie di onde (<https://www.engineer-lucabellini.com/>).

Fanno parte di questa categoria due tipologie di onde (Figura 2.1.1.2):

-Onde di *Rayleigh*: derivano dalla combinazione dei moti *P* (di compressione) ed *SV* (polarizzazione verticale dell'onda di taglio *S*); si propagano lungo il piano *x-z* con movimento particellare ellittico (retrogrado a basse profondità). L'ampiezza del moto ha un decadimento esponenziale proporzionale alla profondità, divenendo trascurabile entro una lunghezza d'onda (λ) dalla superficie considerando un mezzo omogeneo (Figura 2.1.1.3). Invece, nei mezzi eterogenei verticalmente non è possibile dedurre il decadimento se non si è a conoscenza di un modello a-priori del sottosuolo. La velocità dipende in minima parte dalla densità del mezzo e dal contributo delle onde *P* ed è quindi fortemente legata alla velocità delle onde *S*. Nel caso di un solido di *Poisson*, la velocità apparente risulta $c_x = (2 - \frac{2}{\sqrt{3}})\beta = 0.92\beta$, leggermente minore di quella di taglio.

-Onde di *Love*: risultano dalle onde *SH* (polarizzazione orizzontale dell'onda di taglio *S*) intrappolate vicino la superficie libera; la propagazione avviene perpendicolarmente al piano *x-z*, quindi parallelamente all'asse *y*. Si originano solamente in mezzi eterogenei e la loro velocità dipende da come variano le *V_s* e le densità all'aumentare della profondità. Per dar luogo alle onde di *Love*, si deve avere uno strato basale a velocità maggiore, per poter consentire all'energia *SH* di venir intrappolata vicino alla superficie. In un semplice caso a due strati, con $\beta_1 < \beta_2$, essendo β_1 la velocità delle onde di taglio dello strato superficiale, si ottiene che la velocità delle onde di *Love* è compresa fra questi due estremi $\beta_1 < V_{LQ} < \beta_2$. La teoria dimostra che lunghezze d'onda corte hanno velocità simili alla velocità più lenta dello strato β_1 , al contrario le lunghezze d'onda maggiori hanno velocità simili alla velocità maggiore dello strato β_2 . Da ciò deriva la proprietà dispersiva delle onde che riflette la variazione dello spostamento in funzione della profondità (Figura 2.1.1.3).

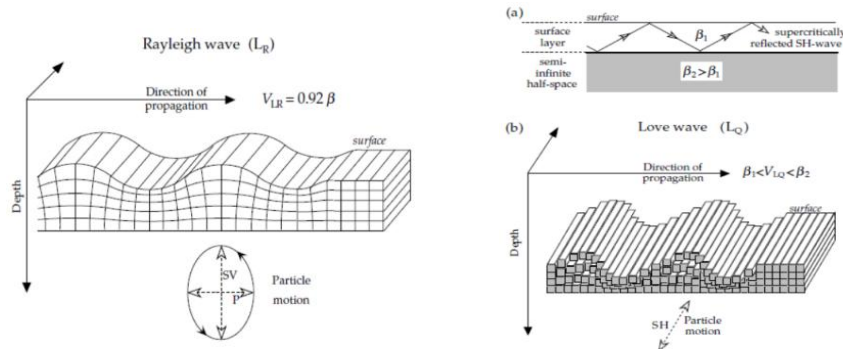


Figura 2.1.1.2. Geometria della propagazione delle onde di superficie (Lowrie, 2007).

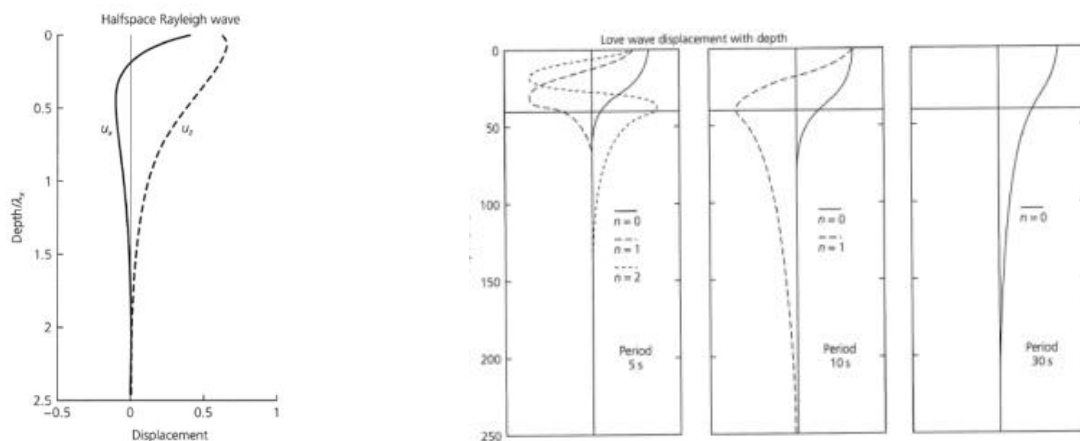


Figura 2.1.1.3. Variazione con la profondità delle componenti dello spostamento delle onde di Rayleigh e Love (Stein & Weyssession, 2003).

Dunque, l'energia delle onde superficiali rimane confinata vicino la superficie e, come risultato dell'attenuazione geometrica, decade con una distanza r dalla sorgente come r^{-1} , a differenza delle onde di volume nelle quali il decadimento avviene come r^{-2} . In termini di attenuazione, ossia la diminuzione dell'ampiezza allontanandosi dalla sorgente, le onde di volume decadono come $\frac{1}{r}$ mentre quelle di superficie decadono come $\frac{1}{\sqrt{r}}$. Il risultato consiste nel predominio sempre più marcato delle onde superficiali allontanandosi dalla sorgente, poiché le onde di volume si attenuano molto più rapidamente.

2.1.2. La dispersione

Una proprietà molto importante delle onde di superficie è la dispersione, ossia la caratteristica della diversa velocità delle onde a diverso periodo che compongono le onde superficiali. La modalità di dispersione delle onde superficiali è strettamente legata alla variazione delle V_s con la profondità. Periodi corti campionano infatti a minore profondità di periodi lunghi. La misura della dispersione delle onde superficiali è quindi un importante strumento per poter derivare il profilo di velocità verticale del sito in esame.

La dispersione, che nel caso delle onde di *Love* è intrinseca, essendo queste onde generate solo se vi sono variazioni di velocità con la profondità, può essere misurata da un'analisi in frequenza dei segnali associati alle onde superficiali generate da un impulso sismico.

Dall'osservazione di un sismogramma si nota che il pacchetto di energia che si propaga come un'onda di superficie contiene uno spettro di lunghezze d'onda. L'energia nell'onda (Figura 2.1.2.1) si propaga come l'involuppo del pacchetto d'onda ad una velocità definita velocità di gruppo (U). Le singole onde che compongono il pacchetto viaggiano secondo la velocità di fase (c). Le rispettive formule sono:

$$U = \frac{dw}{dk} \quad \text{e} \quad c = \frac{w}{k} \quad (1)$$

dove w e k rappresentano rispettivamente la frequenza angolare ed il numero d'onda. La dw è minore della w così come la dk è minore della k , quindi la velocità dell'involuppo varierà più lentamente nello spazio e nel tempo rispetto alla velocità di fase. Inoltre, se quest'ultima è correlata alla lunghezza d'onda, allora la velocità di gruppo è correlata ad essa tramite la seguente formula

$$U = \frac{dw}{dk} = \frac{d(ck)}{dk} = c + k \frac{dc}{dk} \quad (2)$$

Riscrivendola in termini di lunghezza d'onda diventa

$$U = c - \lambda \frac{dc}{d\lambda} \quad (3)$$

Quando la velocità di fase aumenta all'incrementarsi della lunghezza d'onda allora si parla di dispersione normale, significa che le lunghezze d'onda maggiori si propagano più velocemente delle lunghezze d'onda corte. Siccome $\frac{dc}{d\lambda}$ è positivo, la velocità di gruppo è più lenta di quella di fase. Con il passare del tempo, un pacchetto d'onda concentrato si allunga progressivamente in un treno di onde e quindi, in un mezzo in cui la velocità aumenta con la profondità, arriveranno le lunghezze d'onda lunghe come la prima parte della registrazione delle onde di superficie a grandi distanze dalla sorgente sismica.

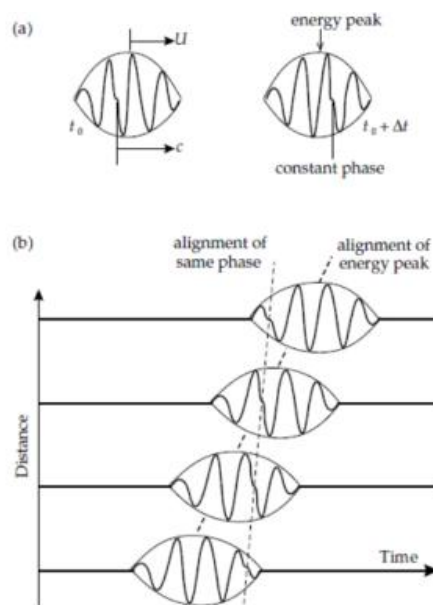


Figura 2.1.2.1. Propagazione dell'energia del pacchetto d'onda come velocità di gruppo e velocità di fase (Lowrie, 2007).

2.2. Il rumore sismico

Il rumore ambientale (Aki, 1956) è caratterizzato da vibrazioni naturali persistenti che non sono generate, almeno direttamente, da eventi sismici. Questo rumore non è quindi né strumentale né locale, ma generato da vari fenomeni e dall'interazione tra atmosfera, idrosfera e la superficie terrestre. Il campo di frequenze del rumore varia da 1 *mHz* ($=10^{-3}$ Hz) a 100 Hz, ed è possibile distinguere due tipologie di rumore principali, a seconda dell'origine naturale o antropica:

-Per $f < 1$ Hz si osservano i microsismi che sono generati da fonti naturali. È possibile distinguerli in tre classi a seconda della sorgente dominante:

1. L'*hum* sismico (Nishida K., 2013) è definito per un range di frequenze da 1 a 20 *mHz* e consiste nelle oscillazioni libere della Terra.
2. I microsismi primari (Hasselman K., 1963) vanno da 0,02–0,1 Hz e sono generati dalle correnti oceaniche.
3. I microsismi secondari (Hasselman K., 1963) sono definiti da 0,1–1 Hz e si generano da eventi atmosferici e moto oceanico.

-Per $f > 1$ Hz sono definiti i microtremori (Bonney et al., 2006), ossia tutto quel rumore che viene generato, prevalentemente, da fonti antropiche.

Una chiara origine dei microtremori è stata fornita dalla fase di quiescenza globale durante la pandemia COVID (Lecocq et al., 2020).

In questo lavoro di tesi sono stati analizzati i microtremori, la cui importanza risiede nell'assumere che essi siano costituiti sia dalle onde di volume che di superficie in proporzione non chiarita. Da vari studi sul rapporto dell'*H/V* è stata evidenziata la similarità tra i rapporti dovuti ai microtremori e quelli dovuti ai modi fondamentali delle onde di *Rayleigh* (ad esempio: Tokimatsu e Miyadera, 1992; Ohmachi et al., 1994; Lachet e Bard, 1994).

2.3. Metodologia 1: La Cross-correlazione in frequenza

2.3.1. Determinazione della curva di dispersione

2.3.1.1. La Cross-correlazione

Lo studio del rumore sismico, sotto forma di onde superficiali, permette l'estrapolazione di informazioni sul sottosuolo tramite il processo di *cross-correlazione*. Come notato per la prima volta da Shapiro & Campillo (2004), la correlazione incrociata del rumore sismico registrato in due diverse stazioni approssima la funzione di *Green*. Una delle due stazioni agisce come una sorgente mentre l'altra invece ha la funzione di ricevitore. L'analisi della funzione di *Green* può avvenire in diversi modi, ma l'obiettivo è sempre quello di ottenere informazioni sulla struttura del sottosuolo, tra le due stazioni, a varie profondità.

È possibile estrarre sia la velocità di gruppo sia la velocità di fase poiché sono entrambe espressioni delle proprietà del sottosuolo. Estrarre la velocità di gruppo risulta più semplice, ma si preferisce utilizzare la velocità di fase per i seguenti motivi: 1. Il picco della fase è più definito rispetto a quello dell'involucro; 2. La velocità di fase permette osservazioni più ampie e profonde (es. Ritzwoller et al. 2001); 3. La misurazione della velocità di fase si effettua su una finestra temporale meno ampia rispetto a quella sulla velocità di gruppo, quindi c'è meno interferenza di fasi. In ogni caso, le misure della velocità di fase ottenute dal rumore ambientale risultano discrepanti con quelle di un segnale telesismico per lunghi periodi (es. Yao et al., 2006).

Per la misurazione delle velocità di fase si possono applicare due diversi metodi. Uno è basato sulla *cross-correlazione* nel dominio del tempo e si utilizza l'approssimazione di *far field* dell'equazione del campo d'onda. L'altro si basa sulla *cross-correlazione* nel dominio della frequenza e sulla ricerca delle radici della parte reale dello spettro di correlazione incrociata, comporta anche questa l'approssimazione di campo lontano. In questo lavoro di tesi viene utilizzato proprio quest'ultimo approccio.

2.3.1.2. La Cross-correlazione e la funzione di Green

La *cross-correlazione* $C_{xy}(t, \omega)$, funzione del tempo e della frequenza, del segnale di un'onda superficiale u registrata tra due stazioni sismiche situate nelle posizioni x e y , è definita come

$$C_{xy}(t, \omega) = \frac{1}{2T} \int_{-T}^T u(x, t, \omega) u(y, t + \tau, \omega) d\tau \quad (4)$$

dove il parametro T si riferisce alla dimensione della finestra nella quale è calcolata la cross-correlazione. Se si assumono sorgenti lontane da entrambi i ricevitori, l'*azimut* con cui l'onda piana colpisce le due stazioni dovrebbe essere approssimativamente lo stesso, ma con un piccolo ritardo nel caso del ricevitore posto nella posizione y rispetto a quello in x :

$$t_d = \Delta x \cos(\theta) / v(\omega) \quad (5)$$

Un'altra ipotesi che si applica è quella di considerare un segnale diffuso, anche se in realtà non è totalmente vero.

Nel caso di una distribuzione continua di sorgenti, la *cross-correlazione* è definita come

$$C_{xy} \approx \int_{-\frac{\Delta x}{v}}^{\frac{\Delta x}{v}} \rho(t_d, \omega) \cos[\omega(t + t_d)] dt_d \quad (6)$$

dove la funzione $\rho(t_d, \omega)$ è la funzione che descrive la densità delle sorgenti in funzione del ritardo tra le stazioni t_d , ricordando che l'*azimut* è lo stesso. I limiti di integrazione definiscono l'intervallo dei possibili *azimut*.

Se l'integrale viene suddiviso in due integrali si ottengono i contributi positivo e negativo della C_{xy} , chiamati rispettivamente causale e anti-causale.

$$C_{xy} \approx \int_{-\frac{\Delta x}{v}}^0 \rho(t_d, \omega) \cos[\omega(t + t_d)] dt_d + \int_0^{\frac{\Delta x}{v}} \rho(t_d, \omega) \cos[\omega(t + t_d)] dt_d \quad (7)$$

Le parti causale (8) e anti-causale (9) si possono riscrivere separatamente come

$$C_{xy}^{t_d > 0} \approx \Re \left[\frac{g(\omega) e^{i\omega t}}{2\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} e^{i\omega \Delta x \cos(\theta)/v} d\theta \right] \quad (8)$$

$$C_{xy}^{t_d < 0} \approx \Re \left[\frac{g(\omega) e^{i\omega t}}{2\pi} \int_{\frac{\pi}{2}}^{\pi} e^{i\omega \Delta x \cos(\theta)/v} d\theta \right] \quad (9)$$

dove $\Re(\dots)$ rappresenta la parte reale dell'argomento. Gli azimut variano da 0 a $\frac{\pi}{2}$ per l'equazione 8 e da $\frac{\pi}{2}$ a π per l'equazione (9).

Si può procedere riscrivendo gli integrali considerando l'ordine zero delle funzioni di *Bessel* (10) e *Struve* (11) di Abramowitz & Stegun (1964)

$$J_0(z) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\pi} \cos[z \sin(\theta)] d\theta \quad (10)$$

$$H_0(z) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\frac{\pi}{2}} \sin[z \cos(\theta)] d\theta \quad (11)$$

Sostituendole nelle equazioni (8) e (9), queste ultime si possono riscrivere rispettivamente come

$$C_{xy}^{t_d > 0} \approx \Re \left\{ \frac{g(\omega) e^{i\omega t}}{4} \left[J_0\left(\frac{\omega \Delta x}{v}\right) + i H_0\left(\frac{\omega \Delta x}{v}\right) \right] \right\} \quad (12)$$

$$C_{xy}^{t_d < 0} \approx \Re \left\{ \frac{g(\omega) e^{-i\omega t}}{4} \left[J_0\left(\frac{\omega \Delta x}{v}\right) - i H_0\left(\frac{\omega \Delta x}{v}\right) \right] \right\} \quad (13)$$

Infine, assumendo che lo spazio tra le stazioni sia maggiore della lunghezza d'onda del segnale, considerato che sarebbe $\frac{\omega\Delta x}{v}$, le equazioni finali diventano

$$C_{xy}^{t_d>0} \approx g(\omega) \sqrt{\frac{v}{8\pi\omega\Delta x}} \cos[\omega(\Delta x/v + t) - \pi/4] \quad (14)$$

$$C_{xy}^{t_d<0} \approx g(\omega) \sqrt{\frac{v}{8\pi\omega\Delta x}} \cos[-\omega(\Delta x/v + t) + \pi/4] \quad (15)$$

Il $\frac{\pi}{4}$ indica lo sfasamento che c'è tra un segnale *cross-correlato* proveniente da un evento sismico e quello generato dal rumore ambientale sismico. Questo valore non è nient'altro che lo sfasamento tra il coseno e la funzione di *Bessel*. Il coseno descrive la correlazione incrociata tra due stazioni di un'onda piana che investe i ricevitori da un singolo azimut; la funzione di *Bessel* (e quindi lo spostamento $\frac{\pi}{4}$) emerge dall'effetto combinato delle onde piane provenienti da tutti gli azimut considerati.

Se si considera solamente il contributo positivo (14) si può ricavare il segnale delle onde di superficie. Esso mette in relazione la velocità di gruppo e la velocità di fase

$$u(x, t) = \sum_{i=1}^{\infty} S(\omega_i) \times \cos\left[\omega_i\left(\frac{\Delta x}{v(\omega_i)} + t\right) - \frac{\pi}{4}\right] \frac{2\sin\left[\varepsilon\left(\frac{\Delta x}{v_g(\omega_i)} + t\right)\right]}{\left[\frac{\Delta x}{v_g(\omega_i)} + t\right]} \quad (16)$$

Per estrarre la velocità di fase, da una *cross-correlazione*, è necessario applicare al segnale una correlazione di $\frac{\pi}{4}$. Infine, la correlazione incrociata del rumore ambientale coincide con una combinazione di funzioni di *Bessel*, e che, per grandi valori del loro argomento (corrispondenti a relativamente grande distanza tra le stazioni), le funzioni di *Bessel* possono essere sostituite da funzioni sinusoidali, il cui argomento coincide con quello delle funzioni di *Bessel* meno $\frac{\pi}{4}$. Lo spostamento derivato dall'equazione (16) nasce proprio da questa approssimazione di campo lontano.

2.3.2. Estrapolazione della velocità di fase

2.3.2.1. La cross-correlazione nel dominio della frequenza e fitting con la funzione di Bessel

Il metodo Aki, 1957 è usato per estrapolare la velocità di fase dal segnale di rumore ambientale registrato tra due stazioni (Aki, 1957; Yokoi & Margaryan, 2008; Tsai & Moschetti, 2010). Questo approccio funziona considerando lunghezze d'onda paragonabili alla distanza tra le stazioni. Il segnale viene suddiviso in intervalli di tempo brevi e viene processato col *whitening*. Tutti gli intervalli sono poi impilati insieme risultando in una quantità chiamata "coerenza" (Aki, 1957)

$$\langle \Re \left(\frac{p_i p_j^*}{|p_i| |p_j|} \right) \rangle \propto J_0 \left[\frac{\omega \Delta x}{v(\omega)} \right] \quad (17)$$

dove $\langle \dots \rangle$ denota la media dell'insieme, il lato sinistro è precisamente ciò che si chiama coerenza e l'apice segna il complesso coniugato di un numero complesso. Le quantità al lato destro sono definite come la distanza Δx tra le stazioni.

Considerando la parte immaginaria si ottiene

$$\langle \Im \left(\frac{p_i p_j^*}{|p_i| |p_j|} \right) \rangle = 0 \quad (18)$$

È importante sottolineare che entrambe le equazioni (17) e (18) sono mostrate da Aki (1957) come valide a condizione che l'energia del segnale ambientale sia approssimativamente uniforme rispetto all'azimut. Come anticipato all'inizio questo in genere non è vero in nessun momento, ma può essere raggiunto, almeno in una certa misura, dalla media dell'insieme (Yang & Ritzwoller 2008). L'equazione (17) può essere utilizzata per determinare la dispersione di fase. In pratica, la coerenza osservata viene prima di tutto tracciata in funzione della frequenza (ovvero viene tracciato lo spettro incrociato sbiancato come media dell'insieme). I valori ω_i ($i = 1, 2, 3, \dots$) di frequenza per i quali la coerenza è zero vengono identificati. Se $\omega = \omega_i$ per qualche i , l'argomento

della (17) deve coincidere con uno degli zeri noti ' z_n ' ($n = 1, 2, \dots$) della funzione di Bessel ' J_0 '

$$\frac{\omega_i \Delta x}{v(\omega_i)} = z_n \quad (19)$$

L'equazione (19) si risolve rispetto a v e diventa

$$v(\omega_i) = \frac{\omega_i \Delta x}{z_n} \quad (20)$$

A questo punto si può dire di avere una serie di possibili misurazioni della velocità di fase alla frequenza ω_i , ciascuna corrispondente ad un valore diverso di n . Implementando l'equazione (20) a tutti i valori osservati di ω_i , si trova l'*array* delle curve di dispersione. Su queste ultime deve essere applicato un criterio per selezionare la curva più idonea. È importante sottolineare che l'osservazione di ω_i su spettri incrociati mediati dall'insieme è affetta da disturbi che possono essere attribuiti a rumori strumentali o imprecisioni relative alla distribuzione della fonte.

2.4. Metodologia 2: La MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves)

La *Masw* è una tecnica che permette la determinazione di una curva di dispersione delle onde superficiali associata al sito esaminato. Lo schema di acquisizione prevede la disposizione di un *array* lineare di ricevitori allineati alla posizione della sorgente. La geometria è definita dalla lunghezza dell'*array* (L), spaziatura del ricevitore (dx) e l'offset della sorgente (Figura 2.4.1) che sono caratteristiche necessarie a definire la risoluzione più adeguata all'indagine da effettuare.

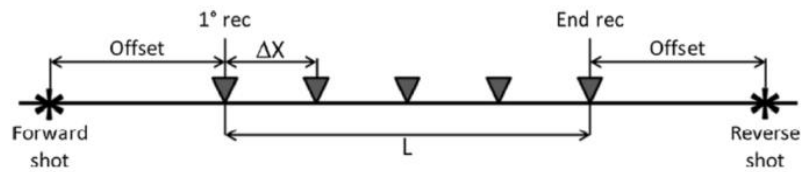


Figura 2.4.1. Geometria di acquisizione di sismica attiva (Foti et al., 2018).

La prova si esegue generando onde sismiche tramite una sorgente posta ad una certa distanza dai sensori. Le sorgenti più comuni sono la mazza battente, solitamente del peso di 8 kg, che colpisce una piastra metallica posta sulla superficie del terreno, oppure un sistema di caduta del peso. Le onde superficiali che si propagano nel terreno possono assumere un comportamento dispersivo o meno e vengono registrate da uno stendimento di geofoni. Nell'esecuzione si usano almeno 24 sensori che devono essere posizionati ben accoppiati al terreno e, qualora non fosse possibile, posti sulla superficie mediante l'utilizzo delle basi. Per l'acquisizione dei dati si usano dei geofoni verticali che quindi registrano le onde di *Rayleigh*. Per eseguire un buon esperimento, la lunghezza dell'*array* deve essere uguale al massimo della lunghezza d'onda considerata, quindi almeno di due o tre volte maggiore della profondità da investigare, mentre la spaziatura ed il numero dei geofoni devono garantire la precisione della curva di dispersione.

L'elaborazione dei dati consiste nella generazione di una curva di dispersione estratta dal sismogramma (Figura 2.4.2) attraverso un'analisi spettrale $f-k$, ossia una trasformata di Fourier bi-dimensionale nel dominio dello spazio e del tempo. Generalmente, queste curve si visualizzano in grafici in cui l'ordinata rappresenta la velocità di fase, l'ascissa è la frequenza e la *semblance* (il colore) che misura il grado di cross-correlazione totale variando velocità e frequenza. Si prosegue effettuando un'operazione di *picking* nella parte dove è massima la probabilità di avere una determinata velocità associata ad una specifica frequenza ottenendo così l'andamento della curva di dispersione (Figura 2.4.2).

La curva di dispersione così ottenuta si può invertire per ottenere un modello delle onde V_s in profondità. Le onde di *Rayleigh* hanno anche una piccola sensitività alle onde V_p e alla densità. L'inversione della curva di dispersione può essere impostata con un metodo non-lineare ossia un metodo che ottimizzi la ricerca dei parametri migliori all'interno di un intervallo prefissato per poter fittare i dati (vedere paragrafo 2.4.2). In pratica, si procede risolvendo il problema diretto numerose volte e ottimizzando la ricerca tramite un algoritmo di ricerca nello spazio dei parametri.

Tale spazio viene determinato sulla base delle conoscenze a-priori, ed è costituito da n -strati caratterizzati ciascuno da uno spessore (h), una velocità delle onde P (V_P), una velocità delle onde S (V_S) e una data densità (ρ), a cui corrisponde solamente una curva dispersione teorica. L'algoritmo di ottimizzazione non-lineare è il *Neighbourough Algorithm*, dettagliato in seguito.

Al termine dell'inversione, si visualizzano i migliori modelli (Figura 2.4.2) ed il loro relativo fit con le curve di dispersione sperimentali.

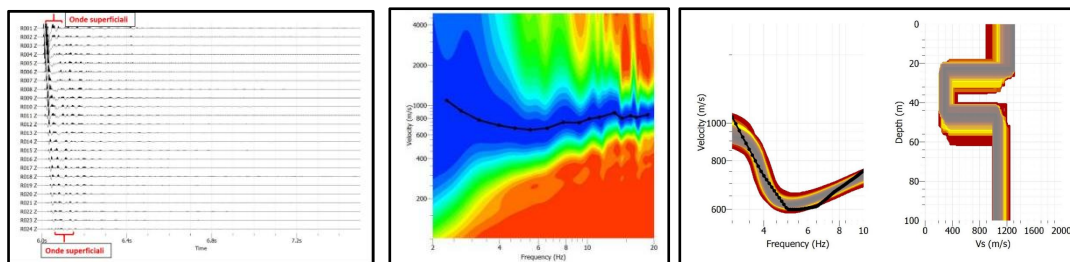


Figura 2.4.2. Sismogramma (sinistra); Semblance del segnale sismico al variare della frequenza e della velocità di fase, con picking della curva di dispersione (centro); Profili di velocità e curva di dispersione ottenuti tramite inversione (destra).

2.4.1. Vantaggi e limiti della tecnica

L'utilizzo di questa metodologia prevede chiaramente dei pro e contro, riassunti brevemente in seguito, di cui bisogna assolutamente tenere in considerazione ai fini dell'interpretazione.

-Vantaggi:

L'esecuzione della prova è semplice e rapida grazie alla registrazione multicanale che elimina la necessità di misurazioni ripetute modificando la configurazione del campo. La prova può essere eseguita facilmente anche in luoghi poco accessibili poiché non richiede l'impiego di attrezzature o macchinari di grandi dimensioni, quindi è anche poco costosa. L'efficienza nello studio delle proprietà elastiche dei materiali vicini alla superficie è una caratteristica importante ai fini dell'interpretazione. La conoscenza della posizione della sorgente permette di sapere, di conseguenza, anche il percorso delle onde superficiali. La prova permette sia la mitigazione dell'effetto delle onde P ed

S nel *near-field* sia il superamento dei problemi legati alla presenza di strati soffici compresi tra strati più rigidi o di strati più rigidi compresi tra strati più soffici. Inoltre, è possibile individuare il profilo di velocità V_s anche in presenza di contrasti di rigidità tra gli strati del suolo, oltre che la visualizzazione qualitativa delle eterogeneità in prossimità della superficie.

-Limiti:

Il segnale può interferire con altri tipi di fasi sismiche (P ed S) ed acustiche (onda d'aria) prodotte anch'esse dalla sorgente. La sorgente generata da una mazza battente ha una scarsa componente in bassa frequenza, e ciò comporta una visione poco profonda dell'indagine. Perciò si usa anche un sistema di caduta del peso per raggiungere le frequenze fino ad 1-2 Hz e studiare strati più profondi. Inoltre, i geofoni registrano una sola componente del moto, nel nostro caso quella verticale, e quindi misurano solo le onde di Rayleigh,. Nell'interpretazione, uno degli aspetti più difficili è la selezione della curva di dispersione sperimentale da adottare per il successivo processo di identificazione del profilo di velocità delle onde di taglio V_s . La selezione dei punti della curva (picking) deve necessariamente far sì che essi siano distribuiti in maniera consistente soprattutto alle basse frequenze, in cui si hanno meno dati. Maggiore è l'accuratezza della curva, migliore sarà il profilo di velocità V_s determinato con l'inversione. Infine, per ottenere un buon modello è necessario operare con cautela, in quanto, seppur operando con un metodo non-lineare, la scelta della parametrizzazione è comunque importante.

2.4.2. Il Neighbourhood Algorithm

Il *Neighbourhood Algorithm* (NA) (Wathelet, 2008) è una tecnica di inversione basata su un metodo di ricerca diretta stocastica utilizzata per risolvere problemi non-lineari. L'algoritmo è usato soprattutto per la risoluzione di problemi affetti da non unicità, dove la soluzione ideale è costituita dall'insieme di tutti i modelli che si adattano nella stessa maniera alle informazioni parametriche e ai dati. Quindi, per l'inversione della funzione obiettivo (la curva di dispersione) è necessario definire una parametrizzazione costituita dai parametri di profondità (H), densità (ρ), velocità delle onde S (V_s) e velocità delle onde P (V_p). I due parametri delle velocità sono in relazione tramite il

rapporto di *Poisson*. La V_s è il fattore più importante per la risoluzione dei problemi delle onde superficiali. Tutte le informazioni *a-priori* sulla struttura geologica contribuiscono a definire i limiti dello spazio parametrico.

L'algoritmo sfrutta la costruzione geometrica delle celle di *Voronoi* per modellare la funzione obiettivo nello spazio dei parametri secondo il metodo proposto da *Sambridge* tramite il campionatore di *Gibbs* (1999). Grazie a questo metodo vengono generati nuovi campioni casuali all'interno della cella di *Voronoi*, la quale comprende già i campioni della funzione obiettivo, che modifica la sua geometria per accoglierli. Il processo viene ripetuto per iterazione fino a che non si ottiene un campionamento accettabile della soluzione. Ad ogni iterazione, l'algoritmo genera nuovi modelli all'interno delle celle ai quali vengono integrati i *misfit* corrispondenti. Per concludere, questa tecnica di inversione è stata sviluppata prevalentemente per l'inversione delle curve di dispersione delle onde superficiali per strutture 1D. In maniera semplice ed efficiente può parzialmente risolvere il problema della non unicità del problema sulla base delle informazioni *a-priori* introdotte nella parametrizzazione.

2.5. Strumentazione, procedura di acquisizione dati ed elaborazione

dati

Le prospezioni sismiche effettuate per il presente lavoro di tesi si distinguono in due tipologie di indagine. Per sismica passiva si intende lo studio della propagazione delle onde generate da sorgenti naturali (es. evento sismico) o artificiali presenti nel sito di indagine. Invece, per sismica attiva si intende solamente lo studio della propagazione delle onde generate da determinate sorgenti artificiali. La procedura di acquisizione dati che ha permesso poi lo studio attraverso la tecnica della *cross-correlazione* in frequenza, è della tipologia della sismica passiva. La procedura legata alla metodologia *Masw* si riferisce alla sismica attiva.

2.5.1. Strumentazione sismica passiva

Di seguito è descritta tutta la strumentazione (Figura 2.5.1.1) utilizzata durante la prova di sismica passiva:

-Sensore: *Lennartz 3D/5s* è un sensore sismico a banda larga (5s) a tre componenti. La banda di frequenza va da 0.2 Hz a 50 Hz. Sensibilità ampia alle basse frequenze. Dispone di tre sensori orientati secondo lo schema *N-S*, *E-O* e *Z*. Sul coperchio è indicata la direzione del nord per l'orientazione *azimutale*. La regolazione della posizione si effettua tramite tre piedi regolabili, sfruttando il sistema a bolla posto sul coperchio. Progettato per monitoraggio sismico e misurazioni delle vibrazioni ambientali.

-Acquisitore: *Reftek 130* è un registratore sismico, ad alta risoluzione e bassa potenza, che dispone di 3 o 6 canali di ingresso per connessione a qualsiasi sensore disponibile nel mercato della sismologia. È alloggiato in un involucro di plastica quasi impermeabile e ha una memorizzazione interna dei dati sotto forma di due schede *flash* compatte. Può registrare contemporaneamente sulle schede *CF* e trasmettere dati quasi in tempo reale utilizzando la telemetria basata su *Ethernet* o seriale. Nella parte superiore ci sono tutti i connettori che permettono di collegare la strumentazione necessaria, l'accesso alle *Compact Flash* e un *display LCD* che permette il rapido controllo della stazione. Uso di un *TCXO* ad alta precisione per mantenere il controllo dell'ora in maniera precisa per lunghi periodi.

-Ricevitore *GPS*: strumento esterno che utilizza il sistema di posizionamento globale (*GPS*) per riferimento di tempo, frequenza e posizione. Può essere installato distante fino a 100 metri dall'acquisitore.

-Sistema di comando/controllo dell'acquisitore: uso di programmi funzionanti sul dispositivo cellulare *iPhone*. *Ref Tek Interface (RTI)* è un insieme di *server/applicazioni* eseguibili su *notebook Windows, Linux* o *Solaris/computer desktop*. *iFSC* viene utilizzato per modificare e programmare l'acquisizione dei parametri.

-Alimentatore: uso di una batteria al piombo da 13 Volts e pannello solare.

-Bussola: necessaria per allineare il sensore rispetto al nord.



Figura 2.5.1.1. Strumentazione Rumore Ambientale: 1. Bussola; 2. Reftek; 3. iPhone; 4. Batteria; 5. Pannello solare; 6. GPS; 7. Sensore.

2.5.2. Strumentazione sismica attiva

Di seguito è descritta tutta la strumentazione (Figura 2.5.2.1) necessaria ad effettuare la prova di sismica attiva:

-Acquisitore: Sismografo *PASI GEA24*, compatto, 24 canali (anche fino a 48), scheda di acquisizione a 24 bit e interfaccia USB per PC esterno. Minimo consumo della batteria che viene alimentata direttamente da PC. Si collega tramite cavi allo stendimento di geofoni per effettuare la registrazione del segnale. Adatto per eseguire molteplici tecniche di sismica tra cui la *MASW*.

-PC: *Panasonic CF-54* modello *Toughbook* da 14 pollici, *hard disk* da 256 GB, memoria RAM da 8 GB, processore *Intel 5*, sistema operativo di tipo *Windows*. Collegabile al

sismografo tramite cavo *USB*. Il software *PASI GEA24* permette il settaggio dei parametri e l'acquisizione dei dati della prova.

-Sorgente: Mazza battente del peso di 8 Kg che colpisce una piastra metallica posta in superficie a determinata distanza dai ricevitori; Sistema di caduta di un peso composto da un trattore ed un blocco di travertino del peso di 20,2 tonnellate.

-Sensore: Geofono atto a rilevare i movimenti del suolo, capace di rilevare frequenze anche molto basse (fino a 1 o 2 Hz), il segnale rilevato viene trasformato in impulso elettrico ed è poi registrato dal sismografo. Uso di 24 geofoni verticali a frequenza di 4.5 Hz che possono essere montati su delle basi oppure posti direttamente nel terreno tramite fori.

-Cavi sismici: collegamento tra geofoni e sismografo. La lunghezza deve essere di almeno 100 metri.

-Rotella metrica: utilizzata per posizionare i geofoni mantenendo un determinato interspazio.

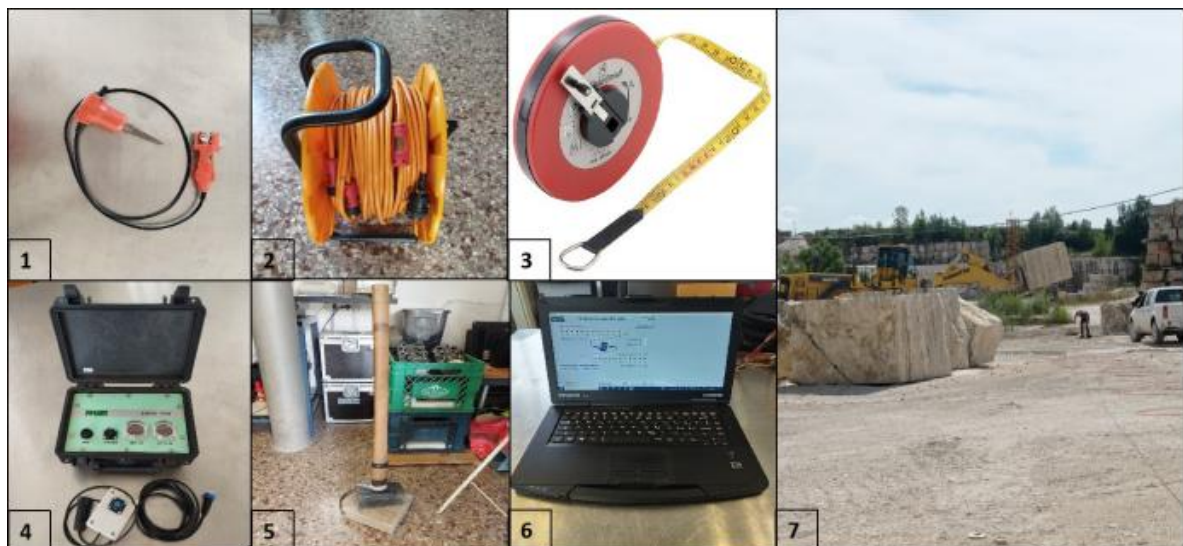


Figura 2.5.2.1. Strumentazione *Masw*: 1. Geofono; 2. Cavi sismici; 3. Rotella metrica; 4.Sismografo; 5. Mazza battente e piastra metallica; 6. *PC*; 7. Blocco di travertino.

2.5.3. Procedura di acquisizione sismica passiva

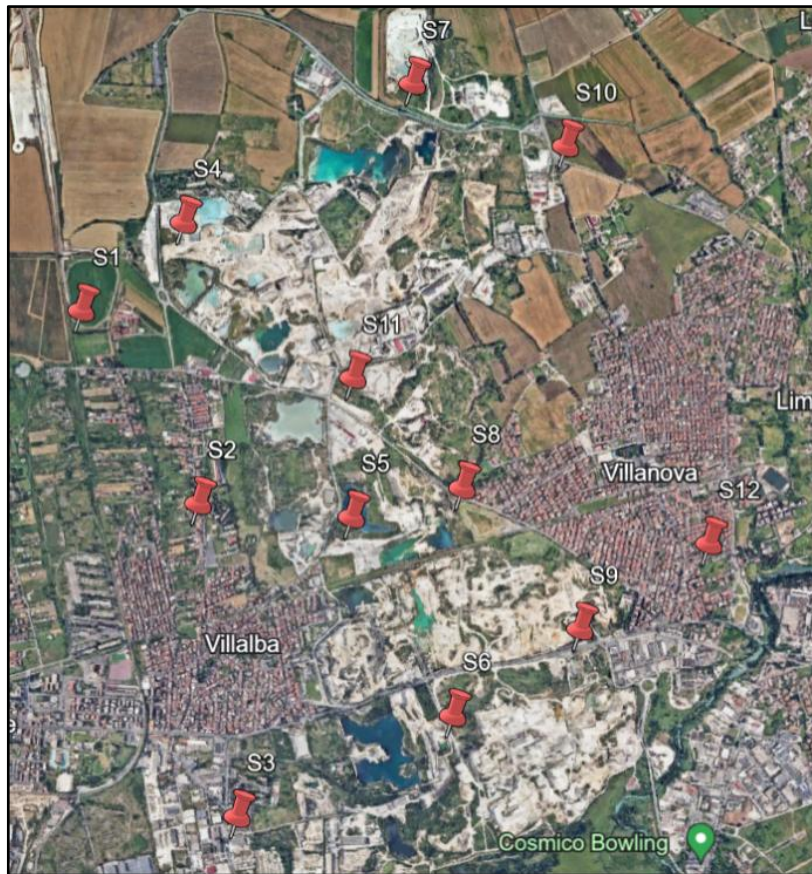


Figura 2.5.3.1. Posizione effettiva delle 12 stazioni sismiche (Google Earth modificato).

Per l'analisi passiva delle onde di superficie, il rumore ambientale è stato registrato senza l'uso di sorgenti sismiche artificiali. Le vibrazioni del suolo possono essere indotte sia da fenomeni naturali su larga scala (bassa frequenza) che da sorgenti antropiche (alta frequenza). Una selezione (ed eventuale eliminazione) dei dati che non presentano segnali coerenti sarebbe opportuna per una corretta analisi dei dati. In ogni caso, se la serie temporale è sufficientemente lunga, tale *pre-processing* non è strettamente necessario. Si anticipa che i test di *bootstrap* del segnale, hanno evidenziato la robustezza dei risultati.

Per questo lavoro, è stato installato un *array* di 12 stazioni (Figura 2.5.3.1) nell'area delle cave e negli abitati di Villalba e Villanova situati nel Bacino delle Acque Albule. Il periodo di misurazione è avvenuto tra il 30 giugno 2022 ed il 25 luglio 2022, quindi con temperature alte permanenti legate alla stagione estiva. Alcune stazioni (Figura 2.5.3.2) sono state installate su travertino mentre altre su terreni. Per facilitare l'accoppiamento tra il sensore ed il suolo sono state scavate delle buche nelle quali sono stati posizionati i sensori. Tramite l'utilizzo di una bussola, si è proceduto all'allineamento del sensore rispetto al nord con successiva regolazione dei piedini tramite la messa in bolla. Gli acquisitori e le batterie a piombo sono stati inseriti in delle cassette in modo da evitare danneggiamenti. I ricevitori *GPS* sono stati posizionati in modo tale da favorire un buon contatto con i satelliti. L'acquisizione è stata avviata tramite il sistema di comando dell'acquisitore installato sull'*iPhone*. Periodicamente, i dati che venivano registrati sono stati scaricati su *pc*. L'utilizzo di questo sistema di monitoraggio ha permesso lo studio nel campo delle basse frequenze (da circa 0,4 a 4 Hz) delle due tipologie delle onde di superficie e lo studio della risposta sismica dei siti.



Figura 2.5.3.2. Montaggio delle stazioni sismiche.

2.5.4. Procedura di acquisizione sismica attiva

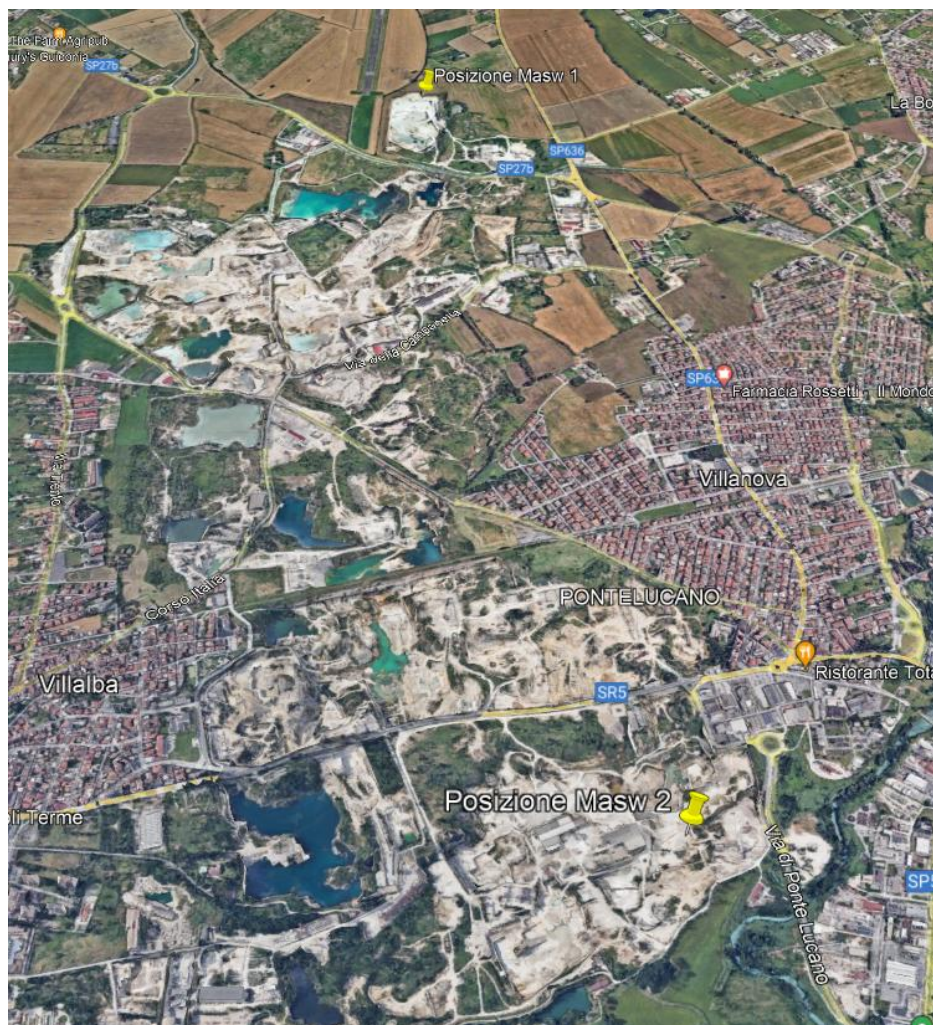


Figura 2.5.4.1. Posizione effettiva Masw (Google Earth modificato).



Figura 2.5.4.2. In alto, l'array della Masw 1; In basso, l'array della Masw 2 (Google Earth modificato).

Nella giornata del 9 giugno 2023 sono state eseguite due prove *Masw* (Figure 2.5.4.1 e 2.5.4.2), di cui la prima nella cava *CM-Caucci Mario-Industria Travertino Romano S.p.A.* (a nord) mentre la seconda è stata eseguita nella cava della ditta *Estraba S.p.A.* (a sud). Per l'esecuzione della prima prova è stato deciso di posizionare lo stendimento direttamente sul travertino e vicino al bordo settentrionale della cava. Lo stendimento è stato esteso per 100 metri di lunghezza, considerando 24 geofoni (4,5 Hz) spazati tra loro di 4 metri. La produzione delle onde sismiche è avvenuta utilizzando una mazza battente del peso di 8 kg. Sono state eseguite 4 prove con altrettante configurazioni

differenti, le cui caratteristiche sono definite nella tabella 2.5.4.1. Per quanto riguarda la seconda prova, lo svolgimento è avvenuto anche qui sulla base di travertino e vicino al bordo meridionale della cava. Lo stendimento è stato esteso per 100 metri di lunghezza, utilizzando 24 geofoni (4,5 Hz) con interspazio di 3 metri. La sorgente artificiale utilizzata è un blocco di travertino, del peso di 20,2 tonnellate, lasciato cadere da 3 metri di altezza. In questo caso, è stata eseguita una sola prova le cui caratteristiche sono riportate nella tabella. Per entrambe le prove è stato necessario praticare dei fori di 10 cm nel travertino, per permettere un buon accoppiamento tra i sensori e la roccia. Questa tecnica è stata eseguita appositamente per raggiungere frequenze più alte rispetto alla metodologia della sismica passiva.

Configurazioni	Spazio intergeofonale	Distanza sorgente	Tempo di acquisizione	Campionamento	Tipo sorgente
cava1_conf1	4m	+4 m dal geo 24	3000 ms	500 Hz	Mazza da 8 kg
cava1_conf2	4m	+2 m dal geo 24	1500 ms	1000 Hz	Mazza da 8 kg
cava1_conf3	4m	+2 m dal geo 24	1000 ms	4000 Hz	Mazza da 8 kg
cava1_conf3-1	4m	-2 m dal geo 1	1000 ms	2000 Hz	Mazza da 8 kg
cava2_Blocco	3m	+21 m dal geo 1	1500 ms	1000 Hz	Blocco da 20,2 t

Tabella 2.5.4.1. Schema delle configurazioni delle 5 prove eseguite.

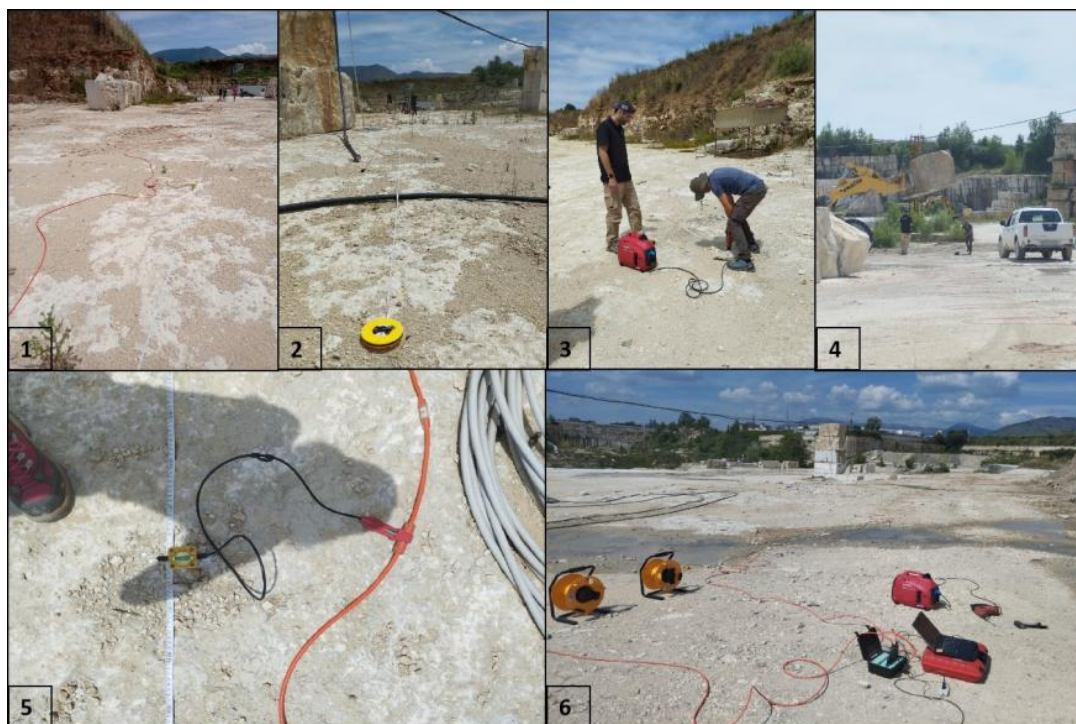


Figura 2.5.4.1. 1. Sistemazione stendimento geofoni cava nord; 2. Stendimento geofoni cava nord; 3. Esecuzione dei fori nel travertino; 4. Sorgente sismica (blocco) cava sud; 5. Sistemazione del geofono; 6. Stendimento dell'array nella cava sud.

2.5.5. Elaborazione dati: sismica passiva e attiva

-Elaborazione Cross-correlazione

Per l'elaborazione dei dati tramite la cross-correlazione, è stato utilizzata la libreria python *seislib* (<https://seislib.readthedocs.io/en/latest/#>) ed il software di inversione non-lineare *dinver* (distribuito tramite *geopsy*: <https://www.geopsy.org/man/dinver.html>). Per ottimizzare l'uso di *dinver* si sono sviluppati alcuni script in *Bash*, per l'automatizzazione del processo. Inoltre, per l'analisi e la visualizzazione del modello 3-D sono state utilizzate funzioni in *Matlab*.

Il primo passo effettuato è stato quello di definire un modello *a-priori* isotropo dell'area sulla base degli studi precedenti. A tale fine, sono stati raccolti tutti valori di

spessore e profondità relativi alla stratigrafia e le quote altimetriche delle stazioni. Dal modello stratigrafico a-priori, è stato estratto, per ogni coppia di stazioni, un modello medio. I valori delle sette coppie migliori sono forniti nella tabella 2.5.5.2.

I valori delle profondità delle discontinuità sono state calcolate a partire dagli spessori del modello 3-D e non tenendo conto delle variazioni topografiche. In ogni caso, una media della quota topografica è stata anche stimata e riportata in tabella 2.5.5.2. Per poter calcolare le curve sintetiche per i modelli a tre strati, abbiamo attribuito ad ogni strato, velocità medie, reperite dalla letteratura. In particolare, proprio questi valori sono stati scelti basandosi su relazioni tecniche e letteratura (es. https://www.ordinegeologiumbria.it/Documenti/RIFRAZIONE_SLIDES-1.pdf; <https://opentextbc.ca/physicalgeology2ed/chapter/9-1-understanding-earth-through-seismology/>). Il range dei valori presenta delle oscillazioni a seconda degli studi effettuati, perciò si è deciso di utilizzare un valore medio relativo ad ogni strato. Nella seguente tabella sono indicati i valori di velocità e spessore di partenza:

Velocità medie		Spessori medi	
Vs1 (m/s)	1000	S1 (m)	24.2
Vs2 (m/s)	400	S2 (m)	105.6
Vs3 (m/s)	3500	S3 (m)	

Tabella 2.5.5.1. Valori di velocità (Vs) medi e spessori medi.

Per ogni singolo modello a-priori, si sono calcolate, utilizzando *pysurf96* (<https://github.com/miili/pysurf96>), le rispettive curve di dispersione sintetiche sia per le onde di *Love* che per le onde di *Rayleigh*.

Coppie	Quota media (m slm)	H1 (m)	H2(m)
Coppia S7-S12	72.22	36.67	210.4
Coppia S11-S12	67.09	32.69	218.03
Coppia S12-S8	60.8	28.7	236.37
Coppia S10-S2	73.56	41.91	186.19
Coppia S10-S9	66.8	35.96	207.98
Coppia S9-S2	44.39	33.43	220.46
Coppia S11-S3	62.9	40.16	215,49

Tabella 2.5.5.2. a. Quota media tra le stazioni; b. Profondità della discontinuità travertino-argille; c. Profondità della discontinuità argille-carbonati.

Per quanto riguarda i dati delle stazioni, questi sono stati processati tramite la metodologia della cross-correlazione (vedi sezione 2.3) adoperando la libreria *Seislib* <https://seislib.readthedocs.io/en/latest/#>.

Lo script usato legge le forme d'onda pre-processate (*zero-padding* di eventuali *gaps*, rimozione della risposta strumentale) per una data componente e fornisce, come output, le curve di dispersione selezionate per una serie di coppie di stazioni.

Abbiamo operato la cross-correlazione per serie temporali di 900 secondi (15 minuti) e con una copertura di almeno 8 giorni.

La *cross-correlazione* in frequenza tra i segnali permette la determinazione degli *zeros* della *Bessel function*. Abbiamo optato per la selezione manuale della curva di dispersione. Per ogni coppia, si è plottata, come riferimento, la curva *a-priori*.

È stata eseguita l'operazione sia per la componente verticale (*Z*) che per quella radiale (*R*) per le onde di Rayleigh che per quella trasversale (*T*) per quelle di Love. Nel caso in cui la componente scelta era la *R* o la *T*, il codice ha operato automaticamente la rotazione delle componenti orizzontali per ogni coppia di stazioni.

È stata ottenuta una buona ricostruzione delle curve di dispersione per un intervallo di frequenze piuttosto limitato, in un range da circa 0.4 a 4 Hz (Figura 2.5.5.1) per

entrambe le onde superficiali. Si ricorda che, nell'ambito della *Ray-Theory*, le curve di dispersione si riferiscono alla struttura media tra le due stazioni.

I dati si sono rivelati alquanto incoerenti e quindi è stata data grande attenzione al *picking* delle curve di dispersione. La componente verticale mostra delle curve di dispersione relativamente migliori. Per molte coppie, l'analisi degli *zeros* mostra il probabile arrivo di fasi sismiche, e comunque di energia sismica dovuta a segnali coerenti.

Per poter meglio analizzare la stabilità della *cross-correlazione*, sono stati eseguiti *bootstrap tests*, ossia è stata eseguita la *cross-correlazione* utilizzando la metà delle finestre, scelte in modo casuale, per cento volte e *tests* in cui abbiamo considerato solo le forme d'onda notturne, ore in cui l'attività antropica, per lo più connessa all'attività di cava, era limitata. I *tests* hanno permesso di evidenziare la stabilità del segnale, anche se durante le ore notturne essendoci meno energia coerente sarebbe stato più facile ricostruire la curva di dispersione.

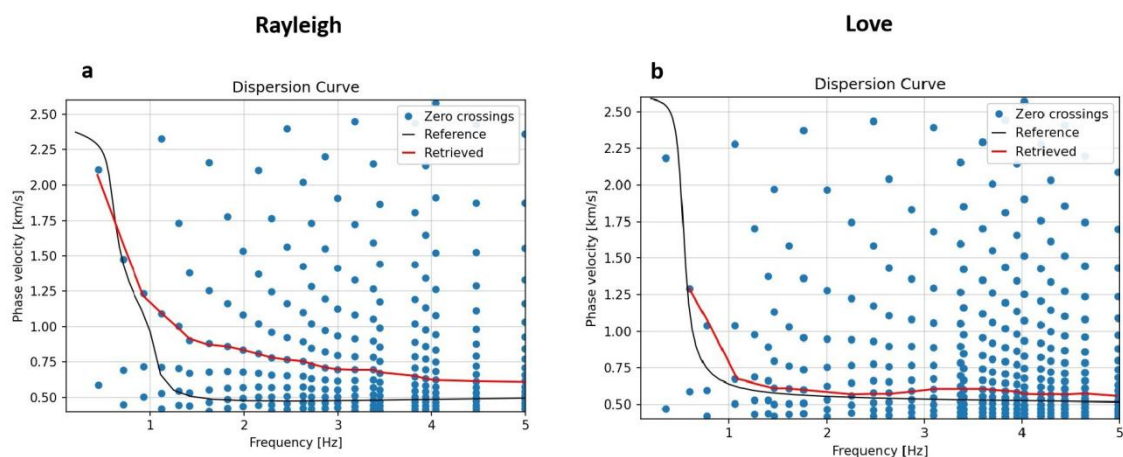


Figura 2.5.5.1. Esempi delle curve di dispersione ottenuti tramite *picking*.

L'inversione 1D non-lineare delle curve di dispersione restituisce un profilo verticale di onde di taglio (V_s) che rappresenta, a tutti gli effetti, un modello di velocità media tra le due stazioni considerate (Figura 2.5.5.2). In particolare, questa inversione è mostrata solo per sette coppie risultate di alta qualità relativa. L'analisi è stata fatta sia singolarmente per le due curve (*Rayleigh* e *Love*) sia congiuntamente. La parametrizzazione utilizzata per l'inversione (Tabelle 2.5.5.3-2.5.5.4) segue un modello isotropo a tre strati.

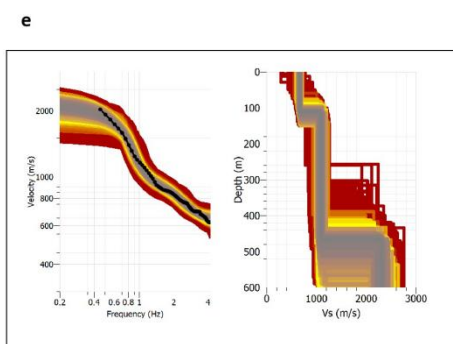
Range di frequenza	min. 0.2 Hz max. 4.2 Hz
Campionamento	min. 0.2 Hz max. 4.2 Hz
Numero campioni	80

Tabella 2.5.5.3. Parametri di *Dinver* per la curva di dispersione.

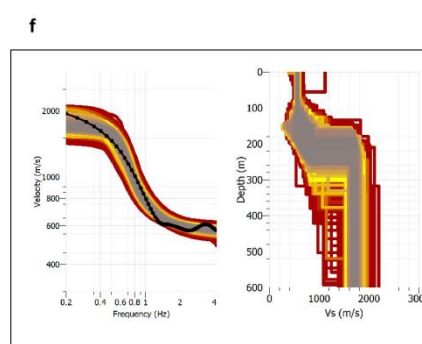
Velocità onde P (m/s)		Velocità onde S (m/s)		Poisson Ratio	Densità (kg/m³)	Profondità (m)
Uniforme	Vp0: 600 a 4000 m/s	Uniforme	Vs0: 100 a 1200 m/s	Nu0: 0,2 a 0,5	ρ0: 2000 kg/m ³	DVs0: 0 a 150 m
Uniforme	Vp1: 300 a 5000 m/s	Uniforme	Vs1: 100 a 1500 m/s	Nu1: 0,2 a 0,5	ρ1: 1800 kg/m ³	DVs1: 0 a 600m
Uniforme	Vp2: 800 a 6000 m/s	Uniforme	Vs2: 1000 a 4000 m/s	Nu2: 0,2 a 0,7	ρ2: 2600 kg/m ³	

Tabella 2.5.5.4. Parametri di *Dinver* per l'inversione.

Rayleigh sperimentale



Love sperimentale



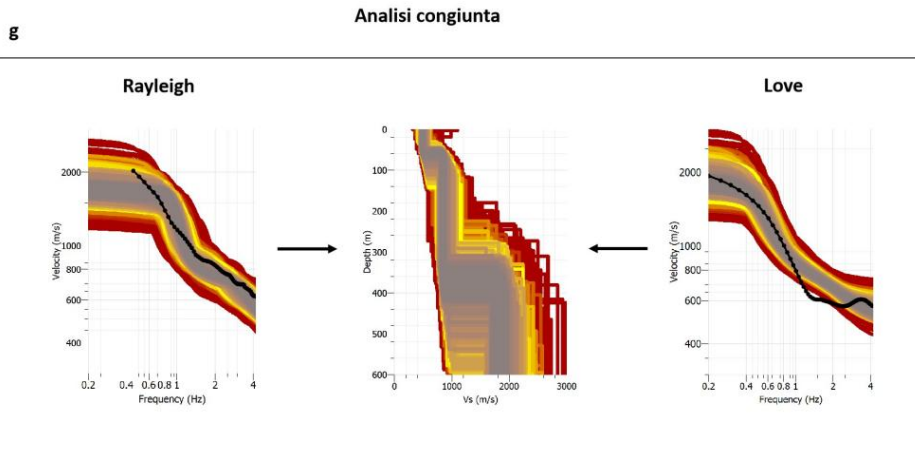


Figura 2.5.5.2. Curve di dispersione sperimentali e profili 1D.

In generale, le curve di dispersione sperimentali di *Rayleigh* risultano meglio vincolate rispetto alle curve di *Love*. Inoltre, come anche testimoniato di test diretti, l'eventuale diminuzione di velocità tra i travertini e lo strato argilloso/sabbioso sottostante, richiede per le *Love* frequenze molto elevate, e certamente più elevate delle *Rayleigh*, per poter essere riconosciuto.

Per tale motivo si è deciso di elaborare solamente le curve di *Rayleigh* per definire un modello 3D. Tutte le 66 curve sperimentali sono state invertite col metodo dei minimi quadrati per ottenere delle mappe di velocità di fase. Come si evince dalla copertura (*ray crossing*) in Figura 2.5.5.3, solo la zona centrale della nostra area è adeguatamente coperta ed i valori di velocità di fase mostrano discrepanze alquanto elevate. Per ovviare alla bassa qualità dei dati, è stato regolarizzato il problema inverso utilizzando un *roughness damping* che restituisce dei modelli di velocità di fase abbastanza 'smooth'.

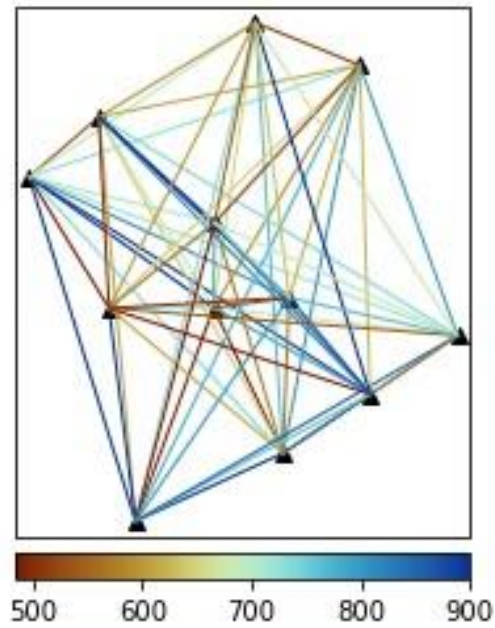


Figura 2.5.5.3. Esempio di valori delle velocità di fase tra le stazioni.

Il fattore di *damping* è stato determinato sulla base della *L-curve* (Figura 2.5.5.4), ossia una curva parametrica in cui ogni punto è associato al parametro di *damping* (fattore di smorzamento). Quest'ultimo deve essere scelto in modo da contribuire a migliorare il data-fit, ma senza complicare troppo il modello. Il punto ideale è quindi il ginocchio della curva. È stato scelto un fattore di *roughness damping* pari a 5.0×10^{-5} (Figura 2.5.5.4).

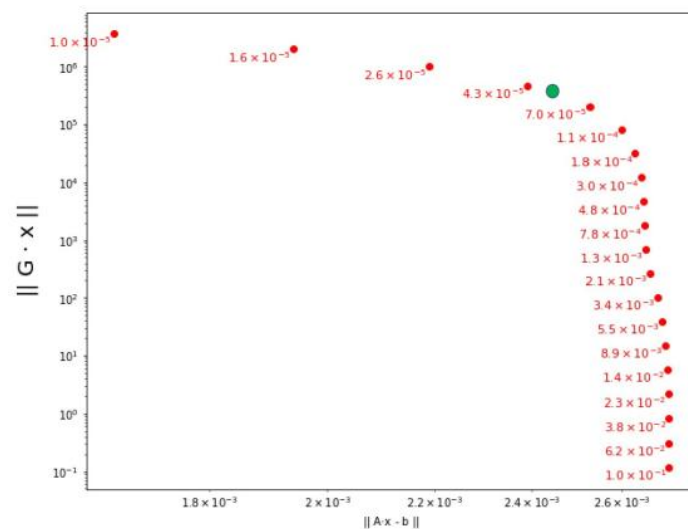


Figura 2.5.5.4. L-curve generata sperimentalmente in funzione di diversi parametri di *roughness damping*.

Le *mappe di velocità di fase* (Figura 2.5.5.5-a) sono state ottenute in funzione del periodo in un range tra 0.3 s e 1.5 s. In ogni *pixel* mostrato in figura sono contenuti almeno due raggi ottenuti dalle mappe dei *crossing*. Laddove i *pixel* sono meno di due, il modello è soppresso (*blanking*). Accanto ad un esempio di mappa di velocità di fase (a periodo di 0.3 s), si mostra, in Figura 2.5.5.5-b, anche il numero di raggi che attraversano ogni *pixel* (*hit count*). Questo permette di evidenziare quale parte del modello è meglio vincolata dai dati.

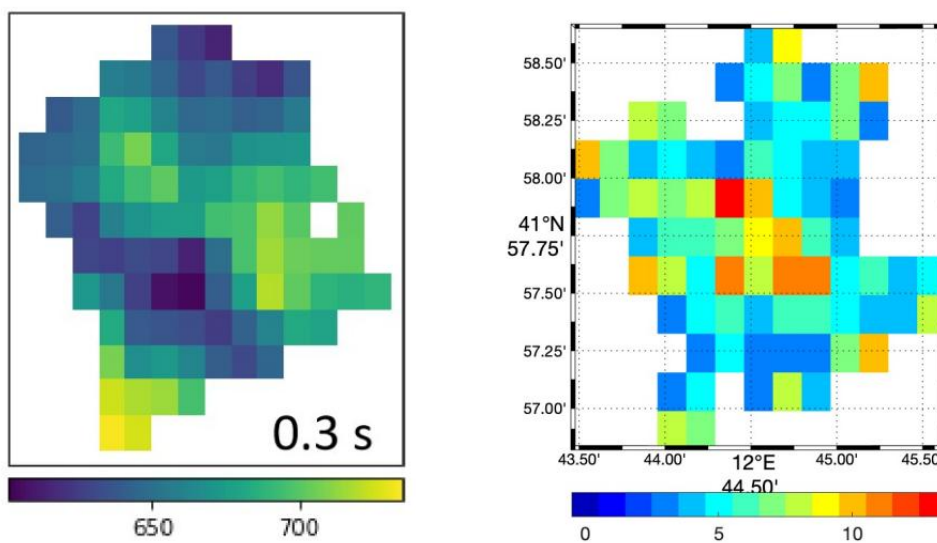


Figura 2.5.5.5. a-Esempio di *phase velocity maps*. La scala di colori indica la velocità delle onde di Rayleigh (m/s) a periodo di 3 secondi.; b-Esempio di *Hit Count*. La scala di colori indica il numero di raggi che attraversano ciascun pixel.

Dalle mappe di velocità di fase, è possibile estrarre, per ogni *pixel*, una curva di dispersione che può essere analizzata allo stesso modo per quanto fatto con la curva di dispersione tra una coppia di stazioni. In questo modo, sono stati ricavati profili 1D delle velocità delle onde S (V_s) tramite inversione per ogni *pixel*. La combinazione di tutti i profili permette di ottenere un modello 3-D in un range di profondità che va dai 20 a circa 500 metri. In Figura 2.5.5.6, vengono rappresentate delle sezioni orizzontali del modello a varia profondità.

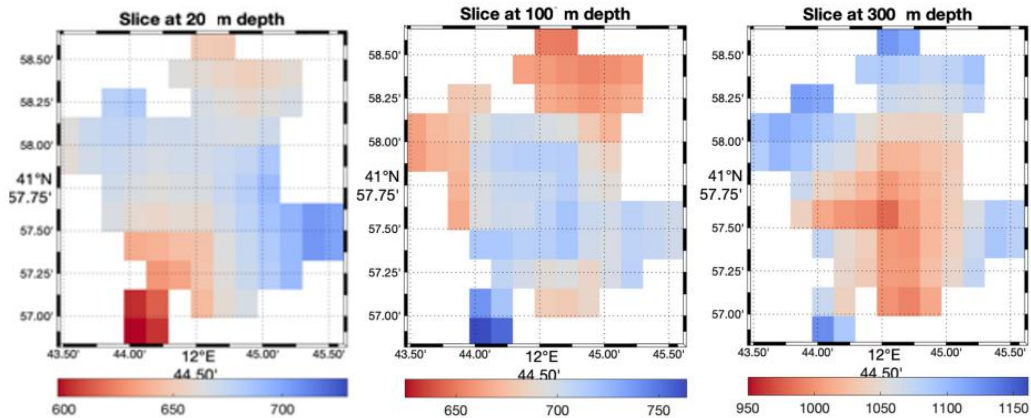


Figura 2.5.5.6. Tre sezioni orizzontali, a diversa profondità del modello 3D.

-Elaborazione *Masw*

L'elaborazione dei dati della prova geofisica *Masw* è stata eseguita mediante l'utilizzo di due software open source: *Geopsy* e *Dinver*. Il primo è servito a ricavare la curva di dispersione tramite un'analisi *f-k*, mentre il secondo è stato utilizzato, in maniera analoga a quanto fatto per la sismica passiva, per invertire la curva ed ottenere il profilo di velocità *Vs*. Dopo aver importato i dati in *Geopsy* e settato la tabella con le caratteristiche della sorgente e dello stendimento dei geofoni, è stato utilizzato il *toolbox Active F-K* per ottenere lo spettro bi-dimensionale del segnale, che viene rappresentato in un grafico velocità vs frequenza. Viene calcolata la coerenza (*semblance*) dei segnali nell'ambito di un intervallo dei parametri. Il settaggio, fornito in tabella 2.5.5.5, considera una frequenza di campionamento da 2 a 20 Hz ed un range di velocità delle onde di *Rayleigh* da 100 a 4500 m/s.

Distanza sorgente-ricevitore	min. 0 m max. 100 m
Range temporale	1 s
Frequenza di campionamento	min. 2 Hz max 20 Hz
Velocità	min. 100 m/s max. 4500 m/s

Tabella 2.5.5.5. Parametri di *Geopsy* per l'analisi *F-K*.

La curva di dispersione è determinata da un'operazione di *picking* manuale (Figura 2.5.5.7) Una volta ottenuta la curva, tramite il secondo *software* si effettua l'inversione non-lineare. Inizialmente si è ricampionata e tagliata la curva in un intervallo da 3.5 a 11 Hz. Quindi sono stati definiti gli intervalli dei parametri del modello ed infine sono stati creati il profilo di velocità *1D* (si considerano solo *Vs*) ed il fit della curva di dispersione considerando solo i modelli con un *misfit* (disaccordo tra la curva teorica e quella calcolata) inferiore a 0.14. Tutti i parametri utilizzati sono riassunti nelle seguenti tabelle:

Range di frequenza	min. 3 Hz max. 11 Hz
Campionamento	min. 3 Hz max. 11 Hz
Numero campioni	80

Tabella 2.5.5.6. Parametri di *Dinver* per la curva di dispersione, *Masw*.

Velocità onde P (m/s)		Velocità onde S (m/s)		Poisson Ratio	Densità (kg/m ³)	Profondità (m)
Uniforme	Vp0: 600 a 4000 m/s	Uniforme	Vs0: 700 a 1300 m/s	Nu0: 0,2 a 0,5	ρ0: 2000 kg/m ³	DVs0: 0 a 100 m
Uniforme	Vp1: 500 a 4000 m/s	Uniforme	Vs1: 100 a 600 m/s	Nu1: 0,2 a 0,5	ρ1: 1800 kg/m ³	DVs1: 0 a 200m
Uniforme	Vp2: 800 a 5000 m/s	Uniforme	Vs2: 1000 a 4000 m/s	Nu2: 0,2 a 0,7	ρ2: 2600 kg/m ³	

Tabella 2.5.5.7. Parametri di *Dinver* per l'inversione.

3. Analisi Dati

3.1. Masw

Le indagini *Masw* sono state eseguite allo scopo di studiare il sottosuolo spingendosi ad alte frequenze, in maniera tale da unire i risultati con quelli del rumore ambientale che si concentrano solamente in frequenze relativamente più basse. In questo caso, le prove sono state effettuate in due cave, una posizionata a nord dell'area e la seconda posizionata all'estremo opposto (a sud). In entrambe le prove, l'attrezzatura è stata posizionata direttamente sopra il deposito di travertino. Per la prima *Masw*, nella cava a nord, sono state eseguite 4 prove con altrettante configurazioni di acquisizione leggermente differenti tra loro. Sono mostrati solamente i risultati della prima configurazione perché sono tutti abbastanza simili tra loro. Invece per la seconda *Masw*, nella cava a sud, è stata eseguita solamente una prova utilizzando un blocco di travertino.

-Cava 1: CM-Caucci Mario-Industria Travertino Romano S.p.A.

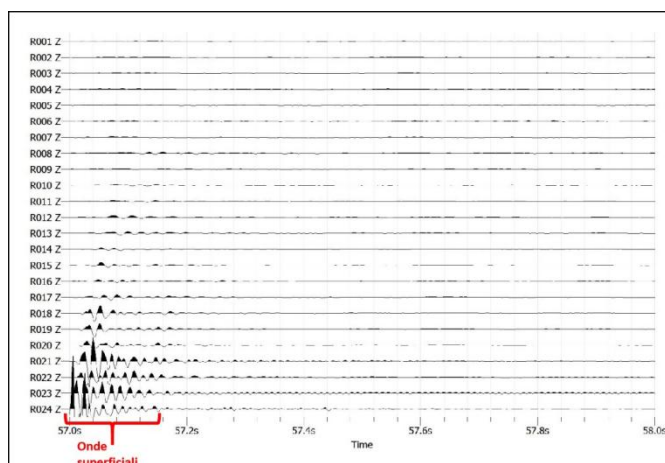


Figura 3.1.1. Forme d'onda registrate per la prova in cava nord. In evidenza i tempi di arrivo delle onde di superficie.

Il sismogramma in figura 3.1.1 si riferisce al segnale registrato col settaggio dei parametri riguardanti il primo tipo di configurazione. In questo caso, la sorgente è stata posizionata ad una distanza di 4 metri rispetto al geofono numero 24. Il sismogramma è stato elaborato utilizzando una finestra temporale di 1 secondo, poiché per solo pochissimo tempo è possibile intravedere il segnale registrato.

Quest'ultimo infatti risulta molto debole e quindi, per visualizzarlo meglio, ne è stata incrementata l'amplificazione. La forma d'onda sembra rimanere pressoché la stessa, non si nota dispersione del segnale. È possibile seguire la forma d'onda del segnale almeno fino al sensore numero dodici. Si evidenziano in rosso, le probabili onde di superficie (*Rayleigh*) per il geofono numero 24.

L'analisi *F-K* è stata eseguita tenendo conto di una lunghezza di 100 metri dello stendimento, in modo tale da considerare tutti i geofoni utilizzati. Il range di frequenze va da 2 a 20 Hz, mentre per le velocità si è optato per un range tra 100 e 4500 m/s. Dall'elaborazione però non è stato possibile identificare la curva di dispersione, ma sono stati osservati solamente dei picchi della semblance di colore blu che seguono un andamento randomico, in un range di velocità variabile. Ciò potrebbe essere dovuto alle diverse fasi delle onde registrate dai sensori, in quanto la prova è stata eseguita vicino il bordo della cava costituito dal travertino non-coesivo e da suolo.

Oltretutto, l'energizzazione utilizzando la mazza battente era minima e non sufficiente per permettere una chiara propagazione del segnale lungo tutto lo stendimento. Inoltre, è da ricordare che piccole sorgenti contengono per lo più alte frequenze e queste si attenuano molto velocemente. Quindi non è stato possibile effettuare le altre elaborazioni per ottenere i profili di velocità. In ogni caso, la registrazione dei segnali sismici generati ha permesso di ottenere una stima delle V_s superficiali intorno ai 600 m/s.

-Cava 2: Estraba S.p.A.

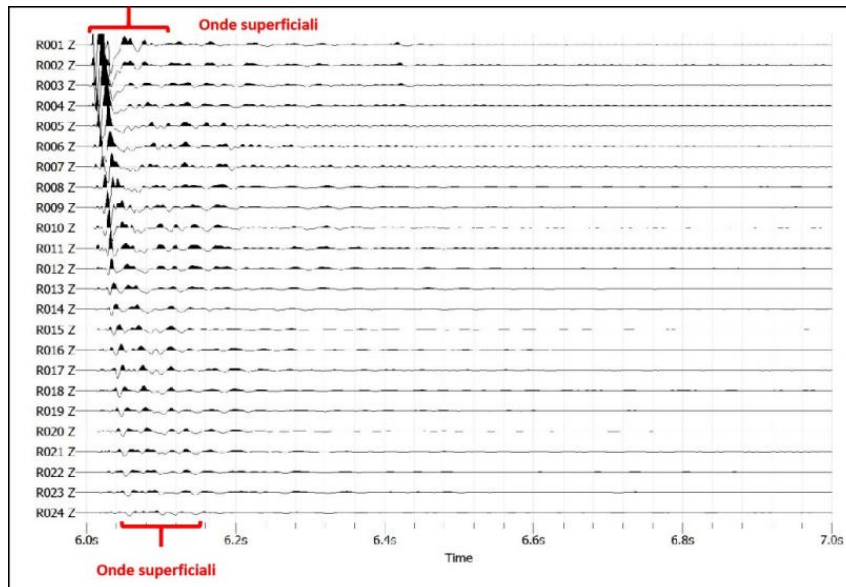


Figura 3.1.2. Forme d'onda registrate per la prova in cava sud. In evidenza i tempi di arrivo delle onde superficiali.

In figura 3.1.2 è rappresentato il sismogramma del segnale registrato durante la prova nella cava a sud. In questo caso, il blocco di travertino è stato fatto cadere a 21 metri di distanza dal geofono numero 1. Essendo un blocco del peso di 20,2 tonnellate, sono state generate onde di un range di frequenza molto ampio. In questo caso il segnale è ben visibile su tutti i geofoni, anche se però è stata incrementata l'amplificazione. Si notano gli arrivi di diverse fasi sismiche, ma per la *Masw* è necessario studiare solamente le onde di *Rayleigh* (evidenziate nel sismogramma). La forma d'onda del segnale sembra rimanere costante in tutte le registrazioni, anche qui si osserva la diminuzione dell'amplificazione con l'incremento della distanza sorgente-ricevitore. La dispersione del segnale appare nel sismogramma. Osservando lo spettro del segnale, si nota la formazione di una curva di dispersione sulla base dei massimi valori della *semblance*. Sembra distinguibile un cambiamento di velocità intorno alla frequenza di 5-6 Hz. Quindi si è potuto procedere con l'operazione di *picking* per estrarre la curva di dispersione (Figura 3.1.3).

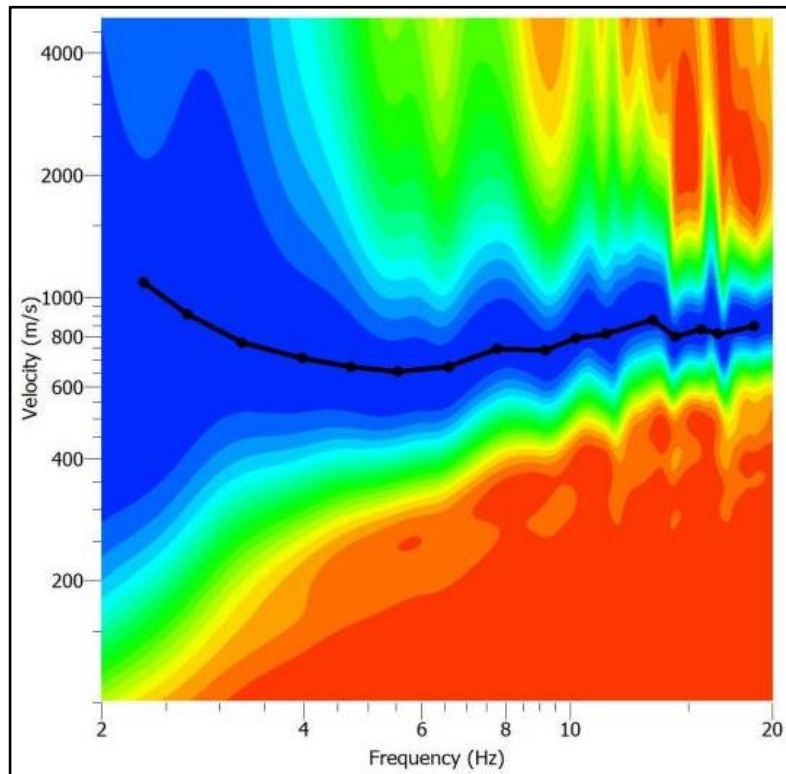


Figura 3.1.3. Valori di semblance (blu valori massimi) in funzione della frequenza e della velocità di fase delle onde di Rayleigh (analisi $f-K$). In nero, la curva di dispersione selezionata.

Il *picking* è stato effettuato a partire dalla frequenza di 2,5 Hz per terminare poco prima dei 20 Hz. Osservando la curva a partire dalle basse frequenze, associabili a strati posti in profondità, si nota una lenta diminuzione della velocità fino a poco più di 6 Hz. Dopodiché, la curva risale man mano che ci si sposta a frequenze maggiori. La curva di dispersione permette quindi di procedere all'inversione della stessa per ottenere un profilo di velocità media del sottosuolo.

Prima di effettuare l'inversione, è stato opportuno ricampionare la curva di dispersione iniziale. Perciò si è deciso di scegliere il range di frequenze da 3 a 11 Hz. Il limite inferiore è stato determinato considerando la frequenza naturale dei geofoni relativa a 4,5 Hz, e l'estensione del massimo della semblance, evidente in Figura 3.1.3., mentre per il limite superiore sono state troncate le frequenze maggiori per via dei riverberi di altre fasi non utili per lo studio e per il carattere prevalentemente molto superficiale del segnale a frequenze maggiori di 11 Hz. Osservando l'andamento della curva è stato deciso di inserire un modello a tre strati nella parametrizzazione.

Dall'inversione della curva di dispersione sono stati ottenuti i seguenti risultati

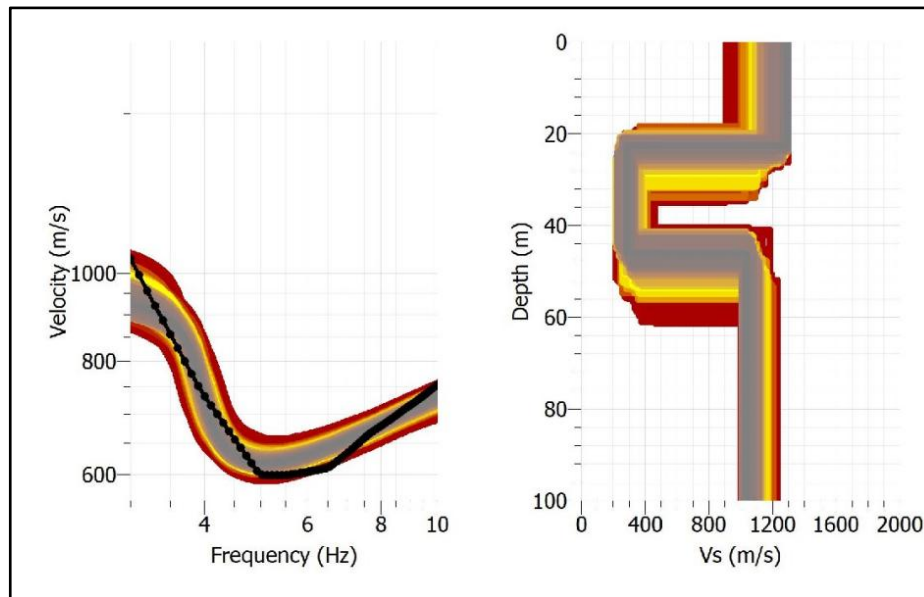


Figura 3.1.4. a. Fit della curva di dispersione per i modelli migliori (fit <0.06), in nero, traccia della curva di dispersione selezionata; b. Profilo verticale delle Vs per gli stessi modelli.

Nella figura 3.1.4 sono inseriti i risultati dell'inversione della prova *Masw* 2. Nell'immagine a destra sono mostrati i fit dei migliori modelli (in grigio) ricavati per la curva di dispersione, per i quali si è ottenuto un fit minore di 0.06. Il fit dei migliori modelli approssima discretamente la curva di dispersione, anche se quest'ultima ha un andamento a tratti più dolce e a tratti più repentino. Malgrado la semplicità del nostro modello a 3 strati con velocità uniforme, il fit dei dati è sufficientemente buono e mette in evidenza la presenza di uno strato a bassa velocità intorno ai 25 metri di profondità.

Viene mostrato solamente il profilo di velocità V_s (Tabella 3.1.1) ottenuto dall'inversione. Le onde di *Rayleigh* sono infatti poco sensibili alla V_p e alla densità. In effetti, la densità è stata impostata mantenendo dei parametri fissi per ogni strato. Dal profilo V_s la velocità assume un valore di circa 1300 m/s fino alla profondità di 22 metri, dopodiché si nota un'inversione di velocità fino a 45 metri di profondità. In questo range, la velocità delle onde *S* diminuisce notevolmente fino a circa 300 m/s. A partire dai 45 metri, la velocità aumenta e l'inversione ottiene per il terzo e ultimo strato, una velocità di circa 1050 m/s. Sulla base del modello ottenuto, il sottosuolo dovrebbe

essere costituito di due strati a velocità simili che sono separati tra loro da uno strato a velocità ridotta con spessore di circa 23 metri.

Masw 2			
H1 (m)	0-22	Vs1 (m/s)	1300
H2 (m)	22-45	Vs2 (m/s)	300
H3 (m)	da 45	Vs3 (m/s)	1050
Min Misfit		Max Misfit	
0.038		0.06	

Tabella 3.1.1. Raccolta valori ottenuti dall'inversione.

3.2. Cross-correlazione

3.2.1. Analisi delle coppie di alta qualità

In questa prima analisi sono mostrati i risultati relativi ai profili 1D di velocità delle sette coppie che sono di migliore qualità. Ogni figura è organizzata nella seguente disposizione:

- In alto, le due figure a-b indicano i risultati della cross-correlazione effettuata sulla componente verticale delle onde di *Rayleigh* e sulla componente trasversale delle onde di *Love*. In entrambe, i pallini blu indicano gli *zeros-crossing* della funzione di *Bessel* dai quali è stata selezionata la curva di dispersione (in rosso) tramite il *picking*. La selezione della curva è stata effettuata prendendo in considerazione l'andamento della curva di riferimento (in nero) ricavata dal modello geologico *a-priori*.

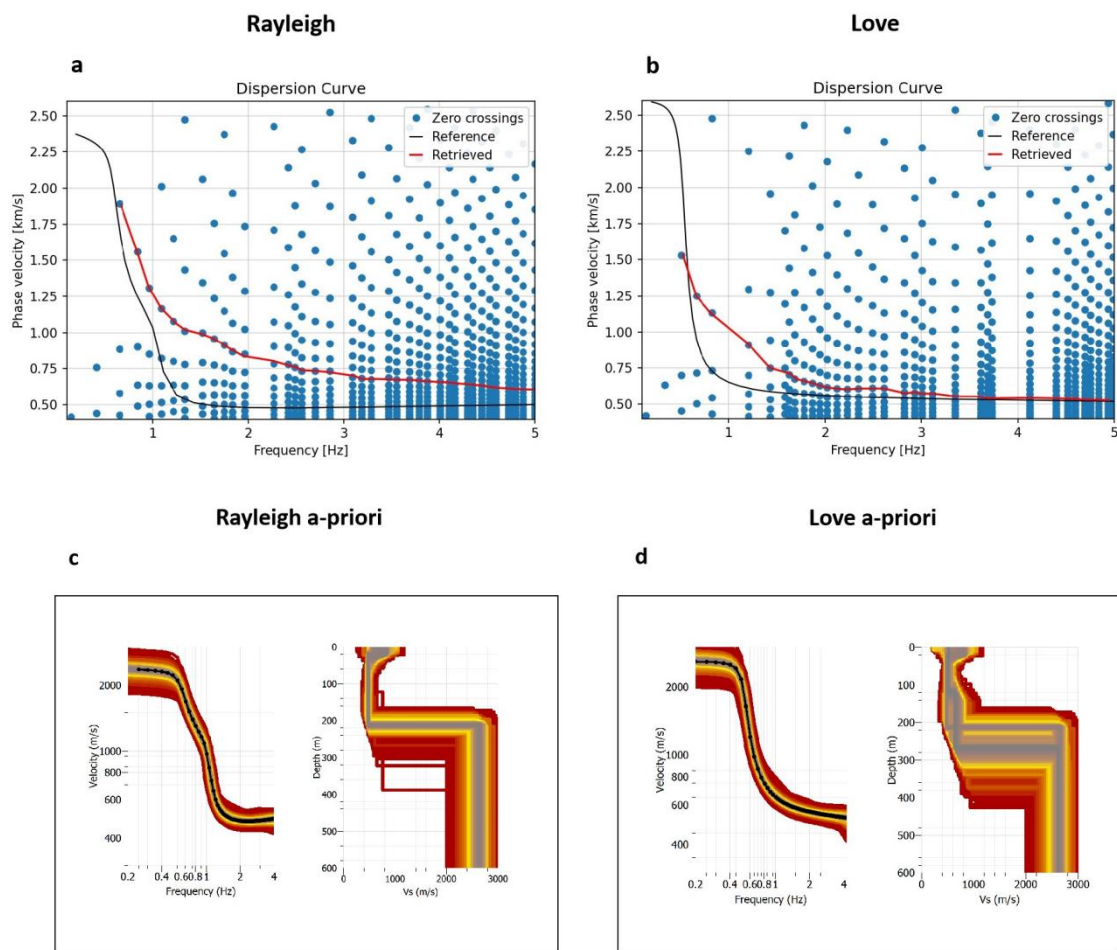
-Al centro (c-d), sono mostrati i risultati dell'inversione 1D non-lineare ricavati per le singole curve di dispersione sintetiche. Per ogni inversione, sono mostrate le curve di dispersione ed i modelli della velocità di taglio per cui si è ottenuto un fit minore di 0.1.

-Al centro (e-f), sono mostrati i risultati dell'inversione 1D non-lineare eseguita sulle singole curve sperimentali nello stesso range di frequenze e operando la stessa

regolarizzazione come per i profili sperimentali. Per ogni inversione, vengono mostrate le curve di dispersione ed i modelli della velocità di taglio per i quali si è ottenuto un fit minore di 0.1/0.2.

-In basso (g), è mostrato il risultato dell'inversione 1D non-lineare effettuata congiuntamente per le due curve sperimentali per cui si ottenuto un fit minore di 0.1.

-Coppia S7-S12, Reftek 9E8F-9E9A



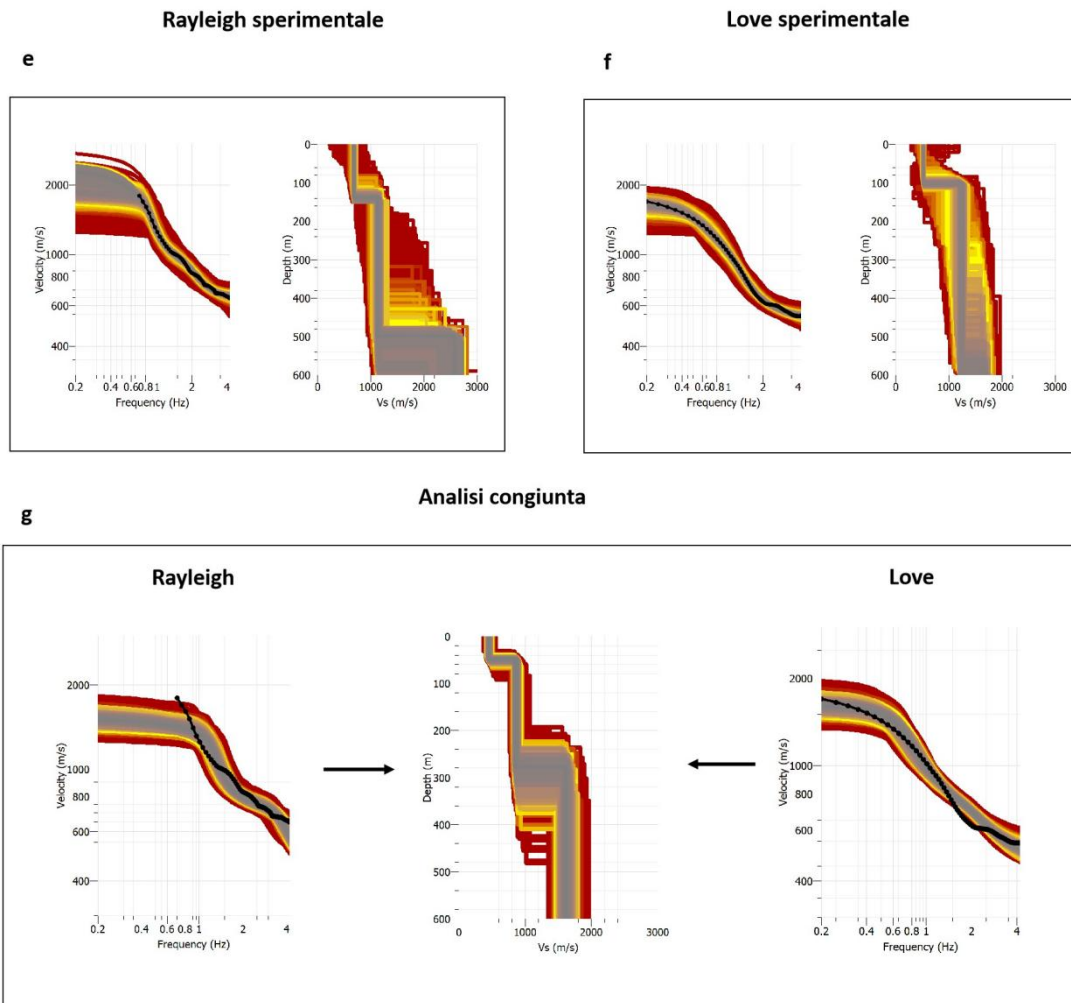


Figura 3.2.1.1. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). La selezione della curva è stata effettuata prendendo in considerazione l'andamento della curva di riferimento (in nero) ricavata dal modello geologico *a-priori*. La curva sperimentale di *Rayleigh* segue abbastanza bene la curva sintetica sebbene i valori di velocità siano maggiori. La curva sperimentale di *Love* segue discretamente l'andamento della curva sintetica anche se a basse frequenze si rilevano pochi dati. Anche in questo caso, i valori di velocità sono maggiori rispetto alla curva di riferimento.

(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Il profilo della curva di *Rayleigh* mostra un'inversione di

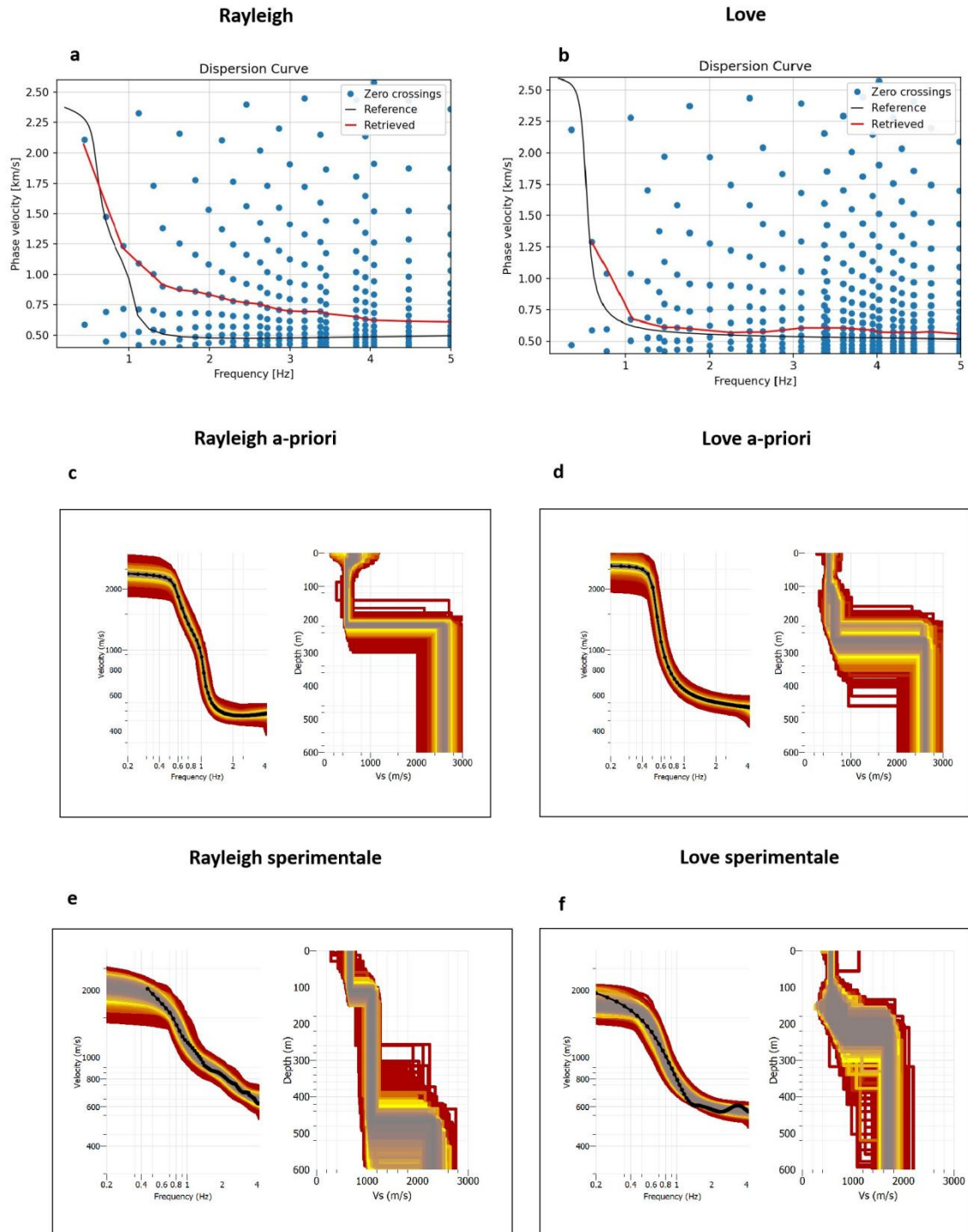
velocità nel secondo strato, ciò non avviene però nel profilo della curva di *Love* dove la velocità aumenta andando a profondità maggiori al passaggio tra le discontinuità.

(e-f). Per entrambe le curve sperimentali, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue molto bene l'andamento delle curve di dispersione. Per la curva di *Rayleigh* non è stato possibile ricavare i dati sensibili allo strato più profondo. Entrambe le curve sperimentali mostrano un andamento meno marcato delle variazioni di velocità rispetto alle curve sintetiche. Inoltre, non si notano inversioni di velocità dalla loro osservazione. Anche qui, le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. In entrambi i profili le velocità aumentano ad ogni discontinuità.

(g). In questo caso, il fit dei modelli migliori (in grigio) non segue benissimo l'andamento della curva di *Rayleigh* nonostante essa sia comunque contenuta al loro interno. Invece, la curva di *Love* è ben fittata fatta eccezione per una variazione di velocità intorno ai 2 Hz. L'inversione congiunta ha ovviamente originato un profilo di velocità a tre strati con l'aumento di velocità per ogni discontinuità, procedendo verso il basso. Questa analisi però risulta meno consistente rispetto all'inversione eseguita singolarmente per le due curve sperimentali, essendo le due curve di dispersione leggermente discrepanti.

In generale, i valori di velocità ricavati per le curve sperimentali sono maggiori, per quanto riguarda i due strati più superficiali, rispetto ai valori ricavati dalle curve sintetiche. Invece, le velocità ottenute per lo strato più profondo sono minori rispetto a quelle ricavate dalle curve sintetiche. Bisogna però ricordare che la curva sperimentale dell'onda di *Rayleigh* non è molto sensibile allo strato più profondo. Nell'analisi congiunta, i valori di velocità del primo e del terzo strato sono più bassi rispetto agli altri profili. Nel secondo strato invece, il valore è minore rispetto a quello delle curve sperimentali e maggiore rispetto a quello delle curve sintetiche. In generale, i valori di velocità delle tre analisi sperimentali variano pochissimo tra loro fatta sempre eccezione per il valore di velocità relativo al terzo strato della curva di *Rayleigh*. Per quanto riguarda i valori di profondità, si osserva la consistenza dei valori nelle curve sperimentali sebbene la discontinuità tra il secondo ed il terzo sia individuata a profondità decisamente maggiori rispetto ai valori delle curve sintetiche. I valori dell'analisi congiunta sono molto più bassi rispetto ai valori delle singole analisi. Infine, il valore minimo di *misfit* ottenuto per le singole analisi è migliore rispetto a quello ottenuto per l'analisi congiunta che risulta meno consistente.

-Coppia S12-S11, Reftek 9E9A-9E9C



Analisi congiunta

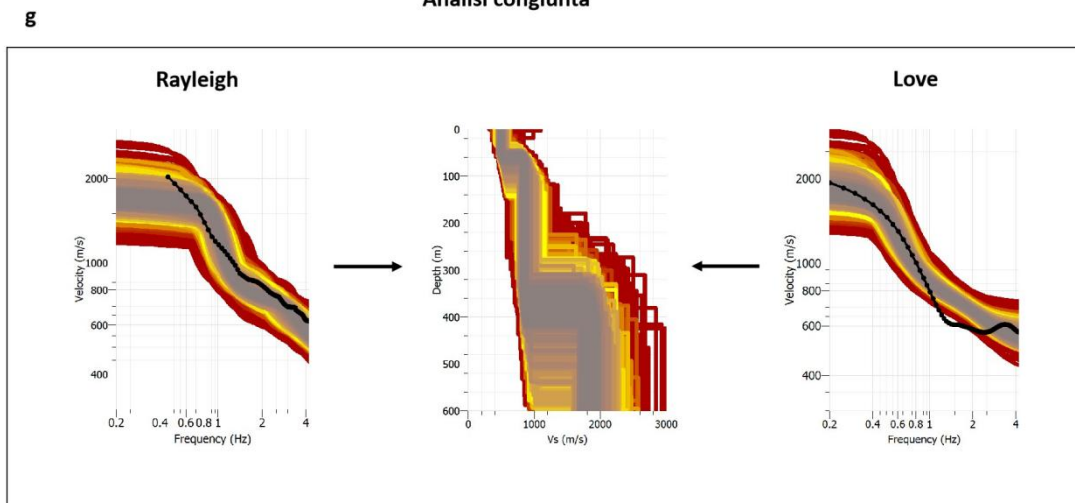


Figura 3.2.1.2. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). La curva sperimentale di *Rayleigh* segue abbastanza bene la curva sintetica sebbene i valori di velocità siano maggiori. La curva sperimentale di *Love* segue discretamente l'andamento della curva sintetica anche se a basse frequenze si rilevano pochi dati. Anche in questo caso, i valori di velocità sono maggiori rispetto alla curva di riferimento.

(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Il profilo della curva di *Rayleigh* mostra un'inversione di velocità nel secondo strato, ciò non avviene però nel profilo della curva di *Love* dove la velocità aumenta andando a profondità maggiori al passaggio tra le discontinuità.

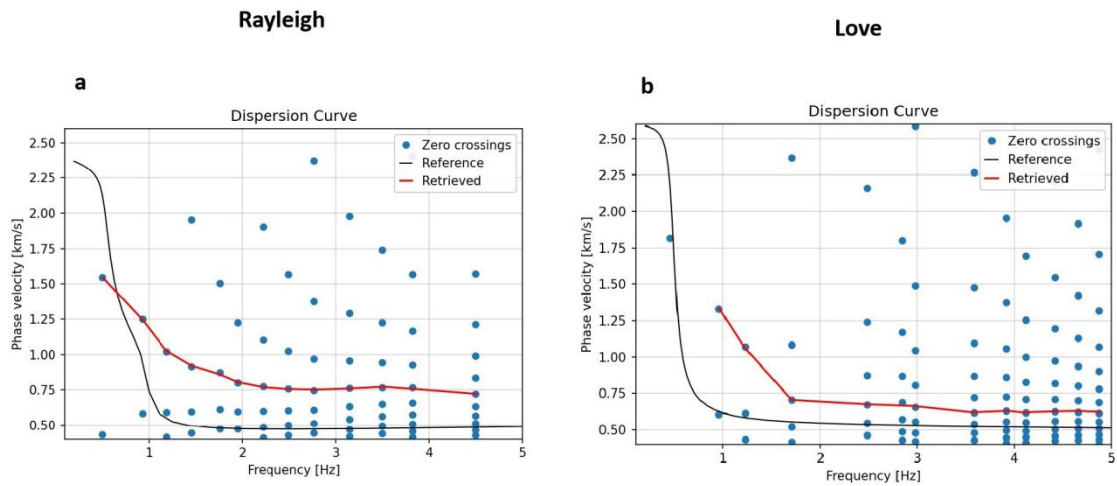
(e-f). Il fit dei modelli migliori (in grigio) segue bene la curva di *Rayleigh* sperimentale e, anche in questo caso, vi è una mancanza di dati a frequenze minori di 0.5 Hz. Invece, la curva di *Love* non è seguita bene dal fit a partire dalle frequenze superiori a 1 Hz. Ciò potrebbe essere dovuto anche al *picking* fatto in precedenza. Anche in questo caso, la variazione di velocità nelle curve è più dolce rispetto all'andamento delle curve sintetiche. I profili di velocità di entrambe le curve mostrano un modello a tre strati, anche se per il profilo della curva di *Love* appare meno immediato. In tutti e due i casi non si osserva l'inversione di velocità per lo strato intermedio.

(g). In questa analisi si è ottenuto uno scarso fit dei modelli migliori (in grigio) per entrambe le curve. Il profilo di velocità mostra un modello a tre strati con incremento

di velocità ad ogni discontinuità. Questa analisi congiunta non è però consistente, anche qui la migliore analisi è quella eseguita singolarmente sulle curve.

In generale, i valori di velocità delle curve sperimentali sono consistenti tra loro, anche se i valori della curva sperimentale di *Rayleigh* risultano più alti. È probabile ciò sia dipeso dal *picking* effettuato. I valori sperimentali sono nuovamente maggiori di quelli ottenuti dalle curve sintetiche. Anche i valori dell'analisi congiunta sono più alti rispetto alle curve sintetiche, fatta eccezione per il primo strato. Invece, i valori di profondità della prima discontinuità delle analisi singole sono consistenti tra loro mentre la seconda discontinuità viene intercettata ad una maggiore profondità per la curva di *Rayleigh*. Nell'analisi congiunta, il valore della prima discontinuità è minore rispetto a quello delle singole curve. La seconda discontinuità viene intercettata ad una profondità intermedia. Infine, i *misfit* migliori sono quelli appartenenti alle singole curve e con una migliore precisione per la curva di *Rayleigh*. Il *misfit* dell'analisi congiunta è molto più alto rispetto a quello delle singole curve e quindi l'analisi risulta poco consistente.

-Coppia S12-S8, Reftek 9E9A-9EB4



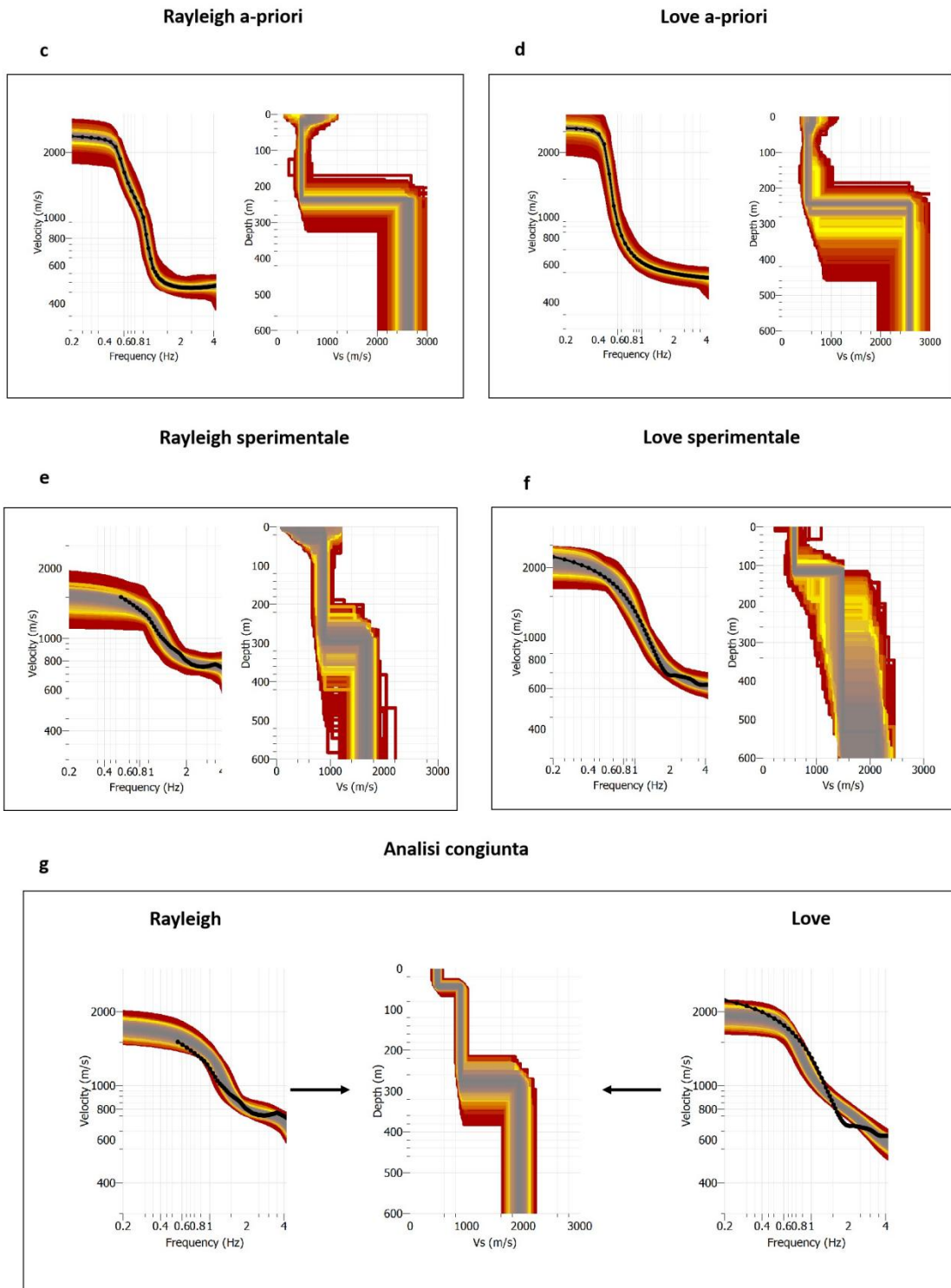


Figura 3.2.1.3. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). Le curve sperimentali di *Rayleigh* e *Love* seguono discretamente le rispettive curve di riferimento, nonostante ci siano pochi dati alle basse frequenze. I valori di velocità di entrambe le curve risultano maggiori di quelli delle curve sintetiche.

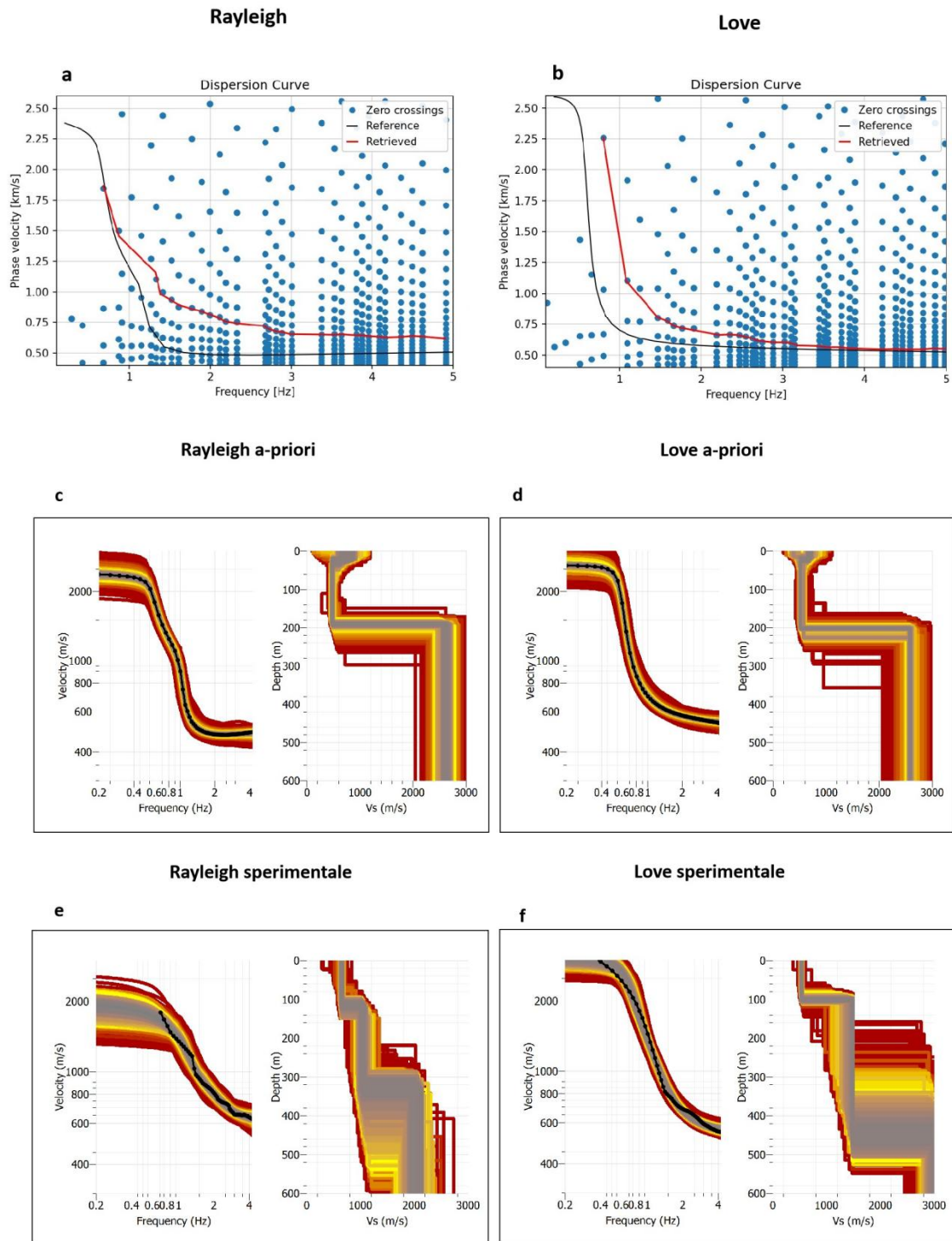
(c-d) Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Nei profili di entrambe le curve si osserva l'inversione di velocità che caratterizza lo strato intermedio.

(e-f). Il fit dei modelli migliori (in grigio) segue abbastanza discretamente l'andamento delle curve. Una minima oscillazione delle curve sperimentali rispetto al fit si ha nelle alte frequenze, poiché è risultato più difficile eseguire il *picking*. L'andamento delle curve sperimentali risulta comunque più dolce rispetto a quello delle curve sintetiche. Entrambi i profili di velocità mostrano un modello a tre strati, più confuso per la curva di *Rayleigh*, nei quali non si osserva l'inversione di velocità attribuita allo strato intermedio.

(g). Il fit dei migliori modelli (in grigio) ottenuto per entrambe le curve non è dei migliori. Anche per questa analisi si ottiene un modello a tre strati con incremento di velocità. L'analisi congiunta però è meno consistente delle analisi eseguite singolarmente.

In generale, i valori di velocità ottenuti per le curve sperimentali sono meno consistenti tra loro rispetto a quelli delle coppie analizzate in precedenza. I valori della curva di *Rayleigh* sono minori di quelli ricavati per la curva di *Love*. In questa analisi però solo i valori di velocità del secondo strato sono maggiori dei valori ricavati per le curve sintetiche. Anche i valori di profondità sono diversi tra loro ed i valori più bassi si riscontrano nuovamente per la curva sperimentale di *Rayleigh*. In generale, tutti i valori ricavati per la curva sperimentale di *Rayleigh* sono consistenti con i valori ottenuti per le curve sintetiche. I valori di velocità e profondità ottenuti dall'analisi congiunta sono stati probabilmente influenzati dalla curva sperimentale di *Rayleigh*, in quanto le due analisi consistenti tra loro. Di conseguenza, l'analisi congiunta appare consistente con i valori delle curve sintetiche. Nonostante ciò, le analisi singole sembrano essere le migliori. Infine, i valori di *misfit* migliori sono quelli ricavati per le analisi sulle singole curve.

-Coppia S10-S2, Reftek 98C2-9C2B



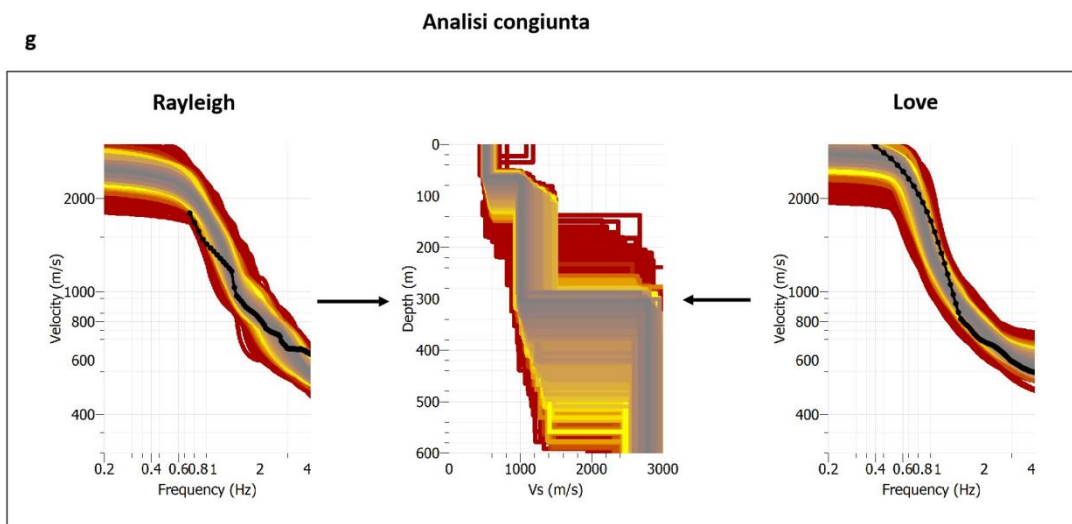


Figura 3.2.1.4. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). La selezione della curva è stata effettuata prendendo in considerazione l'andamento della curva di riferimento (in nero) ricavata dal modello geologico *a-priori*. Entrambe le curve sperimentali seguono molto bene l'andamento delle rispettive curve sintetiche, ma i valori di velocità sono anche qui maggiori.

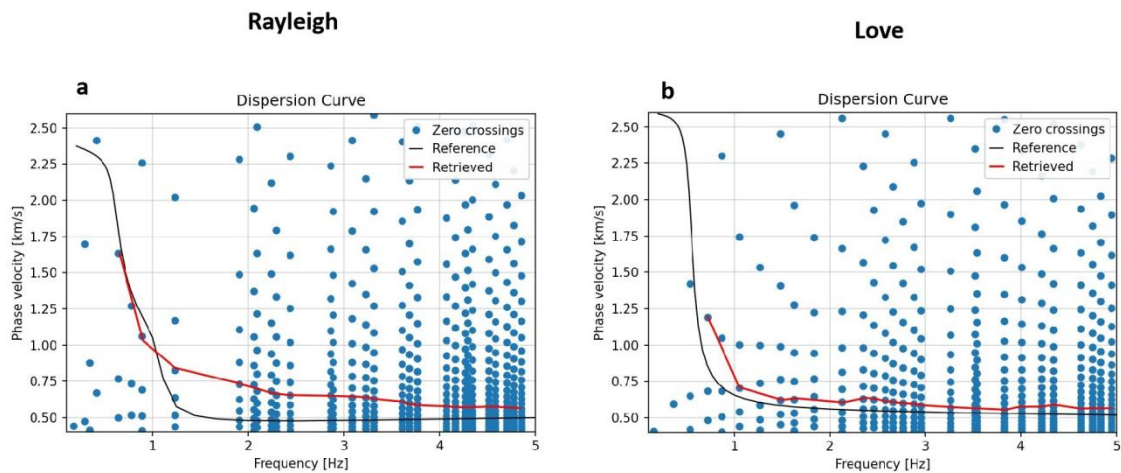
(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Nei profili di entrambe le curve si osserva l'inversione di velocità che caratterizza lo strato intermedio.

(e-f). Il fit dei migliori modelli (in grigio) segue bene l'andamento di entrambe le curve. Le oscillazioni che si osservano nella curva di *Rayleigh* e ad alte frequenze per la curva di *Love* sono altre fasi sismiche rilevate inevitabilmente durante il *picking*. L'andamento delle curve sperimentali è meno marcato rispetto a quello delle curve sintetiche. Entrambi i profili di velocità mostrano un modello a tre strati con l'aumento di velocità sulle due discontinuità presenti.

(g). I fit dei migliori modelli (in grigio) non riescono ad approssimare bene le due curve sperimentali, indicando l'inconsistenza dei dati in questo caso. Dal profilo di velocità si ottiene comunque una chiara indicazione su un modello che è caratterizzato da un graduale incremento di velocità.

In generale, i valori di velocità delle curve sperimentali sono abbastanza consistenti tra loro, rispetto ai valori delle curve sintetiche solo per lo strato intermedio sono stati ottenuti dei valori molto più alti di quelli delle curve di riferimento. Il primo strato ricavato dalla curva di *Love* sperimentale ha un valore minore rispetto al valore della curva sintetica, stessa cosa avviene per il valore ricavato per lo strato più profondo della curva di *Rayleigh* sperimentale. I valori dell'analisi congiunta sono abbastanza consistenti con quelli ricavati dalle singole curve sperimentali. In questo profilo congiunto, solamente la velocità dello strato superiore è minore dei valori ricavati per le curve sintetiche. Per quanto riguarda i valori delle profondità, anch'essi sono consistenti tra loro nelle analisi singole e risultano maggiori rispetto a quelli delle analisi sulle curve sintetiche. I valori ricavati dall'analisi congiunta sono più bassi rispetto a quelli delle curve sperimentali, ma sono leggermente più alti di quelli delle curve sintetiche anche se risultano molto più affini come risultati. Nonostante ciò, i fit migliori sono quelli ricavati dalle analisi delle curve sperimentali singole che presentano valori minimi di *misfit* più bassi rispetto all'analisi congiunta.

-Coppia S10-S9, Reftek 98C2-98F8



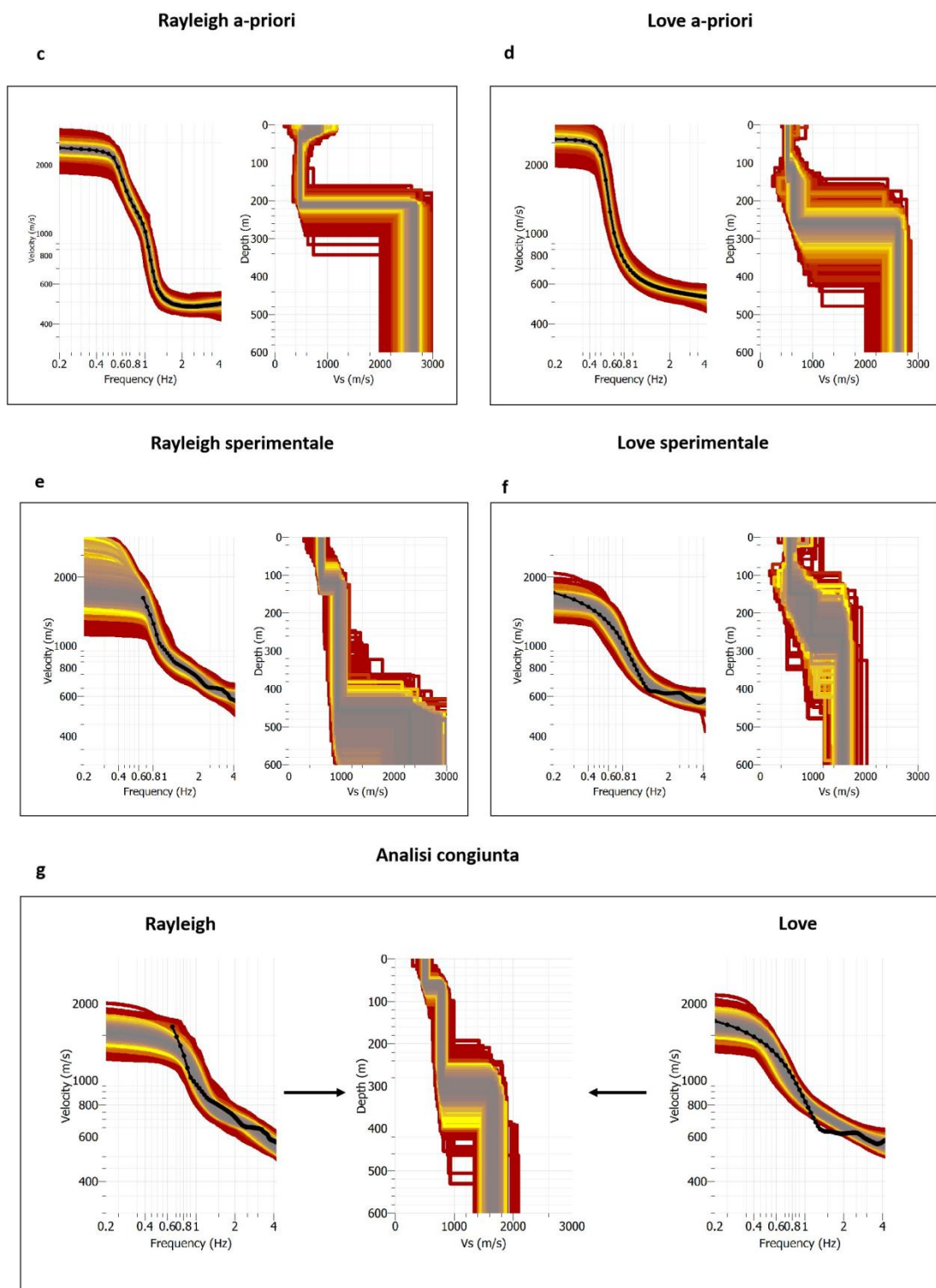


Figura 3.2.1.5. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). Entrambe le curve seguono bene l'andamento delle curve sintetiche anche se a basse frequenze non ci sono molti dati. In entrambi i casi, le velocità risultano maggiori di quelle delle curve sintetiche.

(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Il profilo della curva di *Rayleigh* mostra un'inversione di velocità nel secondo strato, ciò non avviene però nel profilo della curva di *Love* dove la velocità aumenta andando a profondità maggiori al passaggio tra le discontinuità.

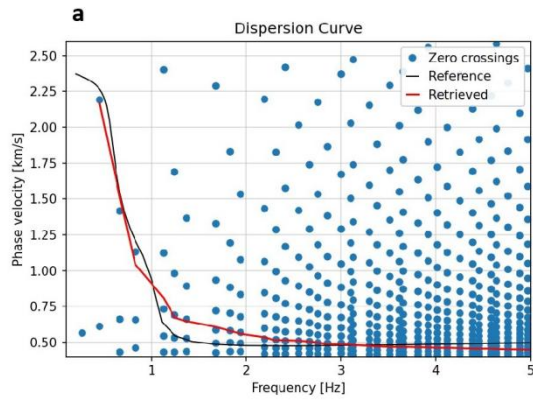
(e-f). Il fit dei migliori modelli (in grigio) segue discretamente l'andamento delle curve sperimentali. Per la curva di *Love*, sopra la frequenza di 1 Hz, ci sono delle oscillazioni dovute ad altre fasi sismiche rilevate durante il *picking* che non permettono un buon fit. Per entrambi i profili di velocità è stato ottenuto un modello a tre strati ed anche in questo caso non c'è l'inversione di velocità per lo strato intermedio.

(g). I fit dei migliori modelli (in grigio) approssimano discretamente le curve sperimentali, anche se i fit migliori sono sempre rappresentati dalle singole analisi. Però, questa analisi congiunta risulta essere la migliore in assoluto. Di nuovo, il profilo di velocità presenta caratteristiche simili a quelle ottenute per le singole analisi.

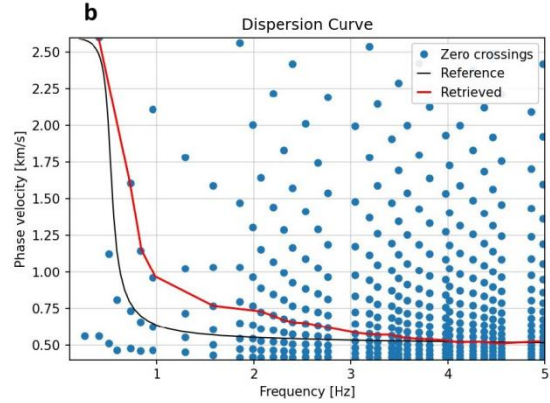
In generale, i valori di velocità ricavati dalle curve sperimentali sono molto consistenti tra loro. I valori della curva di *Rayleigh* sono più alti rispetto a quelli della curva di *Love*. Fatta eccezione per i valori relativi allo strato inferiore, soprattutto riferendosi alla curva di *Rayleigh* dove per mancanza di dati a basse frequenze non è stato possibile effettuare il *picking*, le velocità sperimentali sono tutte più alte rispetto a quelle ricavate per le curve sintetiche. Anche i valori dell'analisi congiunta sono consistenti con quelli ricavati dalle singole curve e, ad eccezione dello strato inferiore, sono superiori alle velocità delle curve sintetiche. Per quanto riguarda la profondità, i valori delle curve sperimentali risultano essere tutti abbastanza coerenti tra loro e sono sempre più alti rispetto ai valori delle curve sintetiche. Nell'analisi congiunta invece si notano alcune differenze. Infine, i *misfit* migliori sono sempre rappresentati dalle singole analisi sperimentali ma l'analisi congiunta di questa coppia di stazioni risulta essere la più consistente.

-Coppia S9-S2, Reftek 98F8-9C2B

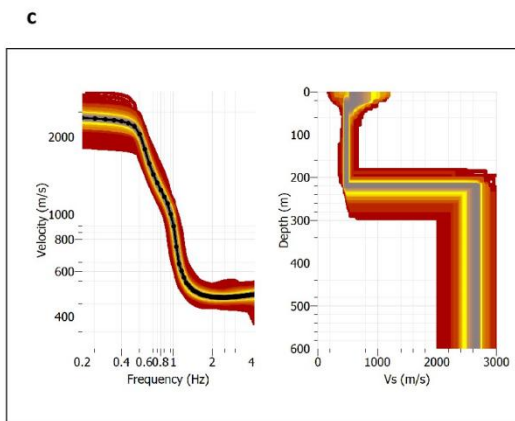
Rayleigh



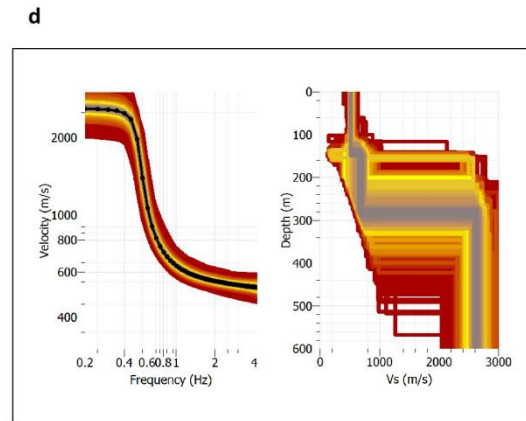
Love



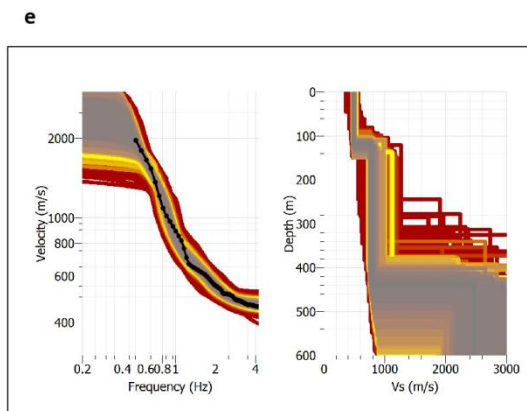
Rayleigh a-priori



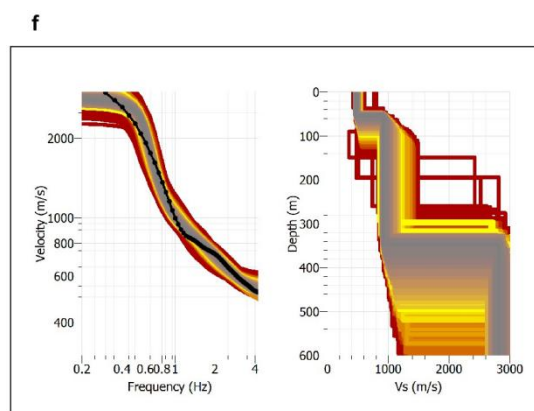
Love a-priori



Rayleigh sperimentale



Love sperimentale



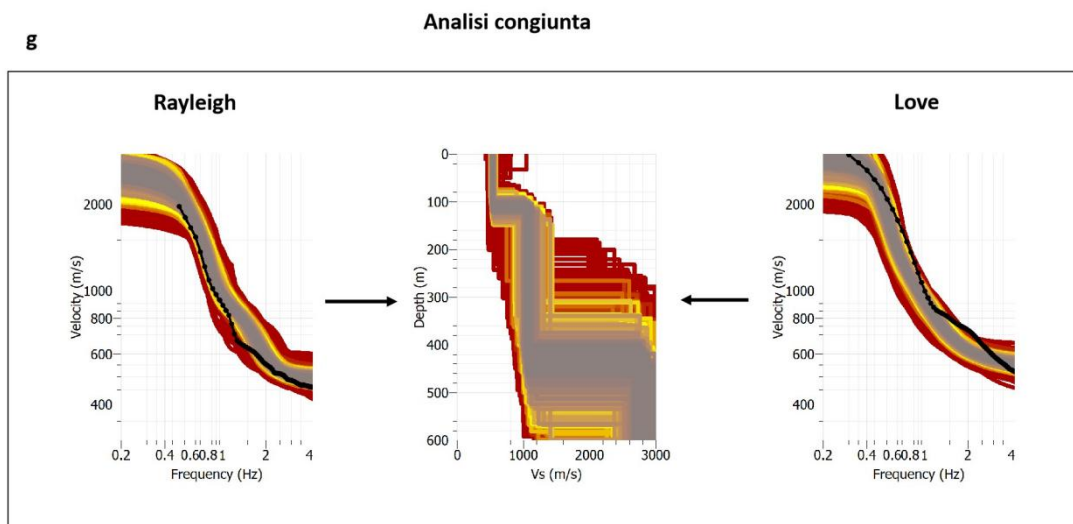


Figura 3.2.1.6. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f. Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b) La curva sperimentale di *Rayleigh* segue quasi perfettamente sia l'andamento sia i valori della velocità della curva sintetica. La curva sperimentale di *Love* segue molto bene l'andamento della curva di riferimento anche se i valori di velocità sono maggiori.

(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Le inversioni mostrano dei profili di velocità a tre strati, dovuti chiaramente al tipo di parametrizzazione impostata. Il profilo della curva di *Rayleigh* mostra un'inversione di velocità nel secondo strato, ciò non avviene però nel profilo della curva di *Love* dove la velocità aumenta andando a profondità maggiori al passaggio tra le discontinuità.

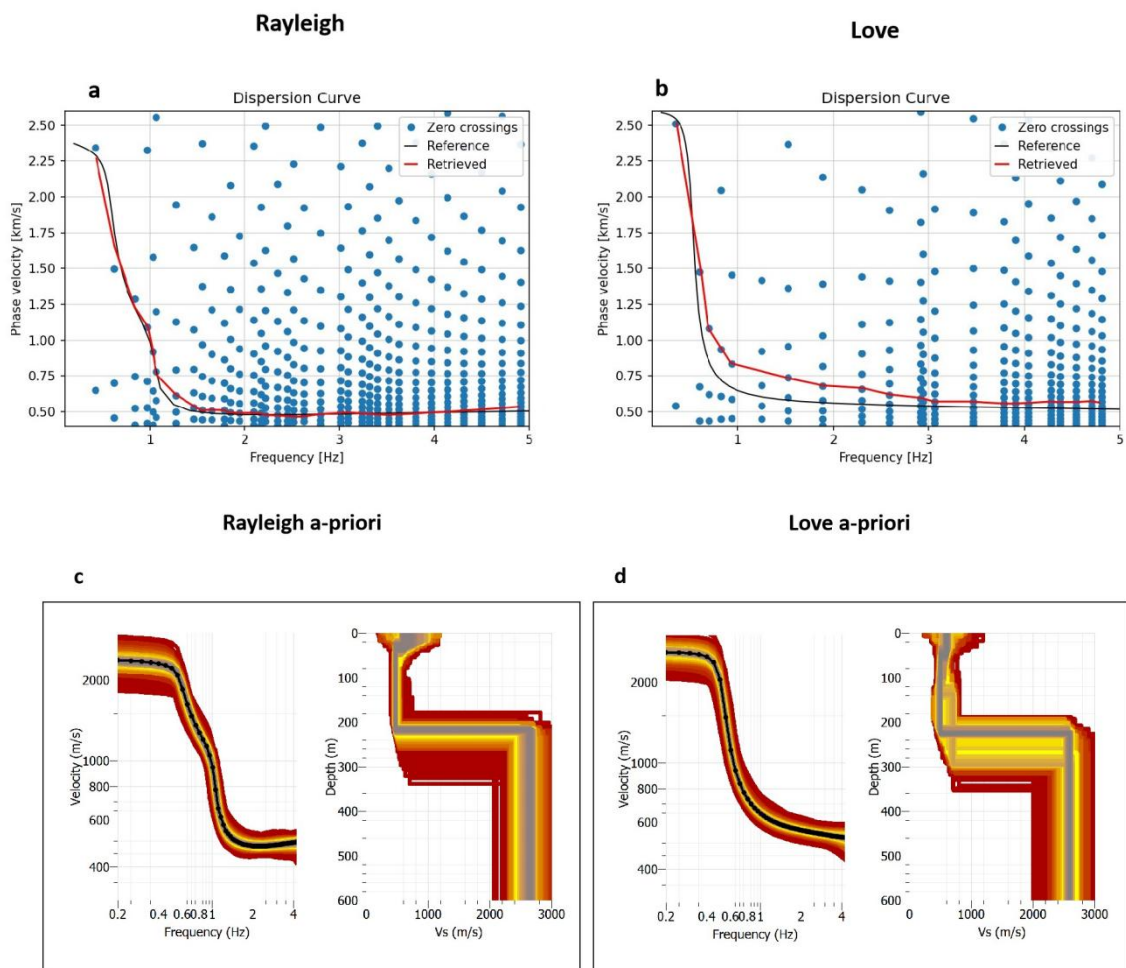
(e-f). Il fit dei migliori modelli (in grigio) segue abbastanza bene le curve sperimentali, fatta eccezione per alcune oscillazioni nelle curve dovute probabilmente ad altre fasi sismiche. I profili di velocità mostrano un modello a tre strati a velocità crescente ad ogni discontinuità.

(g). Il fit dei migliori modelli (in grigio) non approssima bene le curve di dispersione, anche in questo caso per una discrepanza tra le *Love* e le *Rayleigh*. Anche nel caso di questa coppia, il profilo di velocità ottenuto è simile a quelli delle analisi singole.

In generale, i valori di velocità delle curve sperimentali sono consistenti tra loro, anche se la curva di *Love* ha valori leggermente più alti. Rispetto alle velocità associate alle curve sintetiche i valori sperimentali sono molto simili, sebbene in alcuni casi ci siano delle differenze per eccesso o difetto. I valori dell'analisi congiunta risultano

consistenti sia con i valori sperimentali sia con i valori sintetici. Invece, i valori delle profondità dell'analisi congiunta e della curva di *Rayleigh* sono consistenti tra loro. Probabilmente ciò potrebbe essere dovuto ad una maggiore influenza dei dati dell'onda di *Rayleigh*. I valori della curva di *Love* sono più bassi rispetto alle altre due analisi. In generale rispetto ai valori sintetici, dai valori sperimentali della seconda discontinuità si ottengono profondità maggiori mentre la prima discontinuità si intercetta a profondità minori. Infine, i valori minori di *misfit* si ottengono dalle analisi singole mentre il valore dell'analisi congiunta è decisamente molto più alto.

-Coppia S3-S11, Reftek 978B-9E9C



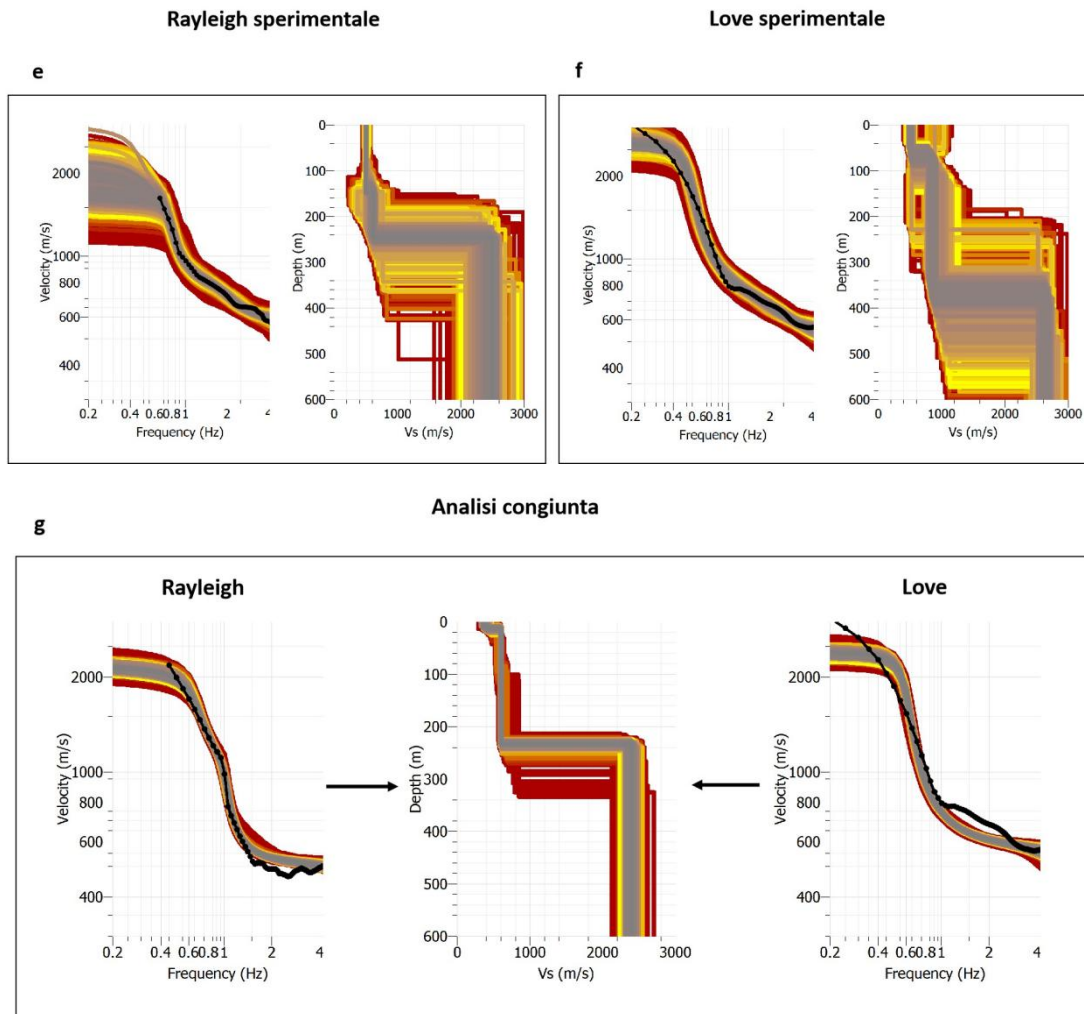


Figura 3.2.1.7. a-b. Curve di dispersione; c-d. Modelli *a-priori*; e-f: Modelli sperimentali; g. Modello congiunto.

(a-b). La curva sperimentale di *Rayleigh* segue precisamente l'andamento ed i valori di velocità della curva di riferimento. La curva sperimentale di *Love* segue molto bene l'andamento sebbene i valori di velocità sono leggermente più alti.

(c-d). Per entrambe le curve sintetiche, il fit dei modelli migliori (in grigio) segue ovviamente con precisione l'andamento delle curve di dispersione. Nei profili di entrambe le curve si osserva l'inversione di velocità che caratterizza lo strato intermedio.

(e-f). Il fit dei migliori modelli (in grigio) segue abbastanza bene le curve sperimentali. Entrambi i profili di velocità mostrano un modello a tre strati con l'incremento della

velocità alle discontinuità. Nel profilo relativo alla curva di *Rayleigh*, la prima discontinuità non appare molto chiara.

(g). Il fit dei migliori modelli (in grigio) segue discretamente l'andamento di entrambe le curve anche se per frequenze maggiori di 1 Hz si notano delle fasi sismiche che non vengono fittate. Dunque, questa analisi congiunta è meno consistente rispetto alle analisi singole. Il profilo di velocità ricavato è comunque simile a quelli delle singole analisi, sebbene la prima discontinuità sia poco visibile.

In generale, i valori di velocità delle curve sperimentali sono consistenti tra loro, quelli relativi alla curva di Love sono leggermente più alti. I valori sperimentali sono consistenti anche con i valori sintetici, anche se chiaramente differiscono per eccesso o difetto. Anche i valori dell'analisi congiunta sono consistenti con tutti gli altri, però solo il valore dello strato intermedio è maggiore rispetto ai corrispondenti valori sintetici. Invece i valori di profondità sono discrepanti tra loro, soprattutto i valori che riguardano la prima discontinuità. In generale, i valori delle singole curve sono sempre maggiori di quelli sintetici. Il valore dell'analisi congiunta associata alla prima discontinuità è troppo basso. Infine, i valori di misfit migliori sono sempre quelli associati alle curve sperimentali analizzate singolarmente che quindi risultano più consistenti rispetto al valore dell'analisi congiunta.

-Analisi generale

Le sette coppie analizzate rappresentano i casi migliori ottenuti dall'analisi di *cross-correlazione*. Per tutte le coppie si è deciso di analizzare il range di frequenze tra 0.4 Hz e 4.0 Hz. I dati migliori sono quelli ottenuti per la componente verticale, quindi per le onde *Rayleigh*. I dati delle curve sperimentali di *Love* sembrano leggermente più imprecisi poiché gli *zeros-crossing* non permettevano di seguire bene la curva di dispersione. Tutte le curve sperimentali seguono abbastanza bene le rispettive curve di riferimento sebbene abbiano un andamento più dolce. I valori di velocità di quasi tutte le curve sperimentali sono maggiori rispetto a quelli delle curve di riferimento. Le eccezioni sono rappresentate dalle coppie S9-S2 ed S3-S11 dove gli andamenti delle curve ed i valori di velocità seguono quasi perfettamente le curve sintetiche. I valori di velocità di entrambi i tipi di curve sono consistenti tra loro. Talvolta, i valori associati alle *Rayleigh* sono i più alti. In altri casi, invece, sono i valori associati alle curve di *Love* a risultare maggiori.

La parametrizzazione (modello *a-priori* a tre strati) utilizzata per le analisi è basata sulle informazioni stratigrafiche ricavate da studi precedenti. In ogni caso, il valore di velocità delle singole unità rimane non vincolato ed i valori uniformi utilizzati nell'*a-priori* sono solo indicativi e di sicuro soggetti a grandi errori. Inoltre, considerare una parametrizzazione con velocità uniforme nei 3 strati considerati è di sicuro una forte ipotesi, che non rappresenta la realtà. La scelta di un modello semplice è dettata dalla natura delle curve di dispersione e dalla necessità di comparare tra loro le diverse curve in funzione degli spessori del travertino e del substrato calcareo. Anche con questa semplice parametrizzazione si riesce ad ottenere un fit soddisfacente dei dati, come evidenziato dalla somiglianza delle curve sperimentali a quelle sintetiche dei modelli ottenuti.

Il passaggio dal Travertino alle Argille Plioceniche, segnato da una zona a bassa velocità, che dovrebbe essere risolvibile almeno per le *Rayleigh*, come evidenziato dall'inversione dei profili sintetici, non è invece chiaramente visibile nelle curve sperimentali. Sia le curve di *Rayleigh* che quelle di Love mostrano quasi sempre un aumento della velocità costante. Solo in alcuni casi, e solo per le curve di *Rayleigh*, le curve di dispersione indicano una zona bassa velocità relativa sotto i travertini. Tale zona era invece molto chiara nelle inversioni dei profili sintetici per le *Rayleigh*. Invece, un rapido aumento delle velocità dovrebbe segnalare il passaggio dallo strato argilloso/sabbioso allo strato dei Calcari Meso-cenozoici. Anche in questo caso, i dati ne confermano l'aumento anche se spesso le *Rayleigh* si osservano fino a frequenze di 0.4-0.5 Hz, prima dell'atteso *plateau* dovuto al raggiungimento del substrato carbonatico.

I valori di velocità e le profondità ottenute per le curve sintetiche di *Rayleigh* sono tutti consistenti tra loro e si discostano poco da quelli imposti nel modello *a-priori*. Il range della velocità riferita al primo strato è compreso tra i 600 m/s ed i 700 m/s; il range di velocità del secondo strato si aggira tra i 450 m/s ed i 550 m/s; il range di velocità del terzo strato va dai 2600 m/s ai 2650 m/s. Si ricorda che le velocità del modello di partenza erano rispettivamente di 1000 m/s, 400 m/s e 3500 m/s. Quindi, la comparazione coi risultati sintetici mostra delle sottostime per il primo ed il secondo strato ed una sovrastima per il secondo strato. Invece, i valori di profondità della prima discontinuità hanno un range tra i 10 m ed i 40 m, mentre la seconda discontinuità si intercetta a profondità comprese tra i 190 m ed i 240 m. Rispetto ai valori del modello di base, ricavati dagli spessori, che sono rispettivamente 24 m e 130 m per entrambe le discontinuità, i valori sintetici della prima discontinuità sono correlati, quelli della seconda sono sovrastimati. In questo caso però, bisogna sempre ricordare il *trade-off* che c'è tra la velocità e la profondità.

Non sempre l'inversione di velocità appare chiaramente nelle *Love*. Ciò è dovuto alla necessità di campionare alte frequenze nel caso in cui la discontinuità sia molto superficiale. In questo caso, il range di velocità del primo strato si aggira tra i 450 m/s ed i 700 m/s; per il secondo strato va dai 500 m/s ai 700 m/s; per il terzo strato varia tra i 2600 m/s ed i 2650 m/s. Come per *Rayleigh*, anche qui ci sono delle differenze col modello a-priori. Per quanto riguarda le profondità, i valori della prima discontinuità vanno dai 20 m ed i 50 m laddove si osserva l'inversione di velocità, mentre per le restanti coppie il range è compreso tra i 110 m ed i 140 m. Nella seconda discontinuità, il range varia tra i 200 m e 280 m. Rispetto al modello di partenza, solo i valori della prima discontinuità legati alle curve in cui si osserva l'inversione sono coerenti. Anche qui, bisogna ricordare il trade-off tra profondità e velocità.

Per le curve sperimentali di *Rayleigh* il range di velocità per il primo strato si aggira tra i 450 m/s ed i 700 m/s; per lo strato intermedio varia tra i 600 m/s ed i 1150 m/s; per il terzo strato è compreso tra i 1650 m/s ed i 2650 m/s. Confrontando questi range di velocità con i rispettivi valori sintetici si osserva che per il primo strato il range è molto simile anche se il limite inferiore dei valori sperimentali si trovi a velocità più basse; il range sperimentale del secondo strato ha decisamente valori maggiori rispetto al range dei dati sintetici; il range sperimentale del terzo strato ha valori molto simile al range sintetico sebbene il limite inferiori si trovi a velocità inferiori. Quindi, i valori sperimentali e sintetici per il primo ed il secondo strato sono simili tra loro, anche se i valori sperimentali hanno un range più ampio di velocità. I valori sperimentali attribuiti al secondo strato risultano molto più alti rispetto ai valori sintetici. Ciò potrebbe essere attribuito a due possibili cause: 1. La zona a bassa velocità intercettata è poco ampia (o assente) e quindi non ha un grosso effetto; 2. Le velocità delle argille/sabbie sono comparabili a quelle dei travertini. Solo in un caso si può osservare la zona a bassa velocità qualora la profondità a-priori risultasse corretta. Ma nella maggior parte dei casi si evince un aumento graduale della velocità. Invece, il range di profondità della prima discontinuità varia tra i 110 m ed i 140 m, fatta eccezione per la coppia S8-S12 in cui il valore è di 10 m. La seconda discontinuità si intercetta in un range compreso tra i 240 m ed i 500 m. Dunque, valori delle profondità sono ovviamente vincolati alla velocità ottenuta per ogni strato ed sono quindi meramente indicativi.

Per le curve di *Love* il range di velocità del primo strato varia tra i 500 m/s ed i 700 m/s; per lo strato intermedio è compreso tra i 700 m/s ed i 1450 m/s; per lo strato inferiore varia tra i 1700 m/s ed i 2800 m/s. Confrontando i range sperimentali con i rispettivi sintetici si osservano una similitudine tra le velocità sebbene i valori sperimentali coprano un range di velocità più ampio. Ciò potrebbe essere dovuto alla modalità con cui sono state ricavate le curve sperimentali durante il picking. Il range di profondità ottenuto per la prima discontinuità varia tra i 50 m ed i 160 m; per la seconda discontinuità è compreso tra i 220 m ed i 560 m. Anche in questo caso, il risultato

potrebbe essere dovuto alla relazione tra profondità e velocità e alla nostra parametrizzazione a 3 strati.

Dal confronto dei valori di velocità sperimentali di entrambe le curve si osserva una consistenza tra i dati. Le differenze di valori tra le singole coppie potrebbero essere attribuite sia alla parametrizzazione, sia alla selezione delle curve, sia alla diversa sensibilità dei due tipi di onde. Le differenze più marcate si osservano per il terzo strato, ciò potrebbe essere legato alla poca facilità di seguire bene la ricostruzione della curva durante il *picking*.

L'analisi congiunta delle curve sperimentali mostra i risultati dei valori di velocità e profondità molto simili ai risultati delle analisi singole. Però, il fit delle curve congiunte si dimostra al quanto peggiore rispetto a quello delle analisi singole, come testimoniato anche dai valori di *misfit* più alti. Ciò potrebbe essere dipeso dall'incoerenza dei dati che, sommati insieme, viene resa più evidente.

In uno sguardo di insieme dei valori sperimentali di velocità e profondità attribuiti alle varie coppie si osservano alcuni andamenti. Tutti i valori di velocità delle curve di Rayleigh attribuiti ai primi due strati diminuiscono progressivamente andando a sud e ad est del Bacino. I valori riferiti al terzo strato invece hanno un aspetto caotico. Per le curve di Love, le velocità del primo strato e del secondo strato diminuiscono verso sud; per il terzo strato i valori minori si incontrano verso nord. Per l'analisi congiunta, i valori del primo strato sono distribuiti in maniera omogenea; per il secondo e terzo strato si nota una tendenza alla diminuzione andando verso nord.

I valori di profondità della curva di *Rayleigh* per la prima discontinuità diminuiscono progressivamente verso il centro del Bacino, mentre i valori della seconda discontinuità sono distribuiti in maniera randomica. I valori di profondità della curva di *Love* sembrano diminuire andando verso sud e verso ovest, mentre i valori della seconda discontinuità sono distribuiti in maniera randomica. I valori di profondità dell'analisi congiunta relativi ad entrambe le discontinuità sono abbastanza omogenei.

Per completare l'analisi dati si inserisce la seguente tabella riassuntiva dei range di velocità e profondità ricavati:

Velocità	Range Vs1 (m/s)	Range Vs2 (m/s)	Range Vs3 (m/s)
Rayleigh sintetici	600-700	450-550	2600-2650
Love sintetici	450-700	500-700	2600-2650
Rayleigh sperimentali	450-700	600-1150	1650-2650
Love sperimentali	500-700	700-1450	1700-2800
Analisi congiunta	350-500	600-1100	1600-2800

Tabella 3.2.1.1. Riassunto dei range delle velocità.

Profondità	Range H1 (m)	Range H2 (m)
Rayleigh sintetici	10-40.0	190-240
Love sintetici	20-140	200-280
Rayleigh sperimentali	110-140	240-500
Love sperimentali	50-160	220-260
Analisi congiunta	10-110	230-440

Tabella 3.2.1.2. Riassunto dei range delle profondità.

3.2.2. Analisi modello 3D

Tutte le elaborazioni fatte per ottenere il modello 3D finale, sono state condotte solamente per le curve di *Rayleigh* (componente verticale). Esse sono risultate più consistenti rispetto alle curve di *Love* e quindi è stato possibile ricavare un modello 3D di migliore qualità.

-Traiettorie delle velocità di fase

Phase Velocity Paths

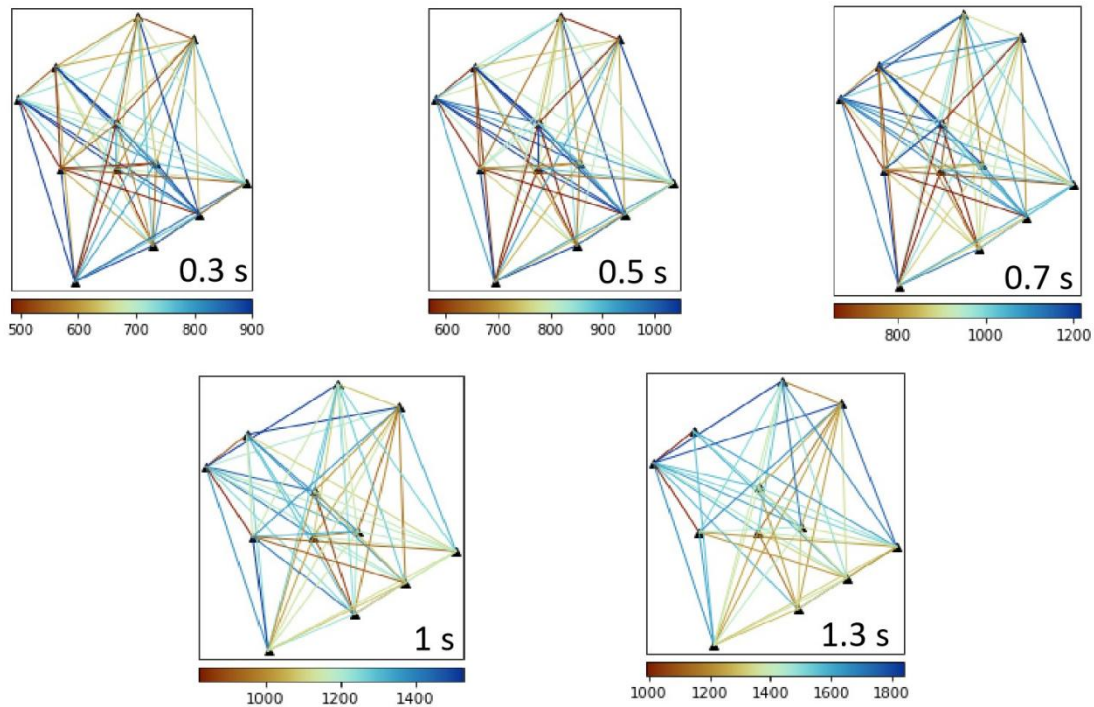


Figura 3.2.2.1. Incroci tra le stazioni delle traiettorie delle velocità di fase a determinati periodi (s).

Nella figura 3.2.2.1 sono mostrate le immagini relative agli incroci delle traiettorie delle velocità di fase tra le stazioni. Si ricorda che vi sono 66 incroci considerando le 12 stazioni. La barra di colore indica i valori delle velocità di fase espresse in m/s e ogni barra è scalata del $\pm 30\%$ rispetto al valore di velocità medio per ogni periodo. Ciascuna delle immagini è stata estratta per un determinato periodo, espresso in secondi. Bassi periodi (alte frequenze), sono associabili a profondità investigate più superficiali. Al contrario, i periodi alti (frequenze basse) sono sensibili a profondità maggiori. Le prime tre immagini (profondità superficiali) mostrano delle traiettorie delle velocità di fase distribuite in maniera alquanto caotica. Infatti, i valori più bassi (rosso-arancio) si incrociano con i valori più alti (blu-celeste) in tutta l'area di studio. Invece, nelle ultime due figure (maggiori profondità) si nota che le traiettorie con velocità più basse siano maggiormente addensate nelle parti a sud e ad ovest dell'area. Al contrario, le

traiettorie a velocità maggiori si concentrano maggiormente nelle parti a nord e ad est. Visionando i valori delle velocità per ciascuna immagine, è possibile notare un loro aumento proporzionale al periodo.

-Hit counts e phase velocity maps

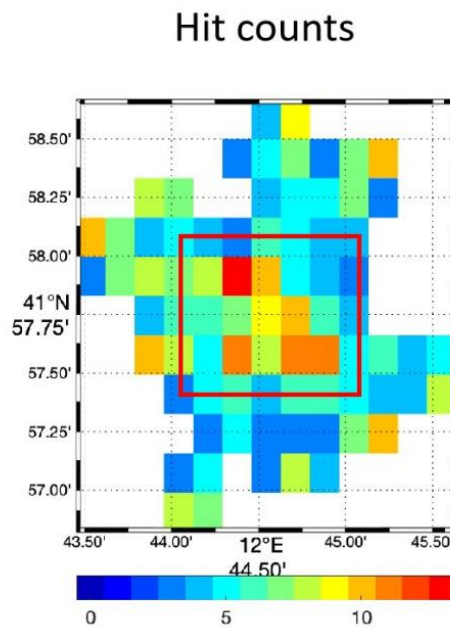


Figura 3.2.2.2. Numero dei raggi che attraversano ogni *pixel*. La zona centrale, con migliore copertura, è evidenziata.

La figura 3.2.2.2 mostra la copertura dei dati mediante l'*hit-count*, ossia il numero di raggi che attraversano ciascun *pixel*. La zona centrale, che coincide con l'area delle cave di travertino, mostra la copertura migliore. Questa figura aiuta a comprendere quanto sia effettivamente consistente il dato ricavato dalle *phase velocity maps*.

Phase Velocity Maps

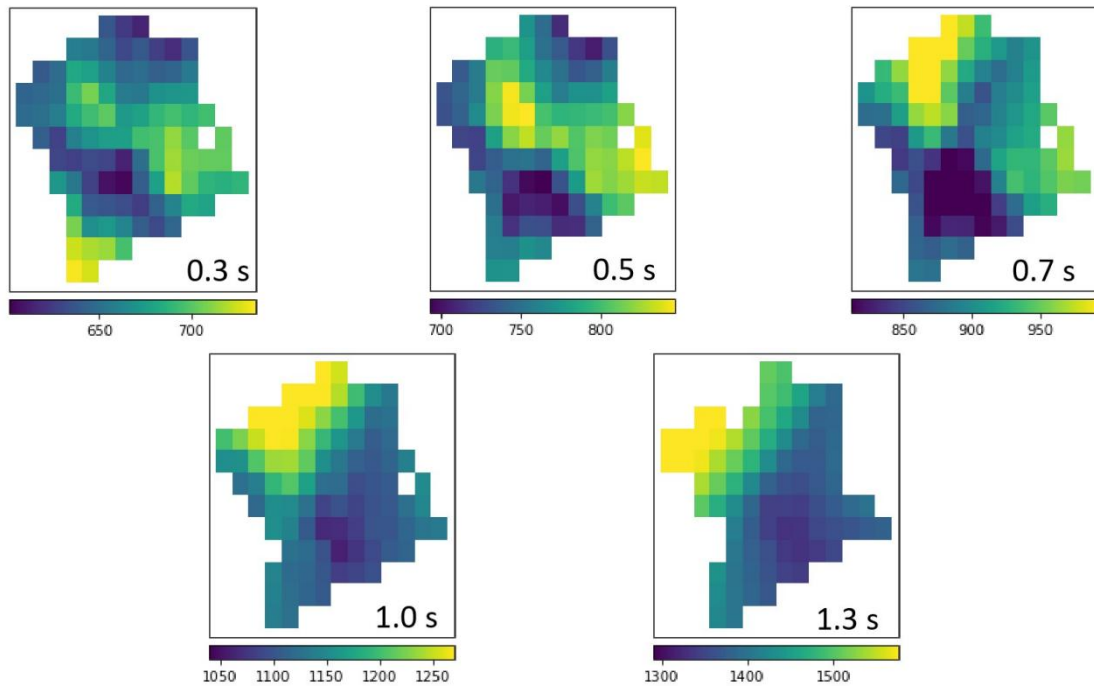


Figura 3.2.2.3. *Phase velocity maps* in funzione del periodo.

La figura 3.2.2.3 mostra le *phase velocity maps* in funzione del periodo ottenute tramite l'inversione. La barra di colore mostra i valori di velocità di fase (m/s) ricavati per ogni periodo e che sono scalati del $\pm 10\%$ rispetto al valore medio. All'aumentare del periodo, i valori di velocità di fase si incrementano a loro volta. L'immagine a 0.3 s mostra un *trend* NO-SE con un range di velocità tra i 675 m/s e poco più di 700 m/s. Ai bordi invece c'è una diminuzione della velocità che scende sotto il valore di 650 m/s. L'immagine a 0.5 s mostra nuovamente il *trend* NO-SE con maggiori velocità rispetto ai bordi. In questo caso, i valori maggiori superano gli 800 m/s mentre ai bordi ci sono valori racchiusi tra i 700 ed i 750 m/s. L'immagine a 0.7 s mostra un *trend* centrale NE-SO con valori di velocità tra gli 800 m/s ed i 900 m/s, le velocità minori si hanno principalmente nell'area a SO. Ai lati, i valori di velocità superano i 900 m/s arrivando fino ai 1000 m/s. L'immagine a 1.0 s mostra come l'andamento di velocità aumenti progressivamente andando verso NO. Nelle parti a S-SE e N-NE i valori spaziano tra i 1050 m/s e progressivamente verso i 1100 m/s nella zona più centrale. Nell'area a NO i valori sono nettamente più alti, il range spazia tra i 1200 m/s e oltre i 1250 m/s. L'immagine a 1.3 s mostra lo stesso andamento dell'immagine precedente, solo che i valori molto più alti. Infatti, nelle aree a S-SE e N-NE i valori spaziano tra i 1300 ed i 1400 m/s, nella parte centrale la velocità si aggira intorno ai 1450 m/s, mentre

nell'area a NO i valori superano i 1450 m/s fino ad arrivare oltre i 1500 m/s. Quindi, osservando progressivamente tutte le immagini si nota l'aumento di velocità andando in profondità maggiori (periodi più alti) e si notano due cambi di andamento. Il primo *trend* (NO-SE) si osserva fino ad un periodo di 0.5 s, poi nell'immagine a 0.7 secondi c'è un cambio di trend (NE-SO) con la differenza dei valori di velocità leggermente meno netti rispetto al precedente. Infine, da 1.0 s si nota una scissione dei valori di velocità dove si vede una forte progressione di velocità muovendosi da SE verso NO.

-Profili 1D

1-D Vs Profiles from Rayleigh

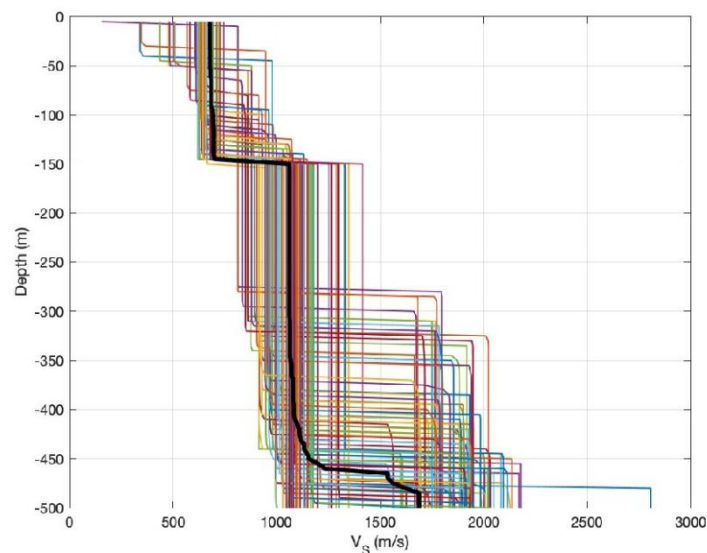


Figura 3.2.2.4. Grafico dei profili verticali della velocità delle onde S per tutti i pixels. Il profilo medio è mostrato in grassetto.

Da ogni *pixel* delle *phase velocity maps* sono stati ricavati dei profili 1D delle velocità di fase, questi a loro volta sono stati invertiti per ricavare i profili 1D relativi alle velocità delle onde S in funzione della profondità. Il profilo di velocità medio (in nero) definisce chiaramente l'andamento delle velocità, il quale mostra un aumento lineare muovendosi verso profondità maggiori. Si osservano ben due discontinuità che definiscono un modello a tre strati e in ognuna c'è un aumento di velocità. In prossimità della seconda discontinuità c'è un piccolo aumento della velocità media.

Inoltre, nella seconda discontinuità c'è un progressivo aumento della velocità che si stabilizza in prossimità dei 500 metri di profondità. Queste variazioni sono dovute alla mediazione di tanti profili. Comunque, tutti i profili 1D seguono un modello a tre strati. In tabella 3.2.2.1 sono riassunti i valori medi di velocità ed i rispetti valori medi di profondità.

Profilo medio 1D	
H1 (m)	0-140
Vs1 (m/s)	700
H2 (m)	140-460
Vs2 (m/s)	da 1100 a 1200
H3 (m)	da 460
Vs3(m/s)	da 1500 a 1700

Tabella 3.2.2.1. Valori medi di profondità e velocità del profilo medio 1D.

-Modello 3D

3-D VS Model from Rayleigh

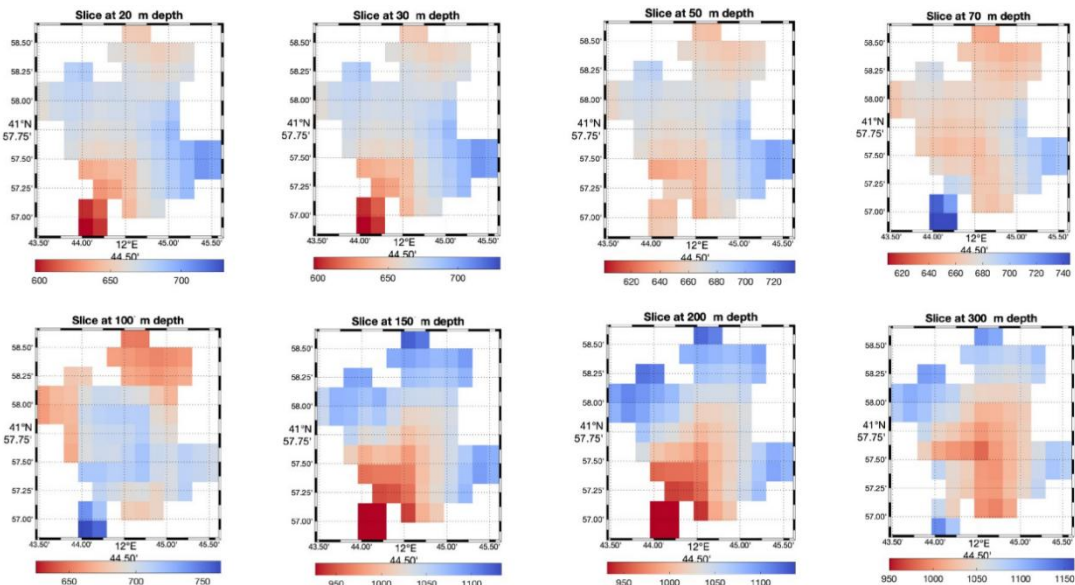


Figura 3.2.2.5. Sezioni orizzontali a diversa profondità del modello 3-D delle velocità delle onde S.

La figura 3.2.2.5 mostra il risultato finale di tutte le elaborazioni effettuate fino ad ora, ossia il modello 3D delle onde di *Rayleigh* in funzione della profondità. Le barre di colore indicano i valori di velocità che sono scalati del $\pm 10\%$ rispetto al valore medio per ogni profondità. L'immagine alla profondità di 20 metri mostra un *trend* centrale NO-SE dove i valori di velocità si aggirano intorno ai 670 m/s, ai bordi questi valori diminuiscono fino alla velocità di 630 m/s. L'immagine a 30 metri di profondità mostra la stessa situazione dell'immagine precedente, solo con valori maggiori. Nel trend centrale i valori si aggirano intorno ai 680 m/s, mentre ai bordi c'è la diminuzione di velocità fino ai 630 m/s. L'immagine a 50 metri di profondità mostra a sua volta una situazione simile alle precedenti.

L'immagine a 70 metri di profondità mostra un principio di cambiamento di velocità e di direzione del trend centrale. Infatti, il trend assume una direzione NE-SO con valori di velocità che si aggirano più o meno intorno ai 650 m/s, mentre ai bordi le velocità aumentano fino a circa 700 m/s. L'immagine a 100 metri di profondità mostra un trend completamente diverso di velocità. Nella parte centrale, i valori spaziano dai 700 m/s a poco meno di 750 m/s. Mentre ai bordi, in particolare a nord, i valori si aggirano intorno ai 600 m/s. Nell'immagine a 150 metri di profondità il trend delle velocità cambia nettamente. Nella parte centrale i valori spaziano tra i 950 m/s ed i 1000 m/s, mentre ai bordi vanno dai 1050 m/s ai 1100 m/s. Nell'immagine a 200 metri di profondità permane la medesima situazione dell'immagine precedente. Nell'immagine a 300 metri di profondità, la situazione risulta essere ancora stabile rispetto alle due precedenti.

In uno sguardo di insieme, si può dedurre la presenza di due discontinuità, rispettivamente a 100 metri ed a 180 metri di profondità. Osservando le prime tre immagini, in un range di profondità tra i 20 metri ed i 50 metri, la situazione rimane stabile seppure notando un leggero aumento delle velocità verso maggiori profondità. Invece, la quarta immagine mostra semplicemente valori minori nella parte centrale e più alti verso i bordi; ma nonostante ciò le velocità rimangono molto simili alle precedenti. A 100 metri di profondità si osserva la prima discontinuità, in cui si nota proprio un notevole cambiamento della distribuzione delle velocità ma i valori sono molto simili ai casi precedenti. Nuovamente, a 150 metri di profondità si colloca la seconda discontinuità che mostra un cambiamento della distribuzione delle velocità opposto al caso precedente, ma soprattutto c'è un incremento molto forte dei valori di velocità.

Per quanto riguarda i valori di velocità si nota chiaramente un progressivo aumento ad ogni discontinuità. Il primo strato ha un range di valori che spazia tra i 630 m/s ed i 700 m/s; nel secondo strato varia tra i 600 m/s ed i 750 m/s; nel terzo strato si aggira tra i

950 m/s ed i 1100 m/s. I primi due strati hanno velocità molto simili tra loro, sebbene la distribuzione nell'area sia completamente diversa. Il terzo strato presenta invece il contrasto di velocità più forte, sia in termini di distribuzione sia in termini di valori delle velocità. A questo punto però, è necessario considerare la figura 3.2.2.2 da cui risulta che l'area maggiormente vincolata sia quella centrale. Perciò, considerando nuovamente il range dei valori di velocità si può affermare che per il primo strato esso vari tra i 660 ed i 680 m/s; per il secondo si aggira tra i 700 m/s ed i 750 m/s; per il terzo strato tra i 950 m/s ed i 1100 m/s.

4. Discussione e conclusioni

-Masw

L'esecuzione della sismica attiva ha permesso di raggiungere frequenze più alte rispetto a quelle raggiunte dalla sismica passiva. Ciò ha assicurato una maggiore precisione nell'osservazione delle caratteristiche del sottosuolo a profondità superficiali. La tipica sorgente utilizzata per scopi ingegneristici, cioè colpi di mazza da 8 Kg, non si è dimostrata sufficiente ad energizzare il terreno, anche attraverso l'impiego di numerosi colpi di battute sommati insieme (*stack*). In questo caso, la scarsa propagazione del segnale ha permesso di osservare delle chiare forme d'onda solo nei primi 40/50 metri di distanza dal punto di battuta. In questo caso, non si evinceva nessun segnale chiaramente dispersivo e si otteneva una stima della VS superficiale pari a 600 m/s.

L'utilizzo di un blocco di travertino di 20 tonnellate, lasciato cadere da un'altezza di 30 metri, ha invece dato un ottimo segnale ed ha permesso di ottenere una chiara curva di dispersione anche a frequenze relativamente basse. L'inversione delle velocità di fase dell'onda di *Rayleigh* (per la *Masw*, i geofoni misurano la sola componente verticale) definisce una netta inversione di velocità. Nel nostro semplice modello a tre strati uniforme, lo strato a bassa velocità ha uno spessore di circa 25 metri e si trova circa 20 metri sotto la superficie. Bisogna tener conto che il profilo *Masw* è stato eseguito al piano dell'attuale cava, a circa 30 metri dalla superficie inalterata. Considerata quindi l'estrazione di 30 metri di travertino, lo spessore dell'intero banco di travertino si aggira intorno ai 50 metri.

Il valore di velocità media (V_s) di 1300 m/s ottenuto per il primo strato è totalmente riconducibile al travertino litoide su cui è stata effettuata la prova. Il valore medio di V_s di 300 m/s ricavato per lo strato intermedio determina la presenza di una zona a bassa velocità. Secondo la letteratura, questa zona a bassa velocità è attribuibile alla presenza delle argille plioceniche. Da notare il forte contrasto di velocità che è comunque atteso essendo le argille sature in acqua e presentando valori di V_s bassi.

Il valore medio di V_s di 1050 m/s riferito al terzo strato è legato ad un forte aumento di cui vediamo solo l'inizio.

-Cross-correlazione

Lo studio principale eseguito durante questo lavoro di tesi è stato quello sul rumore ambientale attraverso la sismica passiva. La cross-correlazione tra coppie di stazioni che registrano, in modo sincrono, il rumore ambientale, è capace di produrre la *Green function* (ossia la risposta impulsiva) di una stazione rispetto all'altra. In questo modo, ogni stazione svolge il ruolo di sorgente artificiale e si ottengono delle curve di dispersione per ogni coppia di stazioni (in questo caso, 12 stazioni e quindi 66 coppie).

Lo studio consente di registrare frequenze piuttosto basse che, come visto, richiederebbero sorgenti notevoli, e che quindi consentono di indagare a maggiore profondità rispetto alla *Masw*. Inoltre, l'utilizzo di sismografi a 3 componenti consente di analizzare non solo le onde di *Rayleigh*, ma anche quelle di *Love*. Le considerazioni ricavate dall'analisi dati sono le seguenti:

1. Ad alta frequenza (superiore ai 2 e 3 Hz, in genere) si nota il contributo di energia coerente, probabilmente collegata a riverberi e fasi sismiche non riferibili alle onde superficiali.
2. A basse frequenze, la maggiore limitazione dipende dalla relativa vicinanza delle stazioni. La forma d'onda deve essere contenuta, infatti, almeno per una lunghezza d'onda, tra le due stazioni. I segnali risultano in ogni caso più facilmente distinguibili.
3. L'arrivo di molti segnali coerenti ha prodotto, in generale, dati di non elevata qualità. In ogni caso, nelle coppie con segnali più chiari sono state osservate curve di dispersione consistenti per onde di *Rayleigh* e di *Love*. In generale, la componente verticale si è mostrata quella dove il *picking* manuale della curva di dispersione è stato meno complicato.
4. Per queste coppie, è stata effettuata un'analisi 1-D che è stata confrontata con quella di modelli costruiti a partire da dati sintetici. I dati sintetici mostrano il potenziale di osservare lo strato a bassa velocità, specialmente con le curve di *Rayleigh*. Le curve sperimentali, comunque, si discostano notevolmente da quelle attese. In particolare, troviamo velocità più alte per lo strato intermedio argilloso/sabbioso. Solo in un caso si evince la chiara presenza di una zona a bassa velocità, se le profondità a-priori sono ipotizzate corrette. In generale, le curve di dispersione segnalano un aumento alquanto graduale delle velocità di fase da circa 0.4 a 4 Hz. Da notare che il punto di ginocchio dovuto alla presenza delle argille nella *Masw* era intorno ai 5/6Hz.

5. L'analisi dettagliata mostra valori dello strato intermedio tra 600 ed i 1450 m/s. Tali valori potrebbero essere riconducibili a diverse tipologie da quelle subito a contatto dai travertini. Arenarie consolidate sono compatibili con questi valori. Lo strato a bassa velocità è probabilmente di uno spessore al di sotto della nostra risoluzione nella maggior parte dei casi. Una stratigrafia più complessa, con litologie diverse, è l'unica soluzione se gli spessori del modello a-priori vengono considerati robusti. In sintesi, le due possibilità sono: a) La zona di inversione di velocità è poco spessa per essere intercettata con le frequenze della sismica passiva; b) Presenza di uno spessore più ampio formato da altre tipologie di rocce (es. Arenarie) che possiede valori di velocità compatibili con quelli osservati. Tale strato viene intercettato maggiormente rispetto alla zona a bassa velocità.

6. Il substrato carbonatico è raggiunto solo parzialmente, laddove è possibile spingersi a frequenze basse. Si nota un forte aumento di velocità che ci permette di individuare, spesso il substrato, anche se probabilmente le velocità sono sottostimate.

7. Il modello 3D è stato ricavato solamente utilizzando le curve sperimentali di *Rayleigh* poiché di migliore qualità. Prima si ottengono le mappe di velocità di fase attraverso un'inversione linearizzata ai minimi quadrati. Data la qualità dei dati approssimativa, si opta per un modello abbastanza dolce, a scapito di un fit delle curve di dispersione troppo elevato. Dalla loro osservazione si notano due cambiamenti della distribuzione della velocità rispettivamente a 0.7 s ed a 1.0 s. Inoltre, all'aumentare del periodo si conferma l'incremento dei valori di velocità. Da notare che la parte centrale dell'area di studio, corrispondente all'area della cave, è ben coperta dai dati, mentre le aree ai bordi hanno poca copertura.

Per ogni *pixel* delle *phase velocity maps* sono stati ricavati i profili 1D della velocità delle onde S in funzione della profondità e quindi, dalla loro combinazione, un modello 3-D di V_s . A parte la conferma delle precedenti osservazioni, il modello permette di notare un andamento superficiale NO-SE che tende ad obliterarsi in profondità. Altre misure ed un'analisi più approfondita sono necessarie per poter avanzare un'interpretazione.

A conclusione di questo lavoro di tesi è possibile affermare che l'utilizzo della sismica passiva insieme alla sismica attiva permette di distinguere in maniera più ampia le caratteristiche del sottosuolo. La tecnica della *Masw* si concentra su frequenze più alte rispetto a quelle della sismica passiva e quindi si rivelerà molto utile per analisi future. Essa permetterà di chiarire la distribuzione della zona ad alta velocità in tutta l'area. Per quanto riguarda l'analisi del rumore sismico, è stato definito un modello isotropo a tre strati senza però effettuare le correzioni della topografia. Quindi, tutti i valori

ottenuti si riferiscono ad un piano campagna a quota uniforme. Nonostante ciò, il modello a tre strati ottenuto restituisce dei valori di velocità consistenti tra le varie analisi mentre la profondità ha subito l'influenza della parametrizzazione. Secondo il modello sperimentale, il sottosuolo sarebbe formato dalla presenza di tre strati con velocità a loro volta più alte. Rispetto al modello *a-priori*, solo il secondo strato presenta velocità molto più alte, riferibili probabilmente ad una tipologia di roccia più consistente dell'argilla. Invece, i valori di velocità riferibili al primo ed al terzo strato sembrano compatibili con la presenza del travertino in superficie e di rocce probabilmente carbonatiche, o comunque molto consistenti, in profondità. Invece, il risultato della *Masw 2* mostra distintamente l'inversione di velocità nello strato intermedio. Qualora i risultati ottenuti si rivelassero corretti, il modello di sottosuolo potrebbe essere costituito da travertino in superficie; una zona a bassa velocità poco spessa, visibile solo nel range di alte frequenze, contenuta all'interno di una zona ad alta velocità formata da un'altra tipologia di rocce; rocce carbonatiche o comunque consistenti in profondità.

In generale, i dati sono risultati non di elevata qualità, soprattutto per via del rumore antropico (coerente) generato dai lavori in cava e dall'arrivo di altre fasi sismiche dovute alla propagazione delle onde, dipendente dalle caratteristiche geomorfologiche delle varie zone studiate. Le variazioni notte e giorno e nel bootstrap test evidenziano la possibilità di poter, probabilmente, migliorare il risultato avendo a disposizione un più ampio arco temporale di acquisizione. Inoltre, la forte topografia e l'anisotropia (qui non considerata) complicano la risposta sismica.

Infine, per confermare in maniera diretta le caratteristiche geologiche dell'area sarebbe necessario effettuare alcuni sondaggi profondi, in maniera tale da intercettare almeno la discontinuità più superficiale. Fino ad ora, tutti i sondaggi eseguiti sono arrivati a profondità superficiali in cui non è stato mai possibile intercettare il *bottom* del travertino.

Riferimenti bibliografici

Acocella, V., Funiciello, R., 2006. Transverse systems along the extensional Tyrrhenian margin of central Italy and their influence on volcanism. *Tectonics* 25, TC2003. doi:10.1029/2005TC001845.

Aki, K. (1956). Analisi del correlogramma di sismogrammi mediante un semplice computer automatico. *Giornale di fisica della Terra* , 4 (2), 71-79.

Aki, K. (1957). Spettri spazio-temporali di onde stocastiche stazionarie, con particolare riferimento ai microtremori. *Bollettino dell'Istituto di ricerca sui terremoti* , 35 , 415-456.

Alfonsi, L., Funiciello, R., Mattei, M., Girotti, O., Maiorani, A., Preite Martinez, M., Trudu, C., Turi, B., 1991. Structural and geochemical features of the Sabina strike-slip fault (Central Apennines). *Boll. Soc. Geol. Ital.* 110, 217–230.

Andrea Billi, Andrea Valle, Mauro Brilli, Claudio Faccenna, Renato Funiciello-Fracture-controlled fluid circulation and dissolutional weathering in sinkhole-prone carbonate rocks from central Italy, *Journal of Structural Geology*, Volume 29, Issue 3, 2007, Pages 385-395, ISSN 0191-8141, <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.09.008>.

Annunziatellis, A., Beaubien, SE, Ciotoli, G., Finioia, MG, Graziani, S., & Lombardi, S. (2009). Sviluppo di un innovativo sistema di monitoraggio marino delle perdite di CO₂: progettazione e test del sistema. *Procedia sull'energia* , 1 (1), 2333-2340.

Anzalone, E., D'Argenio, B., & Ferreri, V. (2017). Andamenti deposizionali dei travertini nell'area tipo di Tivoli (Italia). *Rendiconti Lincei* , 28 , 341-361.

Barmin, deputato, Ritzwoller, MH e Levshin, AL (2001). Un metodo veloce e affidabile per la tomografia delle onde superficiali. *Monitoraggio del trattato globale sul divieto dei test nucleari: onde superficiali* , 1351-1375.

Billi, A., Valle, A., Brilli, M., Faccenna, C., & Funiciello, R. (2007). Circolazione di fluidi controllata dalla frattura e alterazione dissolvibile in rocce carbonatiche soggette a doline dell'Italia centrale. *Giornale di geologia strutturale* , 29 (3), 385-395.

Bollati, A., Corrado, S., Cosentino, D., Marino, M., Mattei, M., & Parotto, M. (2011). Assetto strutturale della catena a pieghe e sovrascorrimenti Umbro-Sabina (Italia Centrale) derivato dal rilevamento dei fogli 366 “Palombara Sabina” e 375” Tivoli”(Progetto CARG). *Rendiconti Online della Soc. Geol. It.* 14.

Boni, C. F. (1967). La geologia dei Monti Tiburtini (Lazio). *Geologica Romana*, 6, 165-188.

Boni C.F., Bono P., Capelli G. (1986) – Schema Idrogeologico dell'Italia Centrale – A) Carta idrogeologica (scala 1:500.000); B) Carta idrologica (scala 1:500.000); C) Carta dei bilanci idrogeologici e delle risorse idriche sotterranee (scala 1:1.000.000) – Mem. Soc. Geol. It. , 35 (2): 991-1012.

Boni, C. F., Bono, P., & Capelli, G. (1987). Schema idrogeologico dell'Italia centrale. Società Geologica Italiana.

Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., & Bard, PY (2006). La natura del campo d'onda del rumore e le sue applicazioni per gli studi sugli effetti del sito: una revisione della letteratura. *Recensioni di scienze della Terra* , 79 (3-4), 205-227.

Boschi, L., Weemstra, C., Verbeke, J., Ekström, G., Zunino, A., & Giardini, D. (2013). Sulla misurazione della velocità di fase delle onde superficiali dalla correlazione incrociata stazione-stazione del segnale ambientale. *Giornale geofisico internazionale* , 192 (1), 346-358.

Bozzano, F., Esposito, C., Franchi, S., Mazzanti, P., Perissin, D., Rocca, A., & Romano, E. (2015). Analisi di un processo di subsidenza integrando la modellazione geologica e idrogeologica con dati satellitari InSAR. In *Ingegneria Geologica per la Società e il Territorio-Volume 5: Geologia urbana, pianificazione sostenibile e valorizzazione del paesaggio* (pp. 155-159). Pubblicazione internazionale di Springer.

Brunetti, E., Jones, JP, Petitta, M., & Rudolph, DL (2013). Valutazione dell'impatto del drenaggio su larga scala sui sistemi acquiferi controllati da faglie: un caso di studio nel bacino delle Acque Albule (Tivoli, Italia centrale). *Giornale di idrogeologia* , 21 (2), 401.

Capelli, G., Cosentino, D., Messina, P., Raffi, R., & Ventura, G. (1987). Modalità di ricarica e assetto strutturale dell'acquifero delle sorgenti Capore-S. Angelo (Monti Lucretili-Sabina Meridionale). *Geologica Romana*, 26, 419-447.

Capelli, G., Mazza, R., & Gazzetti, C. (Eds.). (2005). *Strumenti e strategie per la tutela e l'uso compatibile della risorsa idrica nel Lazio: gli acquiferi vulcanici...* (Vol. 78). Pitagora.

Carucci, V., Petitta, M., & Aravena, R. (2012). Interazione tra falde acquifere superficiali e profonde nella Piana di Tivoli (Italia centrale) potenziata dall'estrazione delle acque sotterranee: un approccio multi-isotopico e modellizzazione geochemica. *Geochimica applicata* , 27 (1), 266-280.

Chiodini, G., Tassi, F., Caliro, S., Chiarabba, C., Vaselli, O., Rouwet, D., 2012. Time-dependent CO₂ variations in Lake Albano associated with seismic activity. *Bulletin of Volcanology* 74, 861–871.

Cosentino, D., & Parotto, M. (1986). Assetto strutturale dei Monti Lucretili settentrionali (Sabina): nuovi dati e schema tettonico preliminare. *Geologica Romana*, 25, 73-90.

Danese E. & Mattei M. (2010)-The sedimentary substrate of the Colli Albani volcano. In: Funicello R. & Giordano G. (eds) The Colli Albani Volcano. Special Publication of IAVCEI, 3. The Geological Society, London, 000141-151000.

De Benedetti, A. A., Funicello, R., Giordano, G., Diano, G., Caprilli, E., & Paterne, M. (2008). Volcanology, history and myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(3), 387-406.

De Filippis, L., Anzalone, E., Billi, A., Faccenna, C., Poncia, PP, & Sella, P. (2013). L'origine e la crescita di una cresta di travertino fessurata recentemente attiva su una faglia sismica, Tivoli, Italia. *Geomorfologia* , 195 , 13-26.

De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Soligo, M., & Tuccimei, P. (2013). Travertini di altopiano e cresta di fessura dalle sorgenti geotermiche quaternarie di Italia e Turchia: interazioni e feedback tra scarico di fluidi, paleoclima e tettonica. *Recensioni di scienze della Terra* , 123 , 35-52.

De Rita, D., Funicello, R., & Parotto, M. (1988). Carta geologica del complesso vulcanico dei Colli Albani. Progetto Finalizzato Geodinamica CNR, Roma.

De Ritis, R., Nardi, A., Materni, V., Venuti, A., Stefanelli, P., Rotella, G., ... & Chiappini, M. (2020). Studio multidisciplinare sulla subsidenza e sulla presenza di doline nel bacino delle Acque Albule (Roma, Italia). *Scienze della Terra e dello Spazio* , 7 (7), e2019EA000870.

Faccenna, C., Funicello, R., Mattei, M., 1994b. Late Pleistocene N–S shear zones along the Latium Tyrrhenian margin: structural characters and volcanological implications. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 36, 507–522.

Faccenna, C., Funicello, R., & Soligo, M. (2010). Origin and deposition of the Lapis Tiburtinus travertine.

Faccenna, C., Soligo, M., Billi, A., De Filippis, L., Funicello, R., Rossetti, C., & Tuccimei, P. (2008). Cicli deposizionali del Pleistocene superiore del travertino Lapis Tiburtinus (Tivoli, Italia Centrale): possibile influenza del clima e dell'attività di faglia. *Cambiamento globale e planetario* , 63 (4), 299-308.

Foti, S., Hollender, F., Garofalo, F., Albarello, D., Asten, M., Bard, PY, ... & Socco, V. (2018). Linee guida per la buona pratica dell'analisi delle onde superficiali: un prodotto del progetto InterPACIFIC. *Bollettino di Ingegneria Sismica* , 16 , 2367-2420.

Frepoli, A.F., Marra, C., Maggi, A., Marchetti, A., Nardi, N., Pagliuca, M., Pirro, M., 2010. Seismicity, seismogenic structures, and crustal stress fields in the greater Rome area (central Italy). *Journal of Geophysical Research* 115, B12303. <http://dx.doi.org/10.1029/2009JB006322>.

Funiciello R., Giordano G. & De Rita D. (2003)-The Albano maar Lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent activity and evidence of the pre-roman age catastrophic lahar events. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123: 43-61.

Funiciello R. & Parotto M. (1978)-Il substrato sedimentario nell'area dei Colli Albani: considerazioni geodinamiche e paleogeografiche sul margine tirrenico dell'Appennino centrale. *Geologica Romana*. 17: 233-287.

Gasparini, C., Di Maro, R., Pagliuca, N., Pirro, M., Marchetti, A., 2002. Recent seismicity of the "Acque Albule" travertine basin. *Ann. Geophys.* 45, 537–550.

Giordano, G., De Benedetti, A. A., Diana, A., Diano, G., Gaudio, F., Marasco, F., ... & Funiciello, R. (2006). The Colli Albani mafic caldera (Roma, Italy): stratigraphy, structure and petrology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 155(1-2), 49-80.

Hasselmann, K. (1963). Un'analisi statistica della generazione dei microsismi. *Recensioni di Geofisica*, 1 (2), 177-210.

Ispra. Servizio geologico d'Italia. Progetto Carg. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 375 "Tivoli".

Lachetl, C. e Bard, PY (1994). Indagini numeriche e teoriche sulle possibilità e sui limiti della tecnica di Nakamura. *Giornale di fisica della Terra*, 42 (5), 377-397.

La Vigna, F., Carucci, V., Mariani, I., Minelli, L., Pascale, F., Mattei, M., Mazza, R., Tallini, M., 2012. Intermediate-field hydrogeological response induced by L'Aquila earthquake: the Acque Albule hydrothermal system (Central Italy). *Italian Journal of Geosciences* 131, 475–485. <http://dx.doi.org/10.3301/IJG.2012.05>.

La Vigna, F., Mazza, R., Capelli, G., 2013. Detecting the flow relationships between deep and shallow aquifers in an exploited groundwater system, using long-term monitoring data and quantitative hydrogeology: the Acque Albule basin case (Rome, Italy). *Hydrological Processes*. <http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9494>.

La Vigna, F., Hill, MC, Rossetto, R., & Mazza, R. (2016). Parametrizzazione, analisi di sensibilità e inversione: un'indagine utilizzando la modellazione delle acque sotterranee del bacino minato superficiale di Tivoli-Guidonia (città metropolitana di Roma, Italia). *Giornale di idrogeologia*, 6 (24), 1423-1441.

La Vigna F, Ciadamidaro S, Mazza R, Mancini L. 2010. Water quality and relationship between superficial and ground water in Rome (Aniene River basin, Central Italy). *Environmental Earth Sciences* 60(6): 1267–1279. DOI 10.1007/s12665-009-0267-2.

La Vigna F, Mazza R, Capelli G, Taviani S, Teoli P. 2008. Influenza dello stress idrico da emungimento sui problemi di dissesto urbano della piana di Tivoli – Guidonia, Roma (Whitdrawals influence on the urban instability in the Tivoli-Guidonia plain, Rome). *Rendiconti Online della Società Geologica Italiana*. 3.

La Vigna F, Carucci V, Mariani I, Minelli L, Pascale F, Mattei M, Mazza R, Tallini M. 2012. Intermediate field hydrogeological response induced by L'Aquila earthquake: the Acque Albule hydrothermal system (central Italy). In Understanding the April 6th L'Aquila earthquake: the geological contribution, Pantosti D, Boncio P, Cavinato GP (eds). Italian Journal of Geosciences: Soc Geologica Italiana, Univ Degli Studi la Sapienza, Dipart Sci Della Terra, Piazzale Aldo Moro 5, Rome, I-00185, Italy 3.

La Vigna F. 2009. Modello numerico del flusso dell'unità idrogeologica termominerale delle Acque Albule, Roma (Groundwater flow model of the hydrothermal groundwater unit of the Acque Albule, Rome). Phd Thesis, XXI Italian PhD Cycle. RomaTRE University. <http://hdl.handle.net/2307/434>.

Lecocq, T., Hicks, SP, Van Noten, K., Van Wijk, K., Koelemeijer, P., De Plaen, RS, ... & Xiao, H. (2020). Attenuazione globale del rumore sismico ad alta frequenza dovuto alle misure di blocco della pandemia di COVID-19. *Scienza*, 369 (6509), 1338-1343.

Lowrie W. (2007), *Fundamentals of Geophysics*, Second Edition www.cambridge.org/9780521859028.

Luise M., Vitetta G. M., *Teoria dei segnali* (McGraw-Hill).

Magrini, F., Diaferia, G., Fadel, I., Cammarano, F., van der Meijde, M., & Boschi, L. (2020). Modello 3-D della velocità delle onde di taglio della litosfera al di sotto del blocco continentale Sardegna-Corsica basato sulle velocità di fase delle onde di Rayleigh. *Rivista geofisica internazionale*, 220 (3), 2119-2130.

Manfra, L., Masi, U., & Turi, B. (1976). La composizione isotopica dei travertini del Lazio.

Mattei, M., Montone, P., & Salvini, F. (1986). Analisi strutturale dei rilievi del margine appenninico intorno a Tivoli (Roma). In *Geologia dell'Italia centrale*. Congresso nazionale. 73 (pp. 245-248).

Maxia C. (1959a)-Un interessante sondaggio nei travertini di Bagni di Tivoli (Acque Albule, fra Tivoli e Roma). *Contributi di Scienze Geologiche, Supp. Ric. SC. 20-22*, Univ. Roma.

Mazza, R., La Vigna, F., Capelli, G., Dimasi, M., Mancini, M., & Mastrotillo, L. (2016). Idrogeologia del territorio di Roma. *Acque Sotter. It. J. Groundw*, 4, 19-30.

Minissale, A., Kerrick, D. M., Magro, G., Murrell, M. T., Paladini, M., Rihs, S., ... & Vaselli, O. (2002). Geochemistry of Quaternary travertines in the region north of Rome (Italy): structural, hydrologic and paleoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(2), 709-728.

Nakamura Y. (2000), Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its application.

Nakamura Y., On the H/V Spectrum, The 14th World Conference on Earthquake Engineering, October 12-17, 2008, Beijing, China.

Nakamura Y., What is the Nakamura Method?, *Opinion, Seismological Research Letters* Volume 90, Number 4, July/August 2019, doi:10.1785/0220180376.

Nezza, D., Cecchini, F., Margottini, S., & Di Filippo, M. (2001). *Assetto geologico-strutturale profondo del Bacino delle Acque Albule (Roma, Lazio)*.

Nishida K. Ambient seismic wave field. *Proc Jpn Acad Ser B Phys Biol Sci.* 2017;93(7):423-448. doi: 10.2183/pjab.93.026. PMID: 28769015; PMCID: PMC5713174.

Nishida K. (2013) Oscillazioni libere di fondo della Terra . Anno. *Rev. Pianeta Terra. Sci.* 41 , 719-740.

Nisio S. (2008)-La media Valle dell'Aniene.

Ohmachi, T., Konno, K., Endoh, T., & Toshinawa, T. (1994). Affinamento e applicazione di una procedura di stima dei periodi naturali del sito utilizzando il microtremore. *Doboku Gakkai Ronbunshu* , 1994 (489), 251-260.

Parotto M. & Praturlon A. (1975)-Geological summary of the Central Apennines. *Quaderni Ricerca Scientifica*, 90: 257-311.

Pentecost, A., & Tortora, P. (1989). Bagni di Tivoli, Lazio; a modern travertine-depositing site and its associated microorganisms. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 108(2), 315-324.

Petitta, M., Primavera, P., Tuccimei, P., & Aravena, R. (2011). Interazione tra sistemi di acque sotterranee profonde e superficiali in aree interessate dalla tettonica quaternaria (Italia centrale): un approccio geochimico e isotopico. *Scienze ambientali della Terra* , 63 , 11-30.

Salvati, R. e Sasowsky, ID (2002). Sviluppo di doline di collasso in aree di scarico delle acque sotterranee. *Giornale di idrologia* , 264 (1-4), 1-11.

Secone C.-Indagini geofisiche per la ricostruzione della morfologia di tetto del corpo travertinoso nel Bacino delle Acque Albule (Colle Fiorito - Guidonia). *Tesi magistrale*.

Shapiro, Nuovo Messico e Campillo, M. (2004). Emersione di onde di Rayleigh a banda larga dalle correlazioni del rumore sismico ambientale. *Lettere di ricerca geofisica* , 31 (7).

Stein S., Weysession M. (2003), *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (Blackwell Publishing).

Sylvette Bonnefoy-Claudet, Fabrice Cotton, Pierre-Yves Bard-The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review, *Earth-Science Reviews*, Volume 79, Issues 3–4, 2006, Pages 205-227, ISSN 0012-8252.

Tokimatsu, K., Miyadera, Y., & Kuwayama, S. (1992, luglio). Determinazione delle strutture della velocità delle onde di taglio da analisi spettrali di microtremori di breve periodo. Negli Atti del 10° Convegno Mondiale. su *Earthquake Eng* (Vol. 1, pp. 253-258).

Tsai, VC e Moschetti, MP (2010). Una relazione esplicita tra la correlazione del rumore nel dominio del tempo e i risultati dell'autocorrelazione spaziale (SPAC). *Giornale geofisico internazionale* , 182 (1), 454-460.

Yao, H., van Der Hilst, RD, e De Hoop, MV (2006). Tomografia a schiera di onde superficiali nel Tibet sud-orientale dal rumore sismico ambientale e analisi a due stazioni—I. Mappe di velocità di fase. *Giornale geofisico internazionale* , 166 (2), 732-744.

Yokoi, T. e Margaryan, S. (2008, ottobre). Interpretazione del Metodo di Autocorrelazione Spaziale basato sulla Teoria dell'Interferometria Sismica. Alla 14a Conferenza mondiale sull'ingegneria sismica, Pechino, Cina.

Zollo A., Emolo A. (2011), *Terremoti e onde* (Liguori Editore).

Ringraziamenti

Giunta alla fine di questo intenso percorso ci tengo profondamente ad esprimere la mia gratitudine verso tutte le persone che hanno fatto la differenza durante questi anni universitari e che hanno contribuito alla realizzazione del lavoro di Tesi.

Il mio primo ringraziamento va al relatore, il professore Fabio Cammarano, il quale ha contribuito in maniera incisiva alla mia crescita scientifico-culturale oltre che personale.

Un grande ringraziamento spetta al correlatore, il ricercatore Riccardo Reitano che, con pazienza e professionalità, mi ha seguita e arricchita durante la realizzazione di questo lavoro.

Proseguo con il ringraziare il tecnico del laboratorio di Geofisica Francesco Basile che, con grande professionalità, si è affiancato nell'esecuzione di tutte le indagini.

Ringrazio la professoressa Giovanna Cultrera ed il suo team per aver messo a disposizione parte della strumentazione necessaria al lavoro di Tesi e soprattutto per aver contribuito al mio arricchimento professionale.

Immensa gratitudine va alla dottoranda, ma soprattutto amica, Sara Emili. Percorrere fianco a fianco questo lavoro di Tesi è stato veramente importante. Oltre che essere un'eccezionale collega è prima di tutto una persona per me Speciale!

Ringrazio il dottorando Henrique Berger Roisemberg per il suo contributo al lavoro di Tesi.

I miei ringraziamenti vanno anche al consorzio CVTR e al Dott. Filippo Lippiello per la collaborazione nelle analisi.

Esprimo enorme gratitudine verso chi ha riacceso in me la passione e mi ha spinto a proseguire gli studi con grande determinazione. A voi il mio pensiero: Alessandra Maramai, Christian Bignami e la professoressa Francesca Funicello.

In questo fiume di ringraziamenti, ormai inarrestabile, non possono mancare tutti i miei amici e colleghi di percorso.

A Federico ed Emanuele, con i quali ho condiviso l'intero percorso di studi. Fondere i nostri linguaggi scientifici è stato per me motivo di crescita e di orgoglio. Siete meravigliosi!

A Carlo che, dopo anni di sopportazione reciproca, è comunque rimasto al mio fianco contribuendo “stranamente” alla mia stabilità psicologica. Che fortuna averlo conosciuto!

A Camilla che, giorno dopo giorno, mi ha sorpresa con la sua tenacia, perseveranza e passione. Condivido con lei questo traguardo importantissimo. È un’emozione che ci legherà per sempre.

Ad Alice che, con la sua energia, dolcezza e positività mi ha calorosamente avvolta e arricchita durante questo percorso.

A Martina, con cui ho condiviso molti momenti di vita universitaria conditi da importanti riflessioni. Ai tanti futuri “scatti” insieme.

A Luca e alla sua sapienza, per me una fonte di ispirazione e ammirazione.

A Gabriele V., una persona gentile e sensibile. Una rarità da incontrare.

A Gabriele S., il signore delle rocce. Colto, misterioso e sempre con la battuta pronta.

Ad Aurora ed Anderson, vicini di casa e vicini nel cuore!

A Valerio e alla sua costante e benefica presenza. Un amico speciale ed un professionista geniale. Lo ringrazio per tutto il supporto di questi anni e per la fiducia che ha sempre riposto in me. Sei Immenso!

Infine, non mi resta che ringraziare tutta la mia famiglia: Ci sono tanti modi per dimostrare l’amore, per esempio i fatti (FrankVirzi).

A Sergio, non potevo avere maestro migliore per comprendere la via della scienza.

A Fabrizio e al suo affetto composto, così come i suoi preziosi consigli.

Alle mie nonne Rosa ed Evelina, oramai geologhe anche loro dopo avermi sopportata e supportata prima di ogni esame. Le mie super Geo-Nonne!

Ai miei zii, al mio fianco da sempre: ovvero il carburante della mia fantasia. I miei razzi nello spazio!

Ai raggi di Sole che dissolvono le ombre intorno a me.

A Mamma e a Papà, dedico a Voi questa mia Tesi!