

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI MILANO – BICOCCA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali

Corso di Laurea in Scienze e Tecnologie Geologiche



CARATTERIZZAZIONE DI ALCUNI SITI DELLA RETE ACCELEROMETRICA  
NAZIONALE AL FINE DI INDIVIDUARE LA RISPOSTA SISMICA LOCALE

Relatore: Prof. Giovanni B. CROSTA

Correlatore: Dott.ssa Lucia LUZI

Tesi di Laurea di:

Valentina SAVOLDELLI

Matr. N° 075912

Anno Accademico 2007-2008

# INDICE

1. INTRODUZIONE.....	6
2. LA RETE ACCELEROMETRICA NAZIONALE.....	9
2.1 Descrizione.....	9
2.2 Configurazione attuale della RAN.....	11
2.3 Strumentazione.....	12
3. NORMATIVE PER LA CLASSIFICAZIONE DEI SUOLI.....	14
3.1 Introduzione: criteri utilizzati per la classificazione dei suoli.....	14
3.2 Normativa USA.....	15
3.3 Normativa Europea.....	15
3.3.1 Classificazione.....	15
3.3.2 Descrizione dell'azione sismica.....	16
3.3.3 Spettro di risposta elastico delle componenti orizzontali.....	17
3.3.4 Spettro di risposta elastico della componente verticale.....	20
3.4 Normativa Italiana.....	21
3.4.1 Classificazione.....	21
3.4.2 Descrizione dell'azione sismica.....	22
3.5 Normativa Giapponese.....	24
3.6 Classificazioni usate per le leggi predittive del moto del suolo.....	25
4. EFFETTI LOCALI.....	27
4.1 Introduzione.....	27
4.2 Cause degli effetti locali.....	27
4.2.1 Effetti della topografia.....	27
4.2.2 Effetti dovuti alla stratificazione del terreno .....	29
4.2.3 Effetti di bordo di valli alluvionali.....	30
4.2.4 Non linearità del comportamento del terreno.....	31
4.3 Risposta sismica locale.....	32
4.3.1 Risposta sismica di un sottosuolo ideale.....	34
4.3.1.1 Strato omogeneo elastico su substrato rigido.....	34
4.3.1.2 Strato omogeneo elastico su substrato deformabile.....	38

4.3.1.3	Strato omogeneo visco-elastico su substrato rigido.....	40
4.3.1.4	Strato omogeneo visco-elastico su substrato deformabile.....	43
4.3.2	Risposta sismica di un sottosuolo reale.....	45
4.3.2.1	Eterogeneità del terreno: trattazione del mezzo continuo.....	46
4.3.2.2	Eterogeneità del terreno: trattazione del mezzo stratificato.....	49
4.4	Metodi per la stima degli effetti di sito.....	51
4.4.1	Metodi sperimentali.....	51
4.4.1.1	Osservazioni macrosismiche.....	51
4.4.1.2	Dati di microtremore.....	51
4.4.1.3	Dati weak motion.....	53
4.4.1.4	Dati strong motion.....	55
4.4.2	Metodi numerici.....	55
4.4.2.1	Metodi semplici.....	56
4.4.2.2	Metodi avanzati.....	59
4.4.3	Metodi empirici.....	60
4.4.3.1	Geologia / Aumento di intensità.....	60
4.4.3.2	Geologia / Amplificazione.....	62
4.4.3.3	Geologia superficiale /Spettri di risposta.....	63
5.	ANALISI DEI DATI.....	64
5.1	Introduzione .....	64
5.2	Carta geologica.....	66
5.3	Analisi dei profili di velocità.....	67
5.4	Valutazione della risposta sismica locale.....	68
5.4.1	Calcolo della funzione di trasferimento teorica (modello 1-D).....	68
5.4.2	Analisi delle registrazioni di strong motion.....	69
5.4.3	Confronto dei risultati.....	72
5.4.4	Considerazioni sui risultati delle stazioni.....	73
5.5	Confronto tra la risposta di sito e il parametro $V_{S,30}$ .....	78
5.5.1	Analisi sui profili di velocità .....	78
5.5.2	Distribuzione di frequenza e amplificazione rispetto al parametro $V_{S,30}$ .....	80
5.5.3	Analisi sugli intervalli di frequenza.....	85
5.5.3.1	Intervallo da 0.5 – 1 Hz.....	86
5.5.3.2	Intervallo da 1 – 3 Hz.....	88
5.5.3.3	Intervallo da 3 – 5 Hz.....	90

5.6 Conclusioni.....	93
6. NOTE TECNICHE.....	95
6.1 Calcolo della funzione di trasferimento dal modello teorico 1-D.....	95
6.2 Calcolo dei rapporti spettrali H/V.....	97
7. SCHEDE TECNICHE DELLE STAZIONI ACCELEROMETRICHE.....	100
7.1 Ancona Palombina.....	100
7.2 Ancona Rocca.....	103
7.3 Arienzo.....	107
7.4 Auletta.....	111
7.5 Bagnoli Irpino.....	115
7.6 Bagnone.....	120
7.7 Benevento.....	124
7.8 Bevagna.....	128
7.9 Bibbiena.....	135
7.10 Bisaccia.....	140
7.11 Bovino.....	144
7.12 Brienza.....	148
7.13 Buia.....	152
7.14 Calitri.....	156
7.15 Cesena.....	160
7.16 Chieti.....	164
7.17 Colfiorito.....	167
7.18 Dicomano.....	169
7.19 Fivizzano.....	174
7.20 Forlì.....	178
7.24 Forlì.....	182
7.22 Forlì.....	185
7.23 Garigliano.....	190
7.24 Gubbio piana.....	194
7.25 Majano Prato.....	197
7.26 Mercato San Severino.....	201
7.27 Nocera Umbra.....	205
7.28 Norcia.....	209

7.29 Piazza al Serchio.....	217
7.30 Pieve Santo Stefano.....	221
7.31 Rionero in Vulture.....	225
7.32 San Casciano dei Bagni.....	229
7.33 San Giuliano di Puglia.....	233
7.34 San Sepolcro.....	236
7.35 San Severo.....	242
7.36 Sannicandro.....	246
7.37 Sellano.....	249
7.38 Sturno.....	255
7.39 Tarcento.....	259
7.40 Tolmezzo.....	263
7.41 Tricarico.....	267
7.42 Valle Aterno.....	271
7.43 Vieste.....	277
BIBLIOGRAFIA.....	279
RINGRAZIAMENTI.....	288

## 1. INTRODUZIONE

Le indagini geotecniche finalizzate alla stima della risposta sismica locale si limitano molto spesso ai primi 30 m di profondità, valore che è diventato uno standard per la classificazione delle caratteristiche di un sito. Negli anni '90 Borchardt (1994) e Martin e Dobry (1994) suggerirono 30 m come la profondità standard di indagine per la verifica delle strutture. Boore et al. (1993, 1994, 1997) e Boore e Joyner (1997) basarono le regressioni per il calcolo delle leggi predittive del moto del suolo sullo stesso parametro. Nel 1997 negli Stati Uniti il National Earthquake Hazards Reduction Program (NEHRP) nella stesura delle norme tecniche per le costruzioni in zona sismica (FEMA, 1997) utilizza per la prima volta il parametro  $V_{s,30}$  come indice per la classificazione dei suoli, con lo scopo di definirne l'amplificazione. Le norme tecniche per le costruzioni in zona sismica della comunità Europea, EC8 (ENV, 1998) raccomandano lo stesso parametro per suddividere i terreni, anche se le classi differiscono in parte dalla classificazione NEHRP. Infine, anche in Italia, le Norme Tecniche per le Costruzioni (Normative Tecniche per le Costruzioni, Gazzetta Ufficiale del 14/01/2008) adottano la stessa suddivisione dei terreni adottata dall'EC8.

L'attendibilità della velocità delle onde di taglio nei primi 30 m ( $V_{s,30}$ ) come estimatore della risposta sismica di un sito, in termini di frequenza e amplificazione, è tuttavia molto discussa. Innanzitutto il parametro è stato ricavato unicamente da dati provenienti dagli Stati Uniti occidentali e, utilizzando dati provenienti dalla stessa regione, Wald & Mori (2000) segnalano che le  $V_{s,30}$  non sono molto ben correlate con l'entità dell'amplificazione, in quanto esiste una forte dispersione dei dati. La figura 1.1 mostra il rapporto tra le amplificazioni, mediate sull'intervallo di frequenza compreso tra 3-5 Hz.

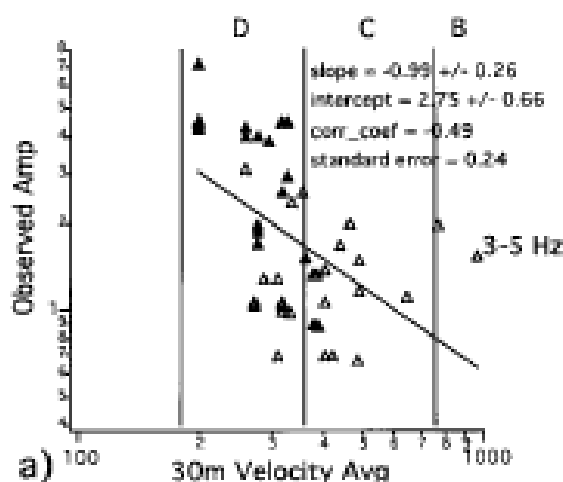


Figura 1.1: Distribuzione delle amplificazioni mediate sull'intervallo 3-5 Hz rispetto alla  $V_{s,30}$  (Wald & Mori, 2000).

I valori risultano effettivamente molto dispersi, ma questo risultato può essere spiegato col fatto che non tutte le classi di sito hanno frequenza di risonanza compreso in questo intervallo di frequenza. Perciò per alcuni siti la media è stata calcolata nell'intorno della frequenza di risonanza (cioè sulle amplificazioni massime), mentre per altri è stata calcolata sulle armoniche superiori, che hanno ampiezze minori.

Lavori eseguiti con dati provenienti da altre regioni sottolineano come le  $V_{s30}$  non siano buoni estimatori per la predizione di amplificazioni in bacini profondi (Park & Hashash, 2004), per la stima delle amplificazioni in altre regioni (Stewart et al., 2003) o in presenza di inversioni di velocità (Di Giacomo et al., 2005). Uno studio recente, eseguito su dati giapponesi (Zhao et al., 2006) non ha fatto uso del parametro  $V_{s30}$  perché strati spessi di terreno rigido posti sopra il substrato roccioso amplificano il moto di lungo periodo, mentre gli strati sottili e soffici tendono ad amplificare il moto di corto periodo: ciò significa che la  $V_{s,30}$  non può rappresentare il periodo predominante del sito, dato che si basa solo sugli strati superficiali. Secondo Mucciarelli e Gallipoli (2006) il confronto tra l'amplificazione sismica al sito e la  $V_{s30}$  mostra che quest'ultimo parametro non è adeguato per spiegare gli effetti di sito osservati in Italia a causa delle situazioni geologiche particolari che sono diffuse nel nostro paese. La figura 1.2 mostra la distribuzione dell'ampiezza rispetto alla classe di sito, in cui si vede che le classi sono mal discriminate e le mediane delle classi A e B (indicate dalla linea nera) sono uguali.

### Max HVSR at 46 seismic stations vs soil class

RED: mean, BLACK: median, BOX: 25th to 75th percentile, WISKERS: 10th and 90th percentile

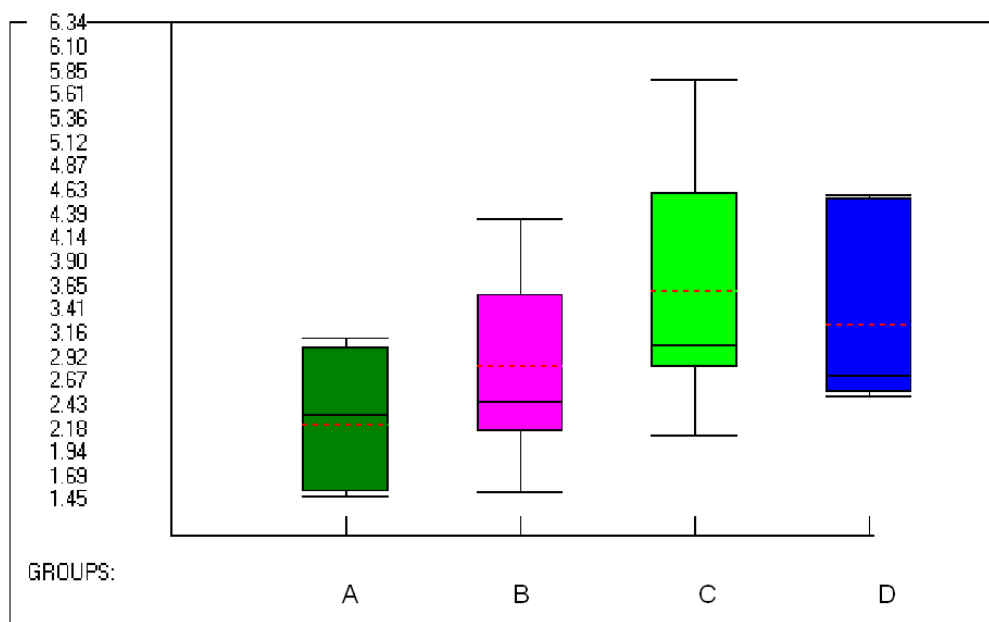


Figura 1.2: Distribuzione delle massime amplificazioni rispetto alle classi di sito (Mucciarelli e Gallipoli, 2006).

È però necessario notare che questo grafico è stato costruito utilizzando le ampiezze ricavate col metodo dei rapporti spettrali H/V, ma in letteratura (Bard, 1999) è dimostrato che tali rapporti spettrali permettono di stimare la frequenza di risonanza, ma falliscono nella stima del valore di amplificazione.

Secondo Mucciarelli e Gallipoli (2006) la  $V_{S30}$  sottostima gli effetti locali ai siti con inversione di velocità e li sovrastima in siti con bacini profondi. La  $V_{S30}$  sembra fornire dei buoni risultati solo in siti che abbiano un profilo di velocità monotono, crescente con la profondità e un forte contrasto di impedenza nella prima decina di metri.

Questo studio si propone di verificare l'attendibilità della velocità delle onde di taglio valutate nei primi 30 m come estimatore della risposta sismica di un sito.

Per questo scopo sono state selezionate 45 stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale, di cui si conoscono i profili stratigrafici e i profili di velocità delle onde di taglio e di compressione. Inoltre sono state raccolte le registrazioni strong motion relative ai terremoti registrati da queste stazioni, soprattutto durante le sequenze sismiche dell'Irpinia (1980), dell'Umbria-Marche (1997-2000), del Molise (2002-2003), e del Friuli (1976). La risposta sismica del sito è stata valutata in due modi:

- Le registrazioni sono state utilizzate per calcolare i rapporti spettrali H/V, da cui ricavare la frequenza fondamentale propria di ciascun sito ( $f_0$ ) e il relativo valore di amplificazione;
- I profili di velocità delle onde di taglio sono serviti per ricavare il modello teorico monodimensionale per il calcolo della funzione di trasferimento del sito, eseguito per mezzo del modello proposto da Haskell e Thomson (Haskell, 1953, Thomson 1950), da cui ricavare la  $f_0$  e l'amplificazione.

I valori ottenuti con i due metodi sono stati poi confrontati per verificare la congruenza dei risultati.

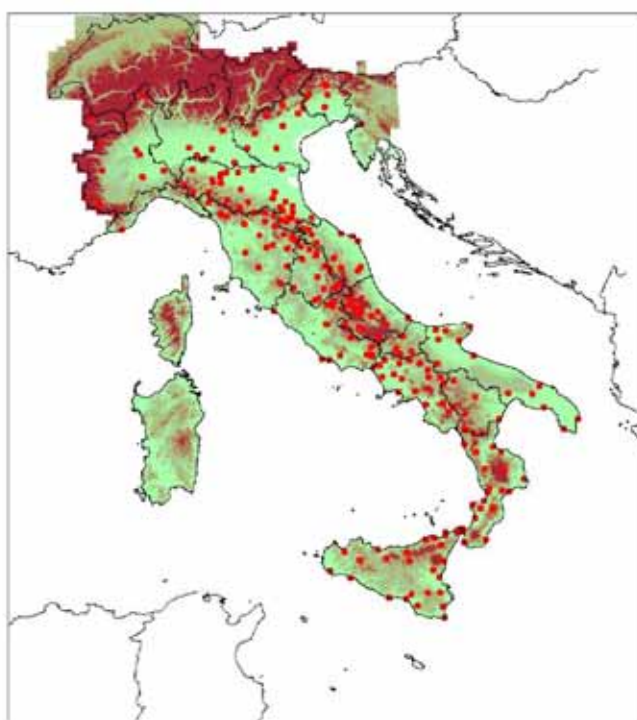
I profili di velocità hanno permesso di classificare le stazioni utilizzando la velocità media delle onde di taglio nei primi 30 m ( $V_{S30}$ ), secondo la normativa italiana. I risultati ottenuti dalla valutazione della risposta di ciascun sito, espressi in termini di frequenza fondamentale e amplificazione, sono stati correlati con la rispettiva classe di sito per verificare l'attendibilità del parametro delle  $V_{S30}$  come estimatore degli effetti di sito.



## 2. RETE ACCELEROMETRICA NAZIONALE

### 2.1 Descrizione

La Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) è stata realizzata originariamente dall'ENEL, a partire dagli anni '70, allo scopo di progettare gli impianti di produzione dell'energia elettrica. Inizialmente la RAN era costituita da 247 postazioni, dotate di accelerografi analogici e digitali, distribuite su tutto il territorio nazionale, ad eccezione della Sardegna (figura 2.1). Nel novembre del 1997 la RAN è stata trasferita al Servizio Sismico Nazionale (SSN).



**Figura 2.1: Distribuzione della rete accelerometrica nazionale RAN fino al 1997 (Alessandrini, 2004).**

I siti in cui posizionare le stazioni sono stati scelti in base ad un'indagine statistica, che ha analizzato la distribuzione dei terremoti storici, con intensità superiore al VI° della scala MCS. Le stazioni della RAN nel passato erano in massima parte equipaggiate con strumentazione analogica collocata in *free field* su varie tipologie di terreno. Gli strumenti erano solitamente installati all'interno di cabine elettriche di trasformazione o in edifici di proprietà dell'ENEL.

A partire dal 2000 il SSN ha preparato un programma di potenziamento della RAN, che prevedeva la collocazione in 250 nuovi siti di postazioni attrezzate con strumentazione digitale ad elevata dinamica e l'implementazione del numero di stazioni, con l'obiettivo di

monitorare con una densa rete di circa 500 stazioni accelerometriche le aree italiane a più elevato rischio sismico.



**Figura 2.2: Una nuova stazione accelerometrica: a) vista esterna; b) interno della postazione.**

Il problema del riconoscimento degli eventi e della individuazione dei primi arrivi può essere superato grazie all'utilizzo della temporizzazione assoluta GPS e alla presenza, sulle stazioni digitali, della memoria di pre-evento.

Il potenziamento della RAN ha avuto inizio dalla Sicilia orientale, a causa della pericolosità dell'area, che è caratterizzata da un'elevata complessità geologica e da un'attività sismica importante, sia per il numero di eventi che per la loro magnitudo. Per esempio si possono ricordare il terremoto calabro-messinese del 1908 e quelli della Sicilia orientale del 1169 e del 1693, tutti con intensità superiore al X grado MCS.

Contemporaneamente al potenziamento della rete accelerometrica fissa è stata avviata la sperimentazione con acquisitori digitali e sensori ad alta dinamica anche in Umbria ed in Abruzzo. In queste regioni sono già operative stazioni accelerometriche (Kinematics modello Etna e K2) di nuova generazione, alcune delle quali collegate via modem con la sede del SSN al fine di effettuare controlli periodici di funzionalità.

La RAN include anche alcune stazioni di un *array* posizionato nella valle dell'Aterno, realizzato per lo studio degli effetti locali (Bongiovanni et al., 1995 a e b).

Un cospicuo numero di registrazioni proviene dalla sequenza sismica umbro-marchigiana iniziata nel settembre 1997, la quale ha prodotto un numero notevole di registrazioni che comprendono sia i dati provenienti dalla RAN che i dati raccolti con stazioni analogiche e digitali di pronto intervento installate in area epicentrale dall'ENEL e dal SSN.

Per la maggioranza dei siti di registrazione dotati di strumentazione analogica, operativi o meno, sono state preparate delle schede monografiche che contengono informazioni sulla posizione geografica e sulle caratteristiche geologiche a piccola scala, redatte dall'ENEL.

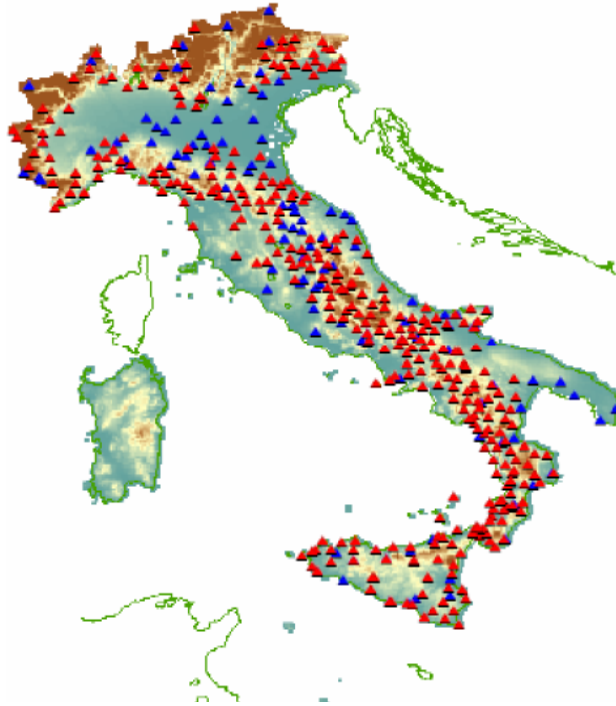
Per 26 stazioni, gestite da ENEL o ENEA, che hanno registrato le sequenze sismiche del Friuli (1976) e dell'Irpinia (1980), è stata eseguita una caratterizzazione geotecnica e geofisica, tramite sondaggi cross-hole e down-hole, indagini di sismica a rifrazione e prove di laboratorio, che hanno fornito le proprietà statiche e dinamiche dei terreni.

145 stazioni digitali sono state caratterizzate a scala regionale. Queste informazioni aggiuntive sono disponibili per i siti che hanno registrato le sequenze sismiche di Umbria-Marche (1997-1998), del Molise (2002) e di Salò (2004).

Alcune stazioni digitali, poste in siti soggetti a importanti effetti locali, sono state studiate nel dettaglio da diversi autori (es. Nocera Umbra, Colfiorito, S. Giuliano di Puglia, ...) che hanno raccolto informazioni geologiche, geotecniche e geofisiche, come profili di Vs, profili di sismica a rifrazione e parametri geotecnici di particolare importanza.

## **2.2 Configurazione attuale della RAN**

Attualmente la RAN è costituita da 119 stazioni analogiche remote e da 231 stazioni digitali di cui 221 sono attrezzate con modem GSM, 1 con linea fissa e 9 remote. Inoltre ci sono 117 stazioni con strumentazione digitale in corso di installazione. Per la fine del 2008 si prevedono perciò 467 stazioni operative (figura 2.3). Il programma di aggiornamento prevede anche di sostituire le 119 stazioni analogiche con stazioni digitali, nonché la riattivazione di stazioni analogiche che dispongono di serie storiche.



**Figura 2.3: Configurazione della RAN nel 2008 (i triangoli blu rappresentano le 119 stazioni analogiche, i triangoli rossi rappresentano le 231+117 stazioni digitali (DPC, 2008).**

Per la caratterizzazione dei siti di registrazione saranno effettuate misure di rumore a singola stazione su 157 stazioni digitali selezionate.

I criteri generali per la scelta dei siti adatti ad essere dotati di una stazione accelerometrica sono:

- Sito posto su roccia o su suolo compatto, con una morfologia livellata e di facile accesso;
- Buona copertura GSM e GPRS, con una buona visibilità del cielo verso sud per facilitare la trasmissione satellitare;
- Sito posto in aree pubbliche protette, dotato di alimentazione elettrica stabile;
- Assenza di fonti importanti di vibrazioni e lontananza da opere massive, per evitare l'interazione dinamica.

### **2.3 Strumentazione**

La strumentazione analogica è a basso range dinamico e la registrazione ha una soglia di attivazione pari a 10 mg sulla componente verticale e viene impressa su pellicola fotografica.

La figura 2.4 mostra un accelerografo ottico-meccanico di prima generazione, che è in dotazione alle stazioni analogiche.



**Figura 2.4 : Accelerografo ottico-meccanico di prima generazione (*Kinematics SMA-1*).**

La strumentazione digitale è costituita da Acquisitori sismici Kinematics con una dinamica a 18 bit, estendibile a 24 bit in zone di particolare interesse, consentendo l'abbassamento della soglia di attivazione fino a valori di qualche mg. Lo strumento è mostrato in figura 2.5.



**Figura 2.5: Acquisitori sismici Kinematics ad alta dinamica.**

Questo strumento è anche caratterizzato da fondo scala pari a  $\pm 1g$ , 200 Hz, temporizzazione GPS, registrazione di un pre-e-post evento, trigger (1 mg), trasmissione via modem, dati pronti senza processamento.

### 3. NORMATIVE PER LA CLASSIFICAZIONE DEI SUOLI

#### 3.1 Introduzione: criteri utilizzati per la classificazione dei suoli

È noto che quando si verifica un terremoto la natura degli strati superficiali ha un ruolo di grande importanza sul comportamento delle onde sismiche e, di conseguenza, sulla distribuzione dei danni alle opere strutturali. Per questo motivo sono state introdotte delle classificazioni dei suoli all'interno delle normative tecniche per le costruzioni. Per fare questo è stato necessario scegliere dei parametri oggettivi che consentissero una descrizione dei suoli, dal punto di vista del loro comportamento meccanico.

- Velocità media di propagazione delle onde di taglio entro 30 metri di profondità ( $V_{S,30}$ ). Viene calcolata con la seguente espressione:

$$V_{S,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}} \quad (3.1)$$

- Resistenza penetrometrica dinamica equivalente  $N_{SPT,30}$ , definita dall'espressione:

$$N_{SPT,30} = \frac{\sum_{i=1,M} h_i}{\sum_{i=1,M} \frac{h_i}{N_{SPT,i}}} \quad (3.2)$$

- Resistenza non drenata equivalente media  $c_{u,30}$ , definita dall'espressione:

$$c_{u,30} = \frac{\sum_{i=1,K} h_i}{\sum_{i=1,K} \frac{h_i}{c_{u,i}}} \quad (3.3)$$

Nelle precedenti espressioni si indica con:

$h_i$	dell' <i>i</i> -esimo strato spessore	spessore (in m) dell' <i>i</i> -esimo strato compreso nei primi 30 m di profondità;
$V_{S,i}$	velocità delle onde di taglio nell' <i>i</i> -esimo strato;	
$N_{SPT,i}$	numero di colpi NSPT nell' <i>i</i> -esimo strato;	
$c_{u,i}$	resistenza non drenata nell' <i>i</i> -esimo strato;	
$N$	numero di strati compresi nei primi 30 m di profondità;	
$M$	numero di strati di terreni a grana grossa nei primi 30 m di profondità;	
$K$	numero di strati di terreni a grana fina compresi nei primi 30 m di profondità.	

La  $V_{S,30}$  è il principale parametro per la classificazione ed è stato introdotto per primo. Qualora la misura delle  $V_s$  non fosse disponibile si prendono in considerazione gli altri due parametri, cioè  $N_{SPT}$  e  $c_u$ .

## 3.2 Normativa USA

Nella normativa americana, sviluppata dal National Earthquake Hazard Reduction Program (NEHRP, 1997) e contenuta nello Uniform Building Code (UBC, 1997), la classificazione è composta da sei classi di suolo. Il limite superiore è rappresentato dalla classe A che indica suoli con le migliori caratteristiche geotecniche; il limite inferiore è costituito dalla classe F, che comprende suoli con caratteristiche così scadenti da rendere necessari studi specifici. Osservando la tabella 3.1 si può notare che le classi A, B, C ed E sono caratterizzate da determinati intervalli di  $V_{S,30}$ .

Inoltre ad ogni categoria di suolo corrisponde un fattore di amplificazione per ciascun livello di scuotimento.

Soil profile type	Description	Shear wave velocity top 30 m (m/s)	Standard Resistance (blows/ft)	Pen. N	Undrained shear strength (kPa)
A	Hard rock	> 1500	-	-	-
B	Rock	760-1500	-	-	-
C	Very dense soil/soft rock	360-760	> 50		> 100
D	Stiff soil	180-360	15 – 50		50 – 100
E	Soft soil	< 180	< 15		< 50
F	Special soils requiring site-specific evaluation	-	-		-

**Tabella 3.1: Schema di classificazione dei suoli NEHRP (1997) contenuta nello UBC (1997).**

## 3.3 Normativa Europea

### 3.3.1 Classificazione

La normativa sismica europea è contenuta nell'Eurocodice 8 (EC8/1998), che riporta le norme per la costruzione di strutture antisismiche. Questa normativa è stata stilata successivamente a quella americana, con la quale si possono riscontrare varie analogie. La tabella 3.2 mostra la descrizione del profilo stratigrafico riferito a ciascuna classe con i relativi valori dei parametri utilizzati nella classificazione ( $V_{S,30}$ ,  $N_{SPT}$ ,  $c_u$ ).

Un sito viene classificato sulla base del valore di  $V_{S,30}$ , se disponibile, altrimenti sulla base del valore di  $N_{SPT}$  (per terreni prevalentemente granulari) oppure di  $c_u$  (per terreni

prevalentemente coesivi). Per quanto riguarda i valori della  $V_{s,30}$  si può notare che la classe A è stata creata accorpando le classi A e B dello UBC97 e portando il limite inferiore da 760 m/s a 800 m/s. Le classi B, C e D corrispondono rispettivamente alle classi C, D ed E sia per i valori di  $V_{s,30}$  che per quelli di  $N_{SPT}$ . Queste classi sono anche caratterizzate da intervalli di coesione non drenata  $c_u$ .

Classi di suolo	Descrizione del profilo stratigrafico	$V_{s,30}$ (m/s)	$N_{SPT}$ (bl/30cm)	$c_u$ (kPa)
A	Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 metri	> 800	–	–
B	Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti, con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità.	360 – 800	> 50	> 250
C	Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o di argille di media consistenza, con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri,	180 – 360	15 - 50	70 – 250
D	Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti.	< 180	< 15	< 70
E	Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali, con valori di $V_{s,30}$ simili a quelli dei tipi C o D e spessore compreso tra 5 e 20 metri, giacenti su di un substrato di materiale più rigido con $V_{s,30} > 800$ m/s.			
S <sub>1</sub>	Terreni che includono uno strato di almeno 10 metri di argille/limi di bassa consistenza, con elevato indice di plasticità ( $PI > 40$ ) e contenuto d'acqua elevato.	< 100 (indicative)	–	10 – 20
S <sub>2</sub>	Terreni soggetti a liquefazione, argille sensitive, o qualsiasi altra categoria di terreno non classificabile nei tipi precedenti.			

**Tabella 3.2: Classi di suolo nella normativa sismica EC8.**

Le classi S1 e S2 sono state create per includere suoli particolari, con pessime caratteristiche geotecniche, che richiedono indagini specifiche.

### 3.3.2 Descrizione dell'azione sismica

Un modello di riferimento per la descrizione del moto sismico a un dato punto è costituito dallo spettro di risposta elastico.

Il moto può essere diviso in tre componenti ortogonali tra loro, di cui una verticale. Per semplificare, gli spettri delle componenti orizzontali possono essere considerati uguali ed indipendenti.



Per ciascuna delle tre componenti del moto sismico vengono adottate due differenti forme per lo spettro di risposta, chiamate spettro di risposta di Tipo 1 e di Tipo 2.

Se i terremoti che si verificano sul territorio nazionale sono generati da sorgenti molto diverse, si può prendere in considerazione la possibilità di utilizzare entrambe le forme spettrali (Tipo 1 e Tipo 2) al fine di rappresentare adeguatamente l'azione sismica. In questi casi è necessario utilizzare differenti valori di  $a_g$  per ciascun tipo di terremoto.

### 3.3.3 Spettro di risposta elastico delle componenti orizzontali

Per le componenti orizzontali del moto sismico, lo spettro di risposta elastico  $S_e(T)$  è definito dalle seguenti espressioni:

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq T_B : S_e(T) &= a_g \cdot k \cdot S \cdot \left[ 1 + \frac{T}{T_B} \cdot (\eta \cdot 2,5 - 1) \right] \\
 T_B \leq T \leq T_C : S_e(T) &= a_g \cdot k \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5 \\
 T_C \leq T \leq T_D : S_e(T) &= a_g \cdot k \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5 \left[ \frac{T_C}{T} \right] \\
 T_D \leq T \leq 4 \text{ sec} : S_e(T) &= a_g \cdot k \cdot S \cdot \eta \cdot 2,5 \left[ \frac{T_C T_D}{T^2} \right]
 \end{aligned} \tag{3.4}$$

dove:

$S_e(T)$  è l'ordinata dello spettro di risposta elastico,

$T$  è il periodo di vibrazione di un sistema lineare ad un solo grado di libertà,

$a_g$  è l'accelerazione di progetto,

$k$  è un fattore di correzione per situazioni regionali particolari,

$T_B, T_C, T_D$  sono i periodi che separano i diversi rami dello spettro, dipendenti dalla categoria del suolo di fondazione,

$S$  è un fattore che tiene conto della categoria del suolo di fondazione

$\eta$  è un fattore di correzione dello smorzamento con valore di riferimento  $\eta=1$  per smorzamento viscoso pari a 5%. Il parametro  $\eta$  può essere determinato con l'espressione:

$$\eta = \sqrt{10 / (5 + \xi)} \geq 0,55 \tag{3.5}$$

dove  $\xi$  è il coefficiente di smorzamento viscoso convenzionale (espresso in percentuale).

I valori dei parametri necessari per la risoluzione delle espressioni 3.4 sono riportati nelle tabelle 3.3 (per lo spettro di risposta di Tipo 1) e 3.4 (per lo spettro di risposta di Tipo 2).

Classi di suolo	$S$	$T_B$ (s)	$T_C$ (s)	$T_D$ (s)
A	1,0	0,15	0,4	2,0
B	1,2	0,15	0,5	2,0
C	1,15	0,20	0,6	2,0
D	1,35	0,20	0,8	2,0
E	1,4	0,15	0,5	2,0

**Tabella 3.3: Valori dei parametri per lo spettro di tipo 1.**

Classi di suolo	$S$	$T_B$ (s)	$T_C$ (s)	$T_D$ (s)
A	1,0	0,05	0,25	1,2
B	1,35	0,05	0,25	1,2
C	1,5	0,10	0,25	1,2
D	1,8	0,10	0,30	1,2
E	1,6	0,05	0,25	1,2

**Tabella 3.4: Valori dei parametri per lo spettro di tipo 2.**

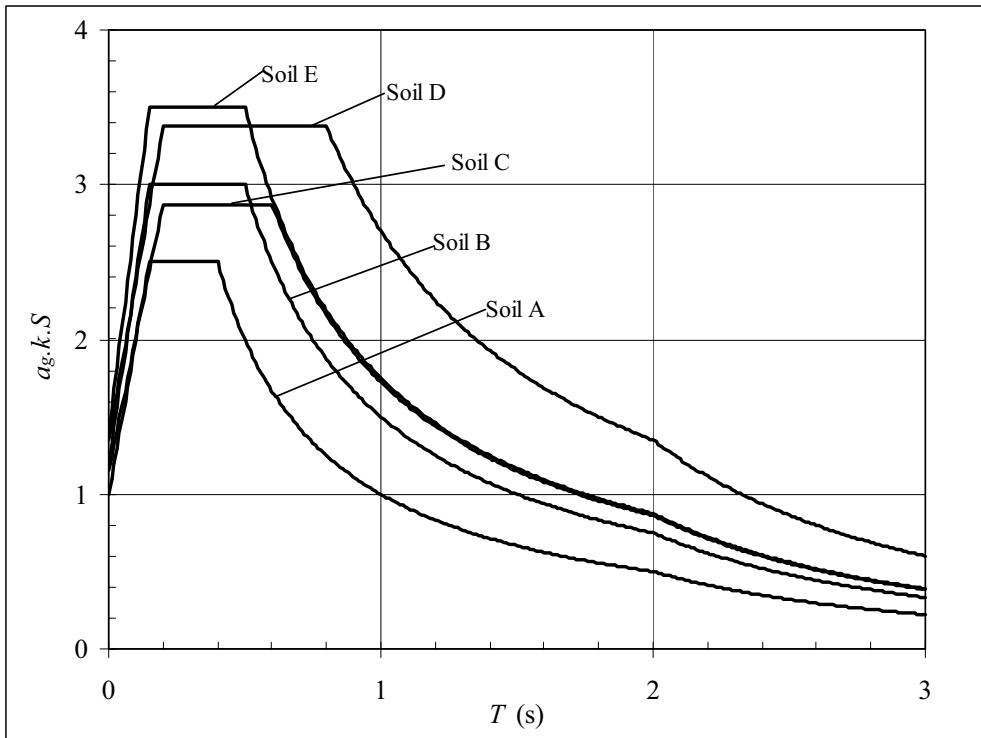


Figura 3.1: Spettro di risposta elastico di tipo 1 (excerpt EC8, 1998).

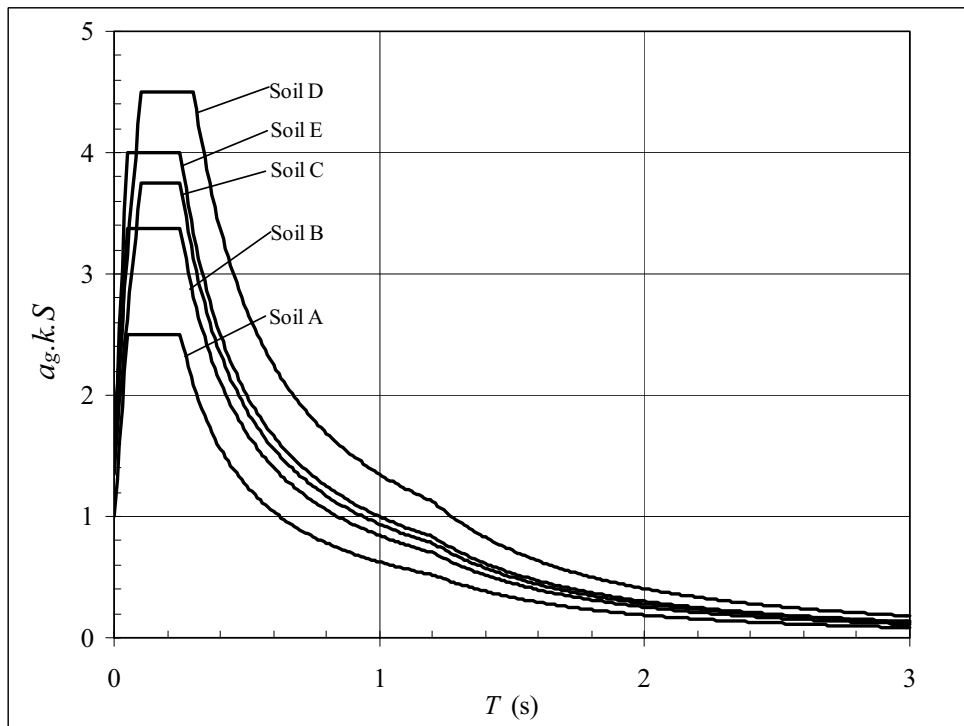


Figura 3.2: Spettro di risposta elastico di tipo 2 (excerpt EC8, 1998).

Le figure 3.1 e 3.2 riportano le curve degli spettri di risposta elastici di tipo 1 e di tipo 2, per ciascuna classe di suolo.

### 3.3.4 Spettro di risposta elastico della componente verticale

La componente verticale del moto sismico può essere rappresentata da uno spettro di risposta elastico,  $S_{ve}(T)$ , ottenuto dalle espressioni 3.6 utilizzando i valori dei parametri presenti nelle tabelle 3.3 e 3.4.

$$0 \leq T \leq T_B : S_{ve}(T) = a_{vg} \cdot k \cdot \left[ 1 + \frac{T}{T_B} \cdot (\eta \cdot 3,0 - 1) \right]$$

$$T_B \leq T \leq T_C : S_{ve}(T) = a_{vg} \cdot k \cdot \eta \cdot 3,0$$

$$T_C \leq T \leq T_D : S_{ve}(T) = a_{vg} \cdot k \cdot \eta \cdot 3,0 \left[ \frac{T_C}{T} \right]$$

$$4 \text{ sec} \geq T \geq T_D : S_{ve}(T) = a_{vg} \cdot k \cdot \eta \cdot 3,0 \left[ \frac{T_C \cdot T_D}{T^2} \right] \quad (3.6)$$

Spectrum	$a_{vg}/a_g$	$T_B$ (s)	$T_C$ (s)	$T_D$ (s)
Type 1	0,90	0,05	0,15	1,0
Type 2	0,45	0,05	0,15	1,0

**Tabella 3.5: Valori dei parametri che descrivono lo spettro di risposta elastico della componente verticale.**

Si può notare che le ordinate dello spettro di risposta elastico verticale sono indipendenti dalle classi di suolo. In ogni caso i valori contenuti nella tabella 3.5 e le espressioni (3.6) sono applicabili solo per le classi A, B, C, D ed E, mentre non possono essere usate per le classi speciali  $S_1$  e  $S_2$ .

## 3.4 Normativa Italiana

### 3.4.1 Classificazione

La normativa italiana si collega sostanzialmente alla normativa dell'Eurocodice 8 illustrata nel paragrafo 3.3. È contenuta nelle Normative Tecniche per le Costruzioni, pubblicate sulla Gazzetta Ufficiale del 14/09/2005, aggiornate nella Gazzetta Ufficiale del 14/01/2008.

La suddivisione comprende ancora 5 classi (dalla A alla F) più le due classi speciali (S1 e S2), definite dagli stessi valori dei parametri di  $V_{S30}$ ,  $N_{SPT}$ ,  $c_u$ . Per quanto riguarda invece la descrizione della litologia propria di ogni classe si possono trovare alcune differenze:

- Classe A: Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.
- Classe B: Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità.
- Classe C: Depositati di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità.
- Classe D: Depositati di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità.
- Classe E: Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento.
- Classe S1: Depositati di terreni caratterizzati da valori di  $V_{S,30}$  inferiori a 100 m/s (ovvero  $10 < c_{u,30} < 20$  kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche.
- Classe S2: Depositati di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

### 3.4.2 Descrizione dell'azione sismica

Per quanto riguarda il calcolo degli spettri di risposta elastici esistono alcune differenze rispetto all'EC8. Infatti, mentre le espressioni per il calcolo degli spettri di risposta relativi alla componente orizzontale contengono alcuni parametri diversi:

$$\begin{aligned}
 0 \leq T \leq T_B : S_e(T) &= a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \left[ \frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta F_0} \cdot \left( 1 - \frac{T}{T_B} \right) \right] \\
 T_B \leq T \leq T_C : S_e(T) &= a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \\
 T_C \leq T \leq T_D : S_e(T) &= a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \left[ \frac{T_C}{T} \right] \\
 T_D \leq T \leq 4 \text{ sec} : S_e(T) &= a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \left[ \frac{T_C T_D}{T^2} \right]
 \end{aligned} \tag{3.7}$$

Dove:

- S è il coefficiente che tiene conto della categoria di sottosuolo e delle condizioni topografiche mediante la relazione seguente:  $S = S_S \cdot S_T$ , (3.8). i valori assunti da  $S_T$  e da  $S_S$  sono mostrati rispettivamente in tabella 3.6 e 3.7.
- $F_0$  è il fattore che quantifica l'amplificazione spettrale massima, su sito di riferimento rigido orizzontale, ed ha valore minimo pari a 2,2;
- $T_C$  è il periodo corrispondente all'inizio del tratto a velocità costante dello spettro, dato da  $T_C = C_C \cdot T_C^*$ , (3.9) dove  $T_C^*$  è il periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.  $C_C$  è un coefficiente funzione della categoria di sottosuolo, i cui valori sono contenuti nella tabella 3.7.
- $T_B$  è il periodo corrispondente all'inizio del tratto dello spettro ad accelerazione costante,  $T_B = T_C / 3$  (3.10).
- $T_D$  è il periodo corrispondente all'inizio del tratto a spostamento costante dello spettro, espresso in secondi mediante la relazione:  $T_D = 4.0 (a_g / g) + 1.6$  (3.11).
- Per i restanti parametri valgono le definizioni date al paragrafo 3.3.3.

Categoria topografica	Ubicazione dell'opera o dell'intervento	Valori di $S_T$
T1		1.0
T2	In corrispondenza della sommità del pendio	1.2
T3	In corrispondenza della cresta del rilievo	1.2
T4	In corrispondenza della cresta del rilievo	1.4

**Tabella 3.6: Valori massimi del coefficiente di amplificazione topografica  $S_T$ .**

Categoria del sottosuolo	$S_s$	$C_c$
A	1.00	1.00
B	$1.00 \leq 1,40 - 0.40 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1.20$	$1.10 \cdot (T_C^*)^{-0.20}$
C	$1.00 \leq 1,40 - 0.60 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1.50$	$1.05 \cdot (T_C^*)^{-0.33}$
D	$1.00 \leq 1,40 - 1.50 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1.80$	$1.25 \cdot (T_C^*)^{-0.50}$
E	$1.00 \leq 1,40 - 1.10 \cdot F_0 \cdot \frac{a_g}{g} \leq 1.60$	$1.15 \cdot (T_C^*)^{-0.40}$

**Tabella 3.7: Espressioni di  $S_s$  e  $C_c$ .**

Lo spettro di risposta in accelerazione della componente verticale è anch'esso definito dalle espressioni contenute in Tabella 3.7, dove  $S_e$  è sostituito da  $S_v$ , mentre  $F_0$  è sostituito da  $F_v$  che è definito come fattore che quantifica l'amplificazione spettrale massima, in termini di accelerazione orizzontale massima del terreno  $a_g$  su sito di riferimento rigido orizzontale, mediante la relazione:

$$F_v = 1.35 \cdot F_0 \cdot \left( \frac{a_g}{g} \right)^{0.5} \quad (3.8)$$

I valori di  $S_s$ ,  $T_C$  e  $T_D$  sono quelli riportati nella tabella 3.8.

Categoria del suolo	S	$T_B$	$T_C$	$T_D$
A, B, C, D, E	1,0 s	0,05 s	0,15 s	1.0 s

**Tabella 3.8: Valori dei parametri dello spettro di risposta elastico della componente verticale.**

### 3.5 Normativa Giapponese

La classificazione dei suoli utilizzata in Giappone si basa non solo sui valori di  $V_{s,30}$ , ma anche sul periodo naturale del sito  $T_G$ . E' composta da quattro classi (i valori che le caratterizzano sono contenuti nella Tabella 3.8).

Classi di suolo	Periodo naturale del sito	$V_{s30}$
SC-I	$T_G < 0.2s$	$V_{s30} > 600$ m/s
SC-II	$0.2s \leq T_G < 0.4s$	$300$ m/s $\leq V_{s30} < 600$ m/s
SC-III	$0.4s \leq T_G < 0.6s$	$200$ m/s $\leq V_{s30} < 300$ m/s
SC-IV	$T_G \geq 0.6s$	$V_{s30} < 200$ m/s

**Tabella 3.8: Classi di sito utilizzate per progetti ingegneristici (Japan Road Association 1980,1990).**

La descrizione del profilo stratigrafico delle classi è:

- classe SC-I: roccia o terreni molto rigidi;
- classe SC-II: terreni rigidi;
- classe SC-III: terreni con rigidità media;
- classe SC-IV: terreni soffici.

Un vantaggio di questa classificazione è che i profili geologici profondi e le elevate velocità delle onde di taglio sono messe in relazione anche con la frequenza di risonanza (Fukushima, 2007).



### 3.6 Classificazioni usate per le leggi predittive del moto del suolo

Nelle applicazioni ingegneristiche è necessario definire la severità di un terremoto in un sito per mezzo di pochi parametri significativi del moto del suolo. Per questo scopo vengono utilizzate alcune espressioni empiriche, dette leggi predittive del moto del suolo (ingl. *Ground Motion Prediction Equations*).

Le onde sismiche, infatti, si attenuano con la distanza, in quanto l'energia si ridistribuisce su fronti d'onda sempre più ampi (attenuazione geometrica) e viene dissipata durante la propagazione attraverso la terra che non è un mezzo perfettamente elastico (attenuazione anelastica).

Le leggi predittive del moto del suolo valutano i parametri rappresentativi dello scuotimento a diverse distanze e per diversi valori di magnitudo, attraverso un modello. Queste leggi utilizzano la magnitudo come grandezza per descrivere l'intensità del moto alla sorgente e una distanza come grandezza per considerare gli effetti legati alla propagazione delle onde sismiche dalla sorgente al sito.

Gli elementi principali che distinguono le diverse leggi di attenuazione, oltre alla forma funzionale adottata, sono l'introduzione del meccanismo focale degli eventi, il tipo di classificazione dei siti e l'origine dei dati su cui è stata calibrata la relazione di attenuazione. Per la definizione delle leggi predittive del moto del suolo è necessario classificare le stazioni di registrazione per tenere conto della possibile amplificazione del moto del suolo associata alla presenza di depositi superficiali .

Per quanto riguarda il contesto italiano vengono ancora utilizzate le relazioni di Sabetta e Pugliese (1996), che utilizzano tre categorie di suolo, definite sia attraverso il valore della velocità delle onde di taglio ( $V_S$ ), che lo spessore dei depositi superficiali. Più precisamente le tre categorie sono definite in questo modo:

- Suoli rigidi: terreni in cui la  $V_S$  sia maggiore di 800 m/s; se al di sopra di questi si trova uno strato di materiale soffice con uno spessore inferiore a 5 metri il sito in questione viene comunque considerato come sito rigido.
- Suoli superficiali: siti in cui lo strato superficiale di materiale soffice ha uno spessore compreso tra 5 e 20 metri;
- Suoli profondi: siti in cui lo strato superficiale di materiale soffice ha uno spessore superiore a 20 metri.

Una classificazione simile era già stata utilizzata da Mohraz (1976) e da Chiaruttini e Siro (1981).

Altre relazioni di attenuazione applicate in ambito italiano ed europeo sono quelle ricavate da Ambraseys et al. (1996a e b), in cui la classificazione dei siti è effettuata in termini di velocità media delle onde di taglio nei primi 30 metri ( $V_{S,30}$ ). Sono definite quattro categorie:

- Suoli molto soffici, caratterizzati da valori di  $V_{S,30}$  minori di 180 m/s;
- Suoli soffici: con valori di  $V_{S,30}$  compresi tra 180 m/s e 360 m/s;
- Suoli rigidi: con valori di  $V_{S,30}$  compresi tra 360 m/s e 750 m/s;
- Roccia: con  $V_{S,30}$  maggiore di 750 m/s.

Lo stesso schema di classificazione è stato applicato anche da Akkar e Bommer (2004), anche se in realtà la classe che comprende i suoli molto soffici non è stata utilizzata, dato che i pochi siti che ricadevano in questa categoria sono stati accorpati a quella dei suoli soffici

Le classificazioni sopra descritte sono utili per classificare i siti per cui non sia disponibile il profilo di velocità delle onde di taglio. In questo caso i siti vengono assegnati alle diverse categorie solamente in base alla descrizione delle condizioni locali.

## **4. EFFETTI LOCALI**

### **4.1 Introduzione**

È noto che gli effetti della geologia superficiale sulla propagazione delle onde sismiche esistono e possono essere notevoli. San Francisco e Città del Messico costituiscono due esempi di questi fenomeni. Nel terremoto del 1906 di San Francisco le amplificazioni locali, in corrispondenza di sedimenti non consolidati, hanno causato delle variazioni di intensità fino a 2 gradi (scala MM), mentre Città del Messico è in parte costruita su depositi argillosi lacustri soffici, che hanno provocato grandi amplificazioni del moto sismico, responsabili di elevate perdite di vite umane e di ingenti danni economici, durante il terremoto del 1985 (Bard, 1999). Quasi tutti i terremoti distruttivi recenti (Spitak, Armenia 1988, Loma Prieta, 1989, Iran 1990, Filippine 1990, Northridge 1994, Kobé 1995, Armenia, Columbia 1999...) hanno fornito ulteriori prove dell'importanza degli effetti di sito.

### **4.2 Cause degli effetti locali**

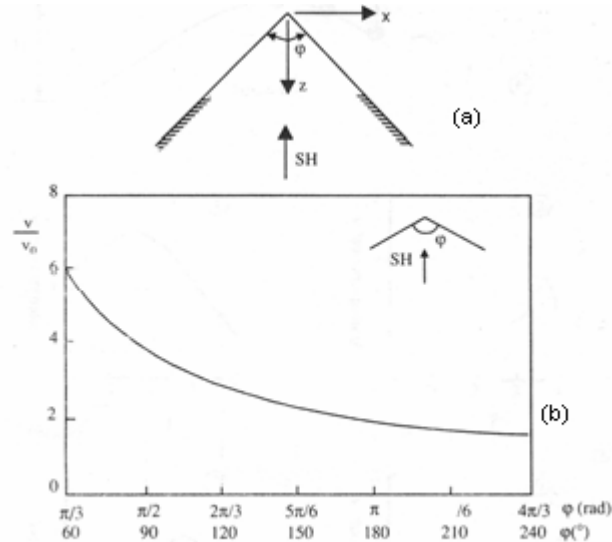
#### **4.2.1 Effetti della topografia**

In occasioni vari terremoti avvenuti negli ultimi decenni sono stati riscontrati più volte effetti locali dovuti all'influenza della topografia. In particolare si è notato che le costruzioni poste sulle cime dei rilievi tendono a subire un danneggiamento maggiore rispetto a quelle che si trovano alla base di essi. L'effetto topografico registrato di maggiore entità è stato presentato per la prima volta da Bard e Mèneroud (1987) per un sito delle Alpi meridionali, per il quale è stato riscontrato un rapporto spettrale cresta/base pari a diverse decine di unità in una stretta banda di frequenze attorno a 5 Hz.

Principalmente questi effetti sono dovuti a tre fenomeni fisici:

1. la sensibilità del moto superficiale all'angolo di incidenza, particolarmente elevata per le onde SV attorno all'angolo critico. Questo effetto è stato suggerito da Kawase e Aki (1990) come causa della particolare distribuzione dei danni osservata durante il terremoto di Whittier Narrows, California del 1987.
2. la focalizzazione e defocalizzazione delle onde sismiche riflesse lungo la superficie topografica. Sanchez-Sesma (1990) ha fornito un semplice esempio per spiegare

questo fenomeno. Si considera un mezzo a forma di cuneo soggetto ad onde incidenti SH che si propagano verticalmente, con moto parallelo all'asse longitudinale del cuneo. (figura4.1a).



**Figura 4.1: Modello di Sanchez-Sesma: (a) irregolarità topografica di geometria triangolare eccitata da onde SH verticali con spostamenti ortogonali al piano; (b) variazione del fattore di amplificazione con l'angolo al vertice. (Sanchez-Sesma, 1990).**

Per questo schema è disponibile una soluzione analitica (Sanchez-Sesma, 1985,1990) in cui i parametri del moto sono espressi in funzione dell'angolo al vertice  $\varphi = \pi\theta$  ( $0 < \theta \leq 2$ ). Per  $\theta = 1$  si è nel caso di superficie orizzontale. Il fattore di amplificazione può essere espresso come rapporto tra l'ampiezza,  $v$ , dello spostamento secondo l'asse longitudinale in corrispondenza del vertice del triangolo, e quella delle onde incidenti  $v_0$ :

$$A = \frac{v}{v_0} = \frac{2}{\theta} = \frac{2\pi}{\varphi} \quad (4.1)$$

Sempre in riferimento alla figura 4.1 si può osservare che anche per topografie relativamente dolci, in superficie possono verificarsi amplificazioni per un fattore 3 dell'ampiezza delle onde SH incidenti. Inoltre varie simulazioni effettuate da Geli et al. (1998) mostrano che i fenomeni di amplificazione cresta/base aumentano in proporzione al rapporto  $H/L$ , dove  $H$  è l'altezza della cresta, e  $L$  è pari alla metà della larghezza della base.

3. la diffrazione delle onde di volume e di superficie che si propagano al di sotto e a lato degli elementi topografici creano un pattern di interferenza tra le onde dirette e quelle diffratte. In ogni caso queste onde diffratte hanno solitamente una un'ampiezza inferiore in superficie rispetto alle onde di volume. Questo fenomeno è stato riportato per la prima volta in Pedersen *et al.* (1994) secondo cui l'ampiezza delle onde diffratte è circa un quinto dell'ampiezza delle onde primarie.

#### **4.2.2 Effetti dovuti alla stratificazione dei terreni**

E' noto che i danni causati dai terremoti sono generalmente maggiori su sedimenti sciolti che sugli affioramenti rocciosi. Questo è molto importante perché molti insediamenti urbani si sono sviluppati in corrispondenza di valli fluviali, o su sedimenti sciolti (per esempio Città del Messico, Los Angeles, San Francisco, Tokio). Inoltre non bisogna dimenticare molte altre città di dimensioni minori che si stanno sviluppando in zone geologicamente simili. Questi tipi di suoli hanno provocato gravi danni agli abitanti di queste città, ma comunque hanno dato ai sismologi l'opportunità di effettuare numerose osservazioni macrosismiche.

Queste osservazioni hanno dimostrato molto chiaramente che gli effetti dannosi associati ai depositi sciolti possono portare ad un locale incremento delle intensità pari a due o tre gradi (scala MM o MSK). L'importanza di questi effetti ha stimolato l'interesse verso gli studi strumentali che comportano il confronto di registrazioni sismiche ottenute sulla superficie dei sedimenti e nel basamento roccioso sottostante, oppure calcoli numerici e teorici sulla propagazione delle onde in mezzi complessi. Entrambi i tipi di indagini hanno permesso una migliore conoscenza di questi effetti.

Il fenomeno fondamentale per l'amplificazione del moto sui sedimenti sciolti è l'intrappolamento delle onde sismiche dovuto al contrasto di impedenza tra i sedimenti e il substrato roccioso sottostante. Quando la struttura è stratificata orizzontalmente (struttura 1D) questo intrappolamento riguarda solo le onde di volume che viaggiano verso la superficie e verso il basso negli strati superficiali. Se i sedimenti superficiali formano delle strutture 2-D o 3-D, ad esempio quando sono presenti eterogeneità laterali, questo intrappolamento interessa anche le onde superficiali che sviluppano in corrispondenza di queste eterogeneità e poi si riverberano avanti e indietro.

L'interferenza tra le onde intrappolate provoca un effetto di risonanza, la forma e la frequenza del quale sono in relazione con le caratteristiche geometriche e meccaniche della struttura.

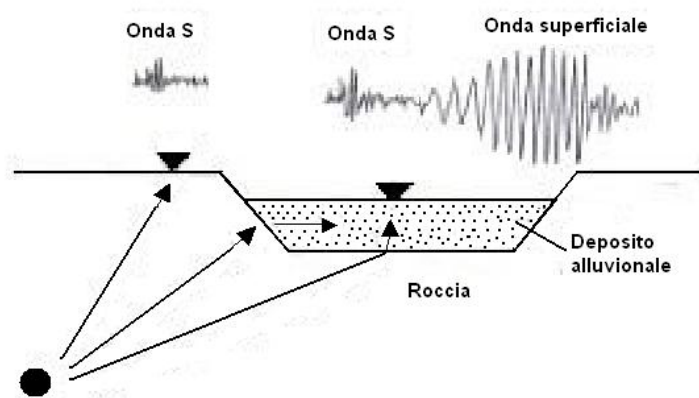
#### 4.2.3 Effetti di bordo di valli alluvionali

Nel caso di una valle alluvionale, oltre all'effetto dei sedimenti sciolti, bisogna considerare altri due fenomeni, che inducono effetti di bordo connessi alla geometria bidimensionale o tridimensionale della struttura.

Il primo effetto è quello della focalizzazione delle onde sismiche in aree prossime al bordo della valle a seguito dell'interferenza costruttiva tra il campo d'onda riflesso e quello rifratto. Questo fenomeno può spiegare i danni localizzati lungo fasce di terreno al margine di valli alluvionali.

Il secondo effetto è quello prodotto dall'incidenza delle onde in corrispondenza dell'interfaccia non orizzontale roccia-terreno al bordo della valle, che determina la generazione di onde superficiali con direzione di propagazione orizzontale (Aki e Larner, 1970). Le onde così generate, a causa di una forte differenza di impedenza tra terreno e basamento roccioso, rimangono confinate all'interno della valle e sono soggette a riflessioni multiple sui bordi.

La figura 4.2 illustra una schematizzazione degli effetti di bordo appena descritti.



**Figura 4.2:** Schema di generazione di onde di superficie prodotte da effetti di bordo ai margini di una valle alluvionale (Lanzo e Silvestri, 1999).

Gli studi numerici hanno preso in esame varie situazioni possibili in base a: geometria della valle, tipo di onde incidente, angolo di incidenza, schematizzazione (mono o bidimensionale) utilizzata nel modello.

In Bard e Gariel (1986) è presente un confronto tra i risultati di simulazioni numeriche 1-D e 2-D relative a due modelli semplificati di valli alluvionali (valle superficiale con forma trapezoidale e valle profonda a catino) soggette ad onde SH. Sono stati effettuati tre tipi di analisi numeriche:

- monodimensionale con variazione lineare della velocità delle onde S con la profondità;
- bidimensionale con velocità costante con la profondità;
- bidimensionale con variazione lineare della velocità delle onde S con la profondità.

In relazione al caso della valle superficiale si nota che i risultati del modello 1-D approssimano bene quelli del modello 2-D al centro della valle, mentre se ne discostano avvicinandosi ai bordi, dove i fenomeni di interferenza sono più marcati.

In relazione al caso della valle profonda il modello 2-D fornisce una risposta molto diversa in tutte le posizioni rispetto al modello 1-D. la differenza principale consiste nella natura oscillatoria della risposta del modello 2-D. Inoltre il modello 2-D sottostima l'entità dell'amplificazione rispetto al modello 1-D ai bordi della valle, mentre la sovrastima al crescere della distanza dal bordo.

Da queste analisi emerge che le valli alluvionali profonde sono caratterizzate da fenomeni di interazione tra onde di volume e di superficie molto più complessi rispetto a quelli delle valli superficiali. Inoltre l'attendibilità della modellazione 1-D risulta limitata al centro valle per fattori di forma elevati; per tali geometrie è necessario ricorrere ad un'analisi 2-D.

#### **4.2.4 Non linearità del comportamento del terreno**

La differente risposta di un sottosuolo a livelli crescenti di eccitazione sismica a causa del comportamento non lineare del terreno è stata messa in evidenza numerose volte in studi di previsione numerica di risposta sismica locale.

Questo fenomeno può essere spiegato considerando uno strato di terreno omogeneo, poggiante su un basamento roccioso orizzontale e soggetto ad un moto sismico caratterizzato da valori crescenti dell'accelerazione di picco al bedrock. Al crescere di quest'ultima si verifica un

aumento della deformazione di taglio massima e una riduzione del modulo di taglio e un aumento del fattore di smorzamento mobilitati. Per bassi livelli di energia del terremoto di riferimento l'accelerazione di picco lungo il profilo dello strato aumenta dal basamento roccioso alla superficie. Per livelli energetici elevati l'accelerazione di picco può invece diminuire lungo il profilo. Questo si verifica perché a causa della diminuzione delle caratteristiche di rigidità del terreno si riduce anche la trasmissione di frequenze elevate, mentre l'aumento del fattore di smorzamento abbatte i picchi di amplificazione delle ampiezze di spostamento.

In termini di fattore di amplificazione l'effetto di non linearità si può tradurre in una riduzione del fattore di amplificazione all'aumentare del livello di accelerazione su roccia (Lanzo e Silvestri, 1999).

### 4.3 Risposta sismica locale

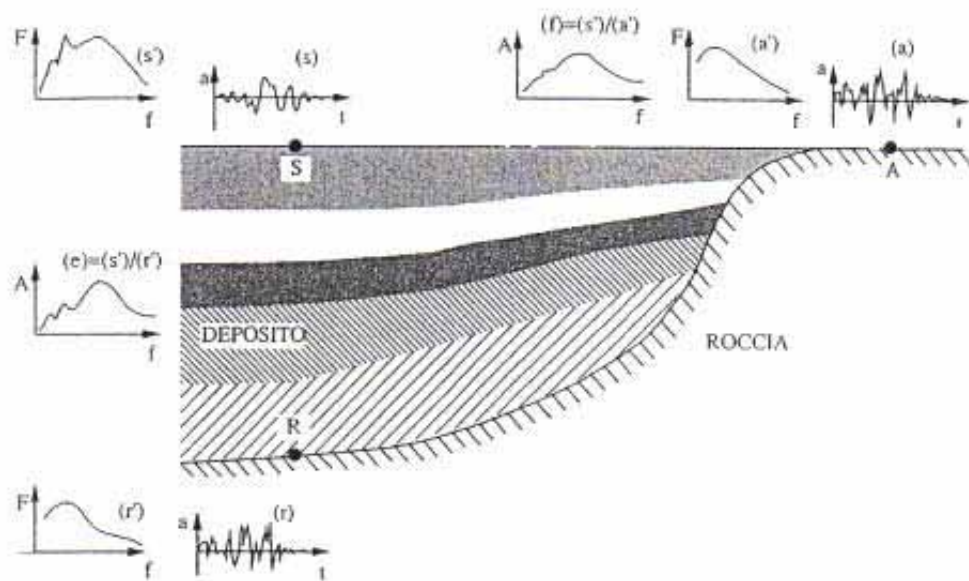


Figura 4.3: Schema di riferimento per l'analisi della risposta sismica locale. (Lanzo e Silvestri, 1999)

La figura 4.3 mostra la rappresentazione schematica del fenomeno della risposta sismica locale. La risposta sismica locale (o effetto di sito) può essere definito come l'insieme delle variazioni in durata, ampiezza e contenuto in frequenza a cui un moto sismico, relativo ad una formazione rocciosa di base (R), viene sottoposto attraversando gli strati di terreno fino alla



superficie. Una valutazione alternativa della risposta sismica locale è quella che considera come moto sismico di riferimento quello relativo ad un affioramento (reale od ipotetico) della formazione rocciosa basale (A).

Un moto sismico può essere rappresentato sia nel dominio del tempo che delle frequenze. Per quanto riguarda il dominio del tempo, i parametri più utilizzati per descrivere le caratteristiche di un terremoto sono il valore di picco di accelerazione (o velocità, o spostamento) e la durata; per il dominio delle frequenze si utilizzano lo spettro di Fourier e lo spettro di risposta.

Il moto sismico nel dominio del tempo è definibile da un accelerogramma (figura 4.3) rappresentato dai grafici (a) per l'affioramento della roccia che costituisce il substrato, (r) per il basamento roccioso ed (s) per la superficie del terreno. I grafici (a'), (r') e (s') mostrano invece l'evento sismico espresso nel dominio delle frequenze, tramite gli spettri di Fourier dell'accelerazione.

La valutazione quantitativa della risposta sismica locale, nel dominio del tempo o in quello delle frequenze, può essere fatta per mezzo di un confronto tra le diverse grandezze rappresentative del moto sismico alla superficie del terreno e quello alla superficie di riferimento (roccia del substrato o roccia affiorante).

Nel dominio del tempo, un parametro significativo è definito dal rapporto tra l'accelerazione massima alla superficie del terreno ( $a_{\max,s}$ ) e quella in corrispondenza della formazione rocciosa ( $a_{\max,r}$  o  $a_{\max,a}$ ). Dato che l'accelerazione di picco in superficie può essere maggiore o minore di quella su roccia, il rapporto può risultare maggiore o minore dell'unità. Di conseguenza si può avere non solo l'amplificazione, ma anche la riduzione del moto sismico.

Tuttavia non si possono definire le modifiche del moto sismico solo in termini di variazione delle ampiezze: è necessario tenere conto anche delle modifiche del contenuto in frequenza. Il terreno, infatti, si comporta come un filtro, aumentando l'ampiezza del moto in corrispondenza di alcune frequenze e riducendola per altre. La valutazione dell'effetto di filtraggio del terreno sul moto sismico di riferimento va effettuata perciò nel dominio delle frequenze, con il rapporto tra lo spettro di Fourier del moto alla superficie del terreno e quello dell'analoga componente in corrispondenza del basamento roccioso, tale rapporto è noto come funzione di trasferimento  $H(f)$ .

La  $H(f)$  è il rapporto tra due funzioni complesse, di conseguenza è a sua volta una funzione complessa, il cui modulo (lo spettro di ampiezza  $A(f)$ ) è costituito dalla funzione di amplificazione rappresentata dalla curva (e) in figura 4.3.

La curva (f) in figura 4.3 mostra una seconda funzione di amplificazione, ottenuta dal rapporto tra le ampiezze degli spettri di Fourier alla superficie del terreno ed in corrispondenza dell'affioramento della formazione rocciosa.

Tra le due funzioni c'è una differenza fondamentale: la prima consente di lavorare su segnali sismici virtualmente definiti sul tetto del substrato (cioè non registrabili né ricavabili da registrazioni strumentali), mentre la seconda viene utilizzata su dati reali (Lanzo e Silvestri, 1999).

La funzione di amplificazione è molto significativa dal punto di vista fisico in quanto indica quali componenti del moto sismico sono state amplificate nel passaggio attraverso il terreno, quali sono state smorzate e in quale rapporto.

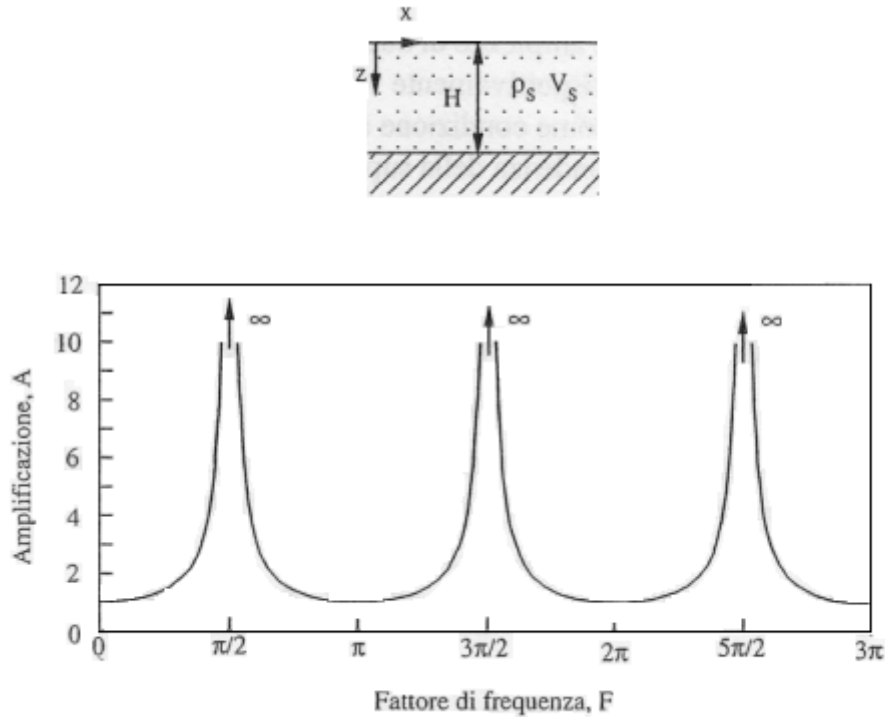
Le trasformate di Fourier implicano la validità del principio della sovrapposizione degli effetti, pertanto possono essere utilizzate solo se il terreno è caratterizzato da una legge costitutiva lineare. Se questa condizione è soddisfatta, la funzione di amplificazione è una proprietà del sito e quindi la si può esprimere in funzione della geometria e delle proprietà meccaniche del sottosuolo.

#### **4.3.1 Risposta sismica di un sottosuolo ideale**

Si esamina ora il caso di amplificazione dovuta alla stratificazione del terreno, con strati infinitamente estesi orizzontalmente (struttura 1D). Verranno di seguito esposte le soluzioni teoriche relative a modelli di sottosuolo a complessità crescente dal punto di vista geotecnico. Lo schema di base è costituito dal problema monodimensionale, rappresentato da uno strato di terreno omogeneo di spessore  $H$ , posto sul basamento roccioso orizzontale, sottoposto ad una oscillazione armonica costituita da un'onda di taglio  $S$  (polarizzate orizzontalmente) di frequenza  $f$ , incidente al basamento con direzione di propagazione verticale.

##### *4.3.1.1 Strato omogeneo elastico su substrato rigido*

La figura 4.4 mostra il caso più semplice, in cui si assume l'ipotesi di un terreno a legame costitutivo elastico lineare e substrato rigido ( $\rho_s$  e  $V_s$  sono la densità e la velocità delle onde di taglio del terreno).



**Figura 4.4: Funzione di amplificazione relativa ad uno strato omogeneo elastico su substrato rigido (Lanzo 1999).**

Il moto di vibrazione è descritto analiticamente dall'equazione differenziale dell'equilibrio dinamico che regola il fenomeno della propagazione monodimensionale delle onde nello strato elastico:

$$\rho \frac{\delta^2 u}{\delta t^2} = G \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} \quad (4.2)$$

dove  $u(z,t)$  è la componente orizzontale dello spostamento. Nel caso di sollecitazione armonica di frequenza circolare ( $\omega = 2\pi f$ ), la soluzione  $u(z,t)$  può essere ricavata con la separazione di variabili:

$$u(z,t) = p(z)e^{j\omega t} \quad (4.3)$$

dove  $p(z)$  è la funzione di forma, che serve a descrivere la distribuzione delle ampiezze di spostamento con la profondità, variabili in ogni punto con frequenza pari a quella di sollecitazione.

Lo spostamento orizzontale può essere scritto nella forma:

$$u(z,t) = 2A \frac{e^{jkz} + e^{-jkz}}{2} e^{j\omega t} = 2A \cos(kz) e^{j\omega t} \quad (4.4)$$

che definisce un'onda stazionaria di ampiezza  $2A\cos(kz)$ , dove  $k = \omega/V_s = 2\pi/\lambda$  è il numero d'onda.

Dalla (4.4) si può valutare la funzione di trasferimento come rapporto tra le componenti orizzontali dello spostamento (o dell'accelerazione) di due punti qualsiasi dello strato. Perciò la funzione di trasferimento  $H_r(\omega)$  tra la superficie ( $z = 0$ ) e la base ( $z = H$ ) dello strato ha espressione reale (Roesset, 1970):

$$H_r(\omega) = \frac{u_{\max}(0,t)}{u_{\max}(H,t)} = \frac{2Ae^{j\omega t}}{2A\cos(kH)e^{j\omega t}} = \frac{1}{\cos(kH)} = \frac{1}{\cos F} \quad (4.5)$$

dove il parametro  $F = kH = \omega H/V_s$  è detto fattore di frequenza. Il modulo della funzione di trasferimento è la funzione di amplificazione:

$$A_r(\omega) = |H_r(\omega)| = \frac{1}{|\cos F|} \quad (4.6)$$

La figura 4.4 mostra anche l'andamento della funzione di amplificazione, che è periodica ed assume sempre valori maggiori o uguali all'unità: ciò significa che l'ampiezza dello spostamento alla superficie dello strato è sempre almeno pari a quella in corrispondenza della formazione rocciosa. Inoltre la funzione di amplificazione diviene infinita per  $F_n = (2n-1)\pi/2$ , cioè in corrispondenza dei seguenti valori delle frequenze:

$$\omega_n = \frac{V_s}{H} F_n \quad f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} \quad (4.7)$$

e dei periodi  $T_n$ :

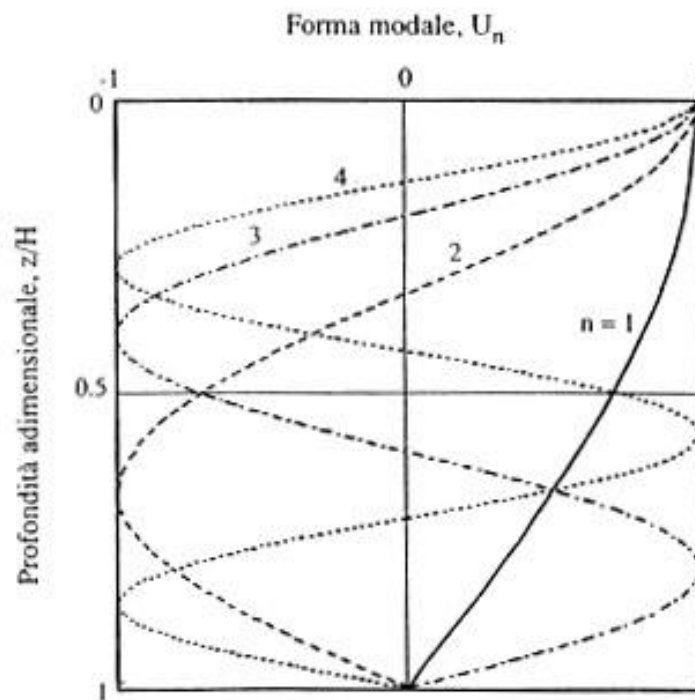
$$T_n = \frac{1}{f_n} = \frac{4H}{V_s(2n-1)} \quad (4.8)$$

Le frequenze corrispondenti ai massimi della funzione di amplificazione ( $\omega_n$  e  $f_n$ ) sono dette frequenze naturali di vibrazione dello strato; queste frequenze sono infinite, come i gradi di libertà del sistema ed equispaziate, essendo la  $A_r(\omega)$  periodica.

Allo stesso modo, i periodi  $T_n$  sono detti periodi naturali di vibrazione dello strato; i loro valori aumentano con la deformabilità trasversale dello strato, dato che sono direttamente proporzionali allo spessore dello strato, e inversamente proporzionali alla velocità delle onde di taglio del terreno.

La distribuzione degli spostamenti con la profondità è esprimibile in forma dimensionale rapportando la  $u(z,t)$  al valore massimo in superficie ( $2A e^{j\omega t}$ ). In tal modo si riconosce che a ciascuna frequenza naturale è associata una forma modale  $U_n(z)$ :

$$U_n(z) = \cos(kz) = \cos\left[(2n-1)\frac{\pi}{2} \frac{z}{H}\right] \quad n = 1, 2, \dots, \infty \quad (4.9)$$



**Figura 4.5: Forme di oscillazione dei primi quattro modi di vibrazione di uno strato omogeneo elastico su base rigida. (Lanzo e Silvestri, 1999)**

La figura 4.5 mostra le forme modali  $U_n$  per i primi quattro modi di vibrazione, in funzione della profondità dimensionale  $z/H$ . Si può notare che se il terreno vibra nel primo modo (cioè con la frequenza naturale di vibrazione) gli spostamenti sono dello stesso segno (in fase) in ogni punto dello strato; se invece il terreno vibra nei modi superiori, gli spostamenti del terreno avvengono in entrambe le direzioni.

Il semplice caso illustrato sottolinea che la risposta di un deposito di terreno ad un'eccitazione armonica è fortemente influenzata dalla frequenza di eccitazione: le frequenze alle quali si

verificano elevate amplificazioni dipendono dalla geometria (spessore) e dalle caratteristiche fisico-meccaniche (velocità delle onde di taglio) del deposito di terreno.

La situazione più pericolosa si verifica quando la frequenza dell'eccitazione armonica ( $\omega$ ) è pari ad una delle frequenze fondamentali dello strato ( $\omega_n$ ), quando si verifica questa condizione ( $\omega = \omega_n$ ) si ha il fenomeno della risonanza dello strato, ed il fattore di amplificazione è teoricamente infinito.

#### 4.3.1.2 Strato omogeneo elastico su substrato deformabile

Nell'ipotesi illustrata nel precedente paragrafo (substrato rigido) le onde che si propagano nello strato verso il basso, in seguito alla riflessione sulla superficie del terreno, sono completamente riflesse dal substrato. Questo determina il totale intrappolamento delle onde all'interno dello strato. Nell'ipotesi di substrato deformabile, le onde sono in parte riflesse all'interno dello strato e in parte trasmesse alla roccia sottostante. Questo fenomeno prende il nome di smorzamento geometrico o di radiazione (Roesset, 1970). Nella realtà la roccia del basamento non è mai perfettamente rigida, perciò una funzione di amplificazione fisicamente corretta deve tenere conto della perdita di energia per radiazione.

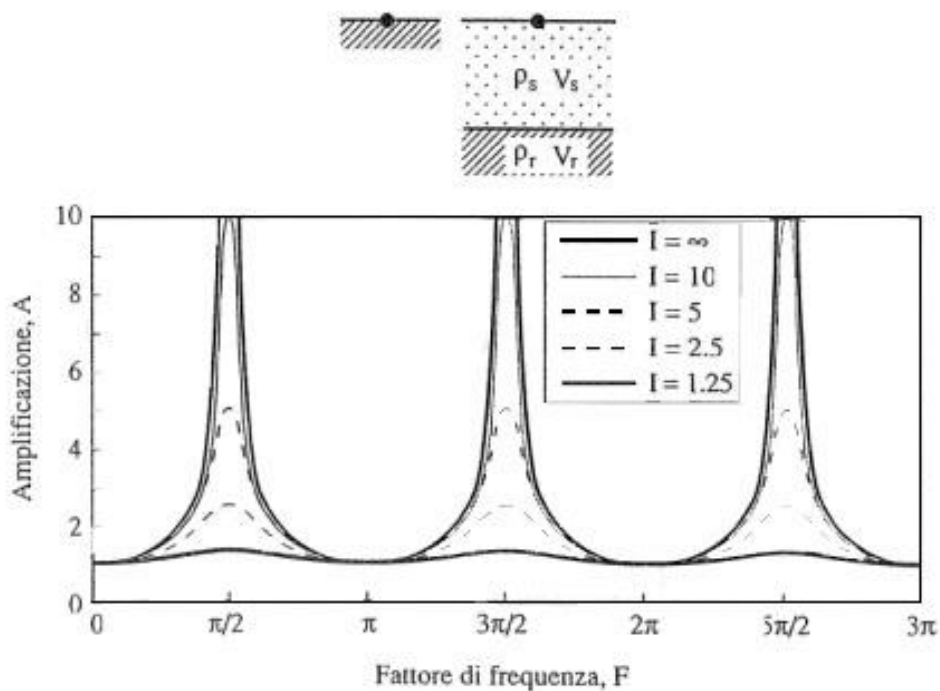


Figura 4.6: funzione di amplificazione relativa ad uno strato omogeneo su substrato deformabile. (Lanzo e Silvestri, 1999)

La figura 4.6 illustra il caso di uno strato di terreno elastico lineare posto su di un semispazio roccioso deformabile, dove  $\rho_r$  e  $V_r$  sono rispettivamente la densità e la velocità delle onde di taglio del materiale che costituisce il basamento.

Si consideri con  $I$  il rapporto tra l'impedenza sismica della roccia del basamento ( $\rho_r V_r$ ) e quella del terreno ( $\rho_s V_s$ ), che vale:

$$I = \frac{1}{\mu} = \frac{\rho_r V_r}{\rho_s V_s} \quad (4.10)$$

dove  $\mu$  è il rapporto tra le impedenze dei mezzi.

Se si calcola il rapporto tra l'ampiezza dello spostamento misurata alla superficie dello strato e quella al basamento roccioso deformabile (cioè la funzione di trasferimento  $H_{db}(\omega)$ ) si trova che quest'ultima è identica alla  $H_r(\omega)$  ricavata nel caso precedente (4.5).

Calcolando invece il rapporto tra l'ampiezza dello spostamento misurato in superficie e quello misurato sull'affioramento del basamento, si ottiene una funzione di trasferimento complessa:

$$H_{da}(\omega) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) + j\mu \text{sen}F\left(\frac{\omega H}{V_s}\right)} = \frac{1}{\cos F + j\mu \text{sen}F} \quad (4.11)$$

il cui modulo è espresso da:

$$A_d(\omega) = \frac{1}{|\cos F + j\mu \text{sen}F|} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 F + \mu^2 \text{sen}^2 F}} = \frac{1}{\cos^2 F + \frac{1}{I^2} \text{sen}^2 F} \quad (4.12)$$

che rappresenta la funzione di amplificazione.

Se si è assunto che la roccia è deformabile, la funzione di amplificazione  $A_d(\omega)$  dipende non solo dalle proprietà meccaniche del terreno, ma anche da quelle della roccia del basamento.

Questa dipendenza è espressa attraverso il rapporto di impedenza  $I$ .

La figura 4.6 mostra l'andamento della funzione di amplificazione  $A_d(\omega)$  in funzione del fattore di frequenza  $F$ , per diversi valori del rapporto di impedenza roccia-terreno  $I$ . Il caso  $I = \infty$  si riferisce alla funzione di amplificazione relativa al caso precedente (substrato rigido).

La  $A_d(\omega)$  è una funzione periodica; le frequenze  $f_n$  o i periodi  $T_n$  a cui si hanno i massimi della funzione di amplificazione sono invariati rispetto al caso precedente, e sono espressi dalle 4.7 e 4.8. per un dato valore di  $I$ , i massimi assumono un valore infinito, che non dipende dalla frequenza:

$$(A_d)_{\max} = I = \frac{1}{\mu} \quad (4.13)$$

Dato che il valore di picco della funzione di amplificazione è uguale al rapporto d'impedenza  $I$ , i fenomeni di amplificazione del moto sismico sono direttamente proporzionali al contrasto tra l'impedenza della roccia del basamento e quella del terreno sovrastante (Lanzo e Silvestri, 1999).

#### 4.3.1.3 Strato omogeneo visco-elastico su substrato rigido

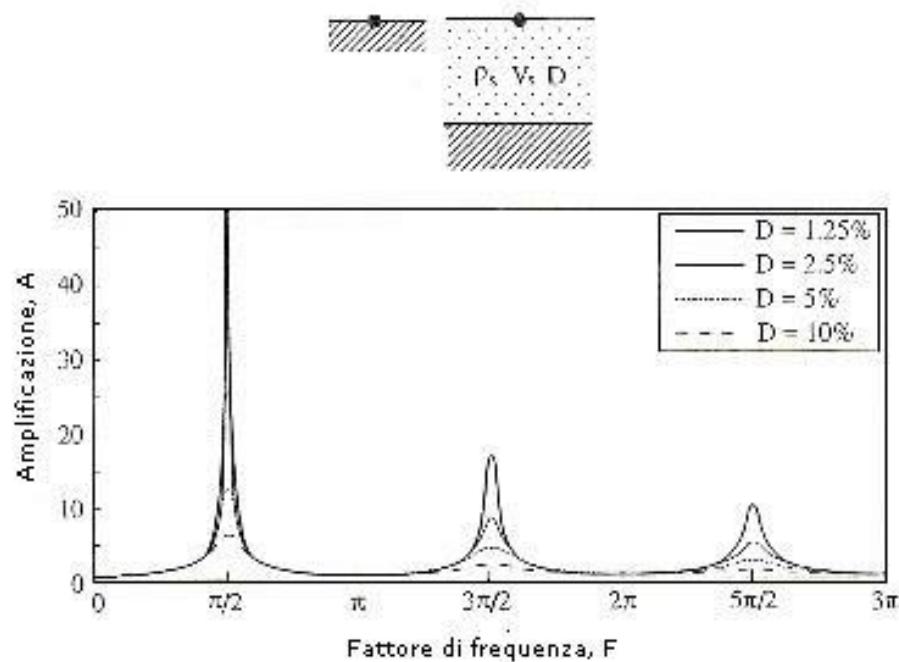


Figura 4.7: Funzione di amplificazione relativa ad uno strato omogeneo visco-elastico su substrato rigido (Lanzo e Silvestri, 1999).

Per ottenere un modello più realistico di quelli precedenti si può considerare il terreno come un mezzo visco-elastico lineare (mezzo di tipo Kelvin-Voight), la cui equazione differenziale di equilibrio dinamico si scrive:



$$\rho \frac{\delta^2 u}{\delta t^2} = G \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} + \eta \frac{\delta^3 u}{\delta t \delta z^2} \quad (4.14)$$

dove  $\eta$  è il coefficiente di viscosità. Applicando al mezzo visco-elastico la definizione di fattore di smorzamento, si mostra che, per un ciclo di sollecitazione armonica di frequenza  $\omega$ , vale la relazione:

$$D = \frac{\eta \omega}{2G} \quad (4.15)$$

In questo caso lo spostamento orizzontale è:

$$u(z, t) = A e^{j(k^* z + \omega t)} + B e^{-j(k^* z - \omega t)} \quad (4.16)$$

dove  $k^*$  è il numero d'onda complesso.

Sulla base di considerazioni analoghe a quelle proposte nel paragrafo 4.3.1.1 (Kramer 1996), si ottiene la funzione di trasferimento complessa  $H^*(\omega)$ , calcolata come rapporto tra l'ampiezza dello spostamento in corrispondenza della superficie dello strato e quella in corrispondenza del basamento roccioso (o dell'affioramento) sempre con l'ipotesi di substrato rigido:

$$H_r^*(\omega) = \frac{1}{\cos(kH)} = \frac{1}{\cos F^*} \quad (4.17)$$

con  $F^* = k^* H$ , la velocità delle onde di taglio complessa,  $V_s^*$ , per piccoli valori del fattore di smorzamento  $D$ , può scriversi:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (4.18)$$

L'espressione della funzione di trasferimento è quindi:

$$H_r^*(\omega) \approx \frac{1}{\cos[k(1-jD)H]} = \frac{1}{\cos(kH - jDkH)} \quad (4.19)$$

il cui modulo è pari alla funzione di amplificazione:

$$A_r^*(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(kH) + \sinh^2(DkH)}} \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2(kH) + (DkH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 F + (DF)^2}} \quad (4.20)$$

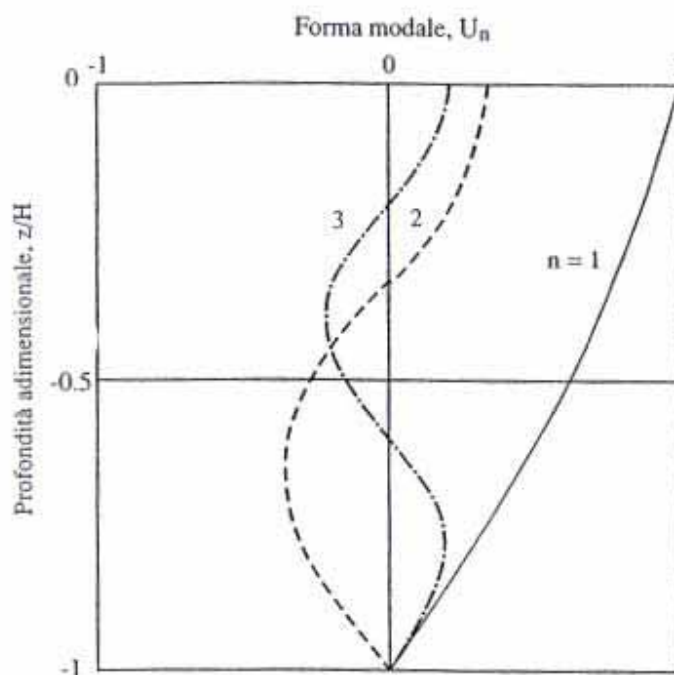
La figura 4.7 mostra l'andamento della funzione di amplificazione  $A_r^*(\omega)$  rispetto al fattore di frequenza  $F$ , per diversi valori del fattore di smorzamento  $D$ .

In assenza di smorzamento ( $D = 0$ ), l'andamento è quello mostrato in figura 4.4; per  $D > 0$ , la funzione è caratterizzata da valori massimi finiti, dato che il denominatore è sempre maggiore di zero.

Le frequenze naturali, in cui la funzione di amplificazione raggiunge i valori massimi, sono invariate rispetto ai casi già illustrati e sono espresse dalle 4.7. I massimi valori corrispondenti sono decrescenti con l'indice  $n$  (ordine del modo di vibrazione):

$$(A_r^*)_{\max, n} \approx \frac{2}{(2n-1)\pi D} \quad n = 1, 2, \dots, \infty \quad (4.21)$$

per cui i picchi di risonanza si riducono all'aumentare del fattore di frequenza  $F$ , in modo più marcato quanto maggiore è  $D$ . L'effetto è illustrato anche in figura 4.8.



**Figura 4.8: Forme di oscillazione dei primi 3 modi di vibrazione di uno strato omogeneo visco-elastico su base rigida. (Lanzo e Silvestri, 1999)**

In conclusione, per uno strato omogeneo a comportamento visco-elastico lineare posto su substrato rigido, il valore massimo dell'amplificazione, in corrispondenza della frequenza fondamentale, dipende soltanto dallo smorzamento del terreno ed è inversamente proporzionale ad esso.

All'aumentare di  $f$ , aumenta anche l'importanza dell'influenza dei fenomeni di smorzamento interno sulla funzione di amplificazione. Alle alte frequenze, per elevati valori di  $D$ , si possono verificare non solo fenomeni di amplificazione del moto sismico, ma anche di attenuazione.

#### 4.3.1.4 Strato omogeneo visco-elastico su substrato deformabile

Per generalizzare tutti i problemi descritti in precedenza si può considerare il caso di uno strato a comportamento visco-elastico posto su di un substrato deformabile.

La funzione di trasferimento, calcolata come rapporto tra le ampiezze di spostamento in corrispondenza della superficie del terreno e dell'affioramento roccioso, si può esprimere come (Roesset, 1970):

$$H_d^*(\omega) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega H}{V_s^*}\right) + j\mu^* \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{V_s^*}\right)} = \frac{1}{\cos F^* + \frac{j}{I^*} \operatorname{sen} F^*} \quad (4.22)$$

dove  $I^*$  è il rapporto di impedenza complesso:

$$I^* = \frac{1}{\mu^*} = \frac{\rho_r V_r^*}{\rho_s V_s^*} \quad (4.23)$$

che si dimostra essere indipendente da  $\omega$ .

L'espressione dei valori di picco in corrispondenza delle frequenze naturali (Roesset, 1970) è:

$$(A_d^*)_{\max, n} \approx \frac{1}{\mu + (2n-1)\frac{\pi}{2}D} \quad n = 1, 2, \dots, \infty \quad (4.24)$$

Questa relazione evidenzia che i valori di picco della funzione di amplificazione  $A_d^*(\omega)$  in corrispondenza delle frequenze naturali dello strato dipendono esclusivamente dal rapporto di

impedenza e dal fattore di smorzamento. Il valore massimo si ottiene in corrispondenza della frequenza fondamentale ( $n = 1$ ).

Per  $D = 0$ , in assenza di smorzamento, la funzione di amplificazione si riduce alla 4.12, ed il suo massimo è pari al rapporto d'impedenza.

Per  $D > 0$ , l'amplificazione massima diminuisce al crescere del rapporto d'impedenza  $I$ ; allo stesso modo, a parità di rapporto d'impedenza, si ha una riduzione del picco di amplificazione all'aumentare di  $D$ .

Questo mostra che il rapporto d'impedenza ha quindi, sul massimo fattore di amplificazione, un effetto simile a quello dello smorzamento del terreno. Si può quindi definire un fattore di smorzamento efficace  $D_{ef}$ :

$$D_{ef} = D + D_r = D + 2/\pi I \quad (4.25)$$

Dove  $D$  è lo smorzamento interno del terreno, mentre  $D_r$  dipende dal contrasto d'impedenza tra terreno e roccia, ed è rappresentativo quindi dello smorzamento associato alla perdita di energia per radiazione.

Anche per questo modello, i valori di frequenze e periodi fondamentali sono sempre definiti dalle 4.7 e 4.8. Il valore massimo della funzione di amplificazione si verifica in corrispondenza della frequenza fondamentale  $f_1$ :

$$f_1 = \frac{\omega_1}{2\pi} = \frac{V_s}{4H} \quad (4.26)$$

Ed il periodo fondamentale dello strato vale:

$$T_1 = \frac{1}{f_1} = \frac{4H}{V_s} \quad (4.27)$$

Queste due espressioni sono significative dal punto di vista applicativo: assimilando un sottosuolo ad uno strato omogeneo equivalente (Maugeri et al., 1988), forniscono una mediata indicazione delle frequenze alle quali si possono verificare significativi fenomeni di amplificazione locale e della loro entità.

### 4.3.2 Risposta sismica di un sottosuolo reale

La funzione di amplificazione di un sito fornisce una chiara rappresentazione dell'effetto filtrante di un deposito di terreno sulle onde sismiche. Essa mette in evidenza in quale campo di frequenze la presenza del terreno può indurre effetti significativi di amplificazione del moto sismico incidente o se addirittura questi effetti possano provocare attenuazione del moto.

Nel dominio delle frequenze si può calcolare (con l'operazione di convoluzione) lo spettro di Fourier del moto in superficie,  $F_s(f)$ :

$$F_s(f) = H(f) * F_r(f) \quad (4.28)$$

dove  $F_r(f)$  è lo spettro di Fourier del moto al substrato, mentre  $H(f)$  è la funzione di trasferimento del deposito. Il moto sismico alla superficie è condizionato dai caratteri del moto atteso al basamento roccioso, cioè dal terremoto di riferimento. I contenuti in frequenza di questo terremoto sono dipendenti dal meccanismo della sorgente, dalla magnitudo e dal percorso di propagazione. Gli aspetti sopra esposti impongono la necessità di una adeguata caratterizzazione del terremoto di riferimento, che si compie in due fasi:

1. analisi di pericolosità sismica regionale, svolta mediante modelli deterministici, probabilistici, volta a caratterizzare il moto così come generato dalla sorgente;
2. analisi della propagazione nella litosfera e della conseguente progressiva modifica di ampiezze, frequenze e durate del moto sismico.

Per una valutazione quantitativa della risposta sismica locale, la determinazione del terremoto di riferimento va associata ad una modellazione realistica del sottosuolo, per definire la funzione di amplificazione che non è una proprietà univoca del sito, ma dipende anche dai caratteri del moto di riferimento.

Nei modelli teorici discussi precedentemente si è fatto riferimento al modello di sottosuolo omogeneo ed uniforme, caratterizzato da valori di densità, rigidità e smorzamento costanti in tutto il deposito e da un legame costitutivo elastico lineare o visco-elastico lineare. Un modello con queste caratteristiche può però risultare molto poco attendibile perché non rappresenta l'effettiva complessità fisico-geometrica di un sottosuolo reale. Per un'analisi di risposta sismica locale affidabile è quindi necessario tenere conto delle disomogeneità del

terreno e della variazione tra strato e strato dei parametri di rigidità e smorzamento. Inoltre nel caso di depositi con variabilità geometriche (margini di valli alluvionali, irregolarità morfologiche del basamento o del deposito in affioramento) lo schema di stratificazione orizzontale è inadeguato.

#### 4.3.2.1 Eterogeneità del terreno: trattazione del mezzo continuo

Il modulo di taglio  $G$  di un terreno è proporzionale ad una potenza della tensione effettiva. Anche nel caso di sottosuolo omogeneo, c'è una variazione in proporzione alla profondità della rigidità trasversale e quindi anche della velocità delle onde di taglio (Lanzo e Silvestri, 1999).

Il caso più realistico esaminato (Gazetas, 1982; Vinale e Simonelli, 1983) è quello di un terreno con densità costante e modulo trasversale variabile con la profondità secondo la legge:

$$G(z) = G_0 \left( 1 + \alpha \frac{z}{H} \right)^{2m} \quad (4.29)$$

La velocità delle onde di taglio cresce con la profondità  $z$  secondo la legge:

$$V(z) = V_0 \left( 1 + \alpha \frac{z}{H} \right)^m \quad (4.30)$$

Con  $G_0$  e  $V_0$  si indicano rispettivamente il modulo e la velocità delle onde  $S$  in prossimità della superficie.

Il grado di eterogeneità del terreno dipende quindi dalle variabili  $\alpha$  e  $m$ , la cui combinazione di valori può interpretare l'andamento medio della rigidità per terreno alluvionali soffici, purchè la variazione delle proprietà fisico meccaniche del sottosuolo sia regolare rispetto alla profondità.

Per il caso di variazione lineare della velocità delle onde di taglio con la profondità ( $m = 1$ ) si ha che il coefficiente  $\alpha$  esprime il rapporto di eterogeneità  $V_H/V_0$ :

$$\frac{V_H}{V_0} = 1 + \alpha \quad (4.31)$$

dove  $V_H$  è la velocità delle onde  $S$  in prossimità del substrato.

La soluzione analitica dell'equazione del moto permette di dedurre le forme di oscillazione  $U_n$  ed i periodi naturali  $T_n$  per ogni modo.

La figura 4.9 mostra le forme di oscillazione  $U_n$  dei primi 4 modi di vibrazione, per diversi valori del rapporto  $V_H/V_0$ . Nei grafici vengono riportate anche le forme di oscillazione per il caso di sottosuolo omogeneo, corrispondente a  $V_H/V_0 = 1$  ( $\alpha = 0$ ). Dalla figura si nota che la

presenza delle eterogeneità provoca una sostanziale modifica delle forme di oscillazione rispetto al caso di sottosuolo omogeneo. Se  $V_H/V_0$  aumenta, l'ampiezza degli spostamenti delle forme modali si riduce marcatamente con la profondità, infatti i valori massimi si concentrano nella zona più superficiale del deposito.

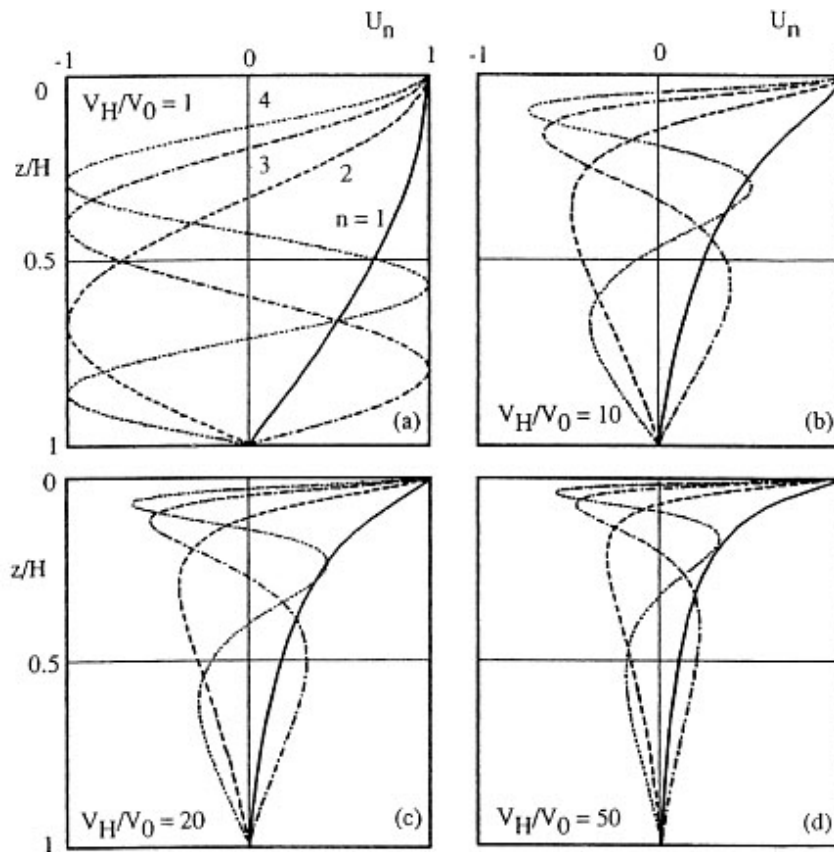


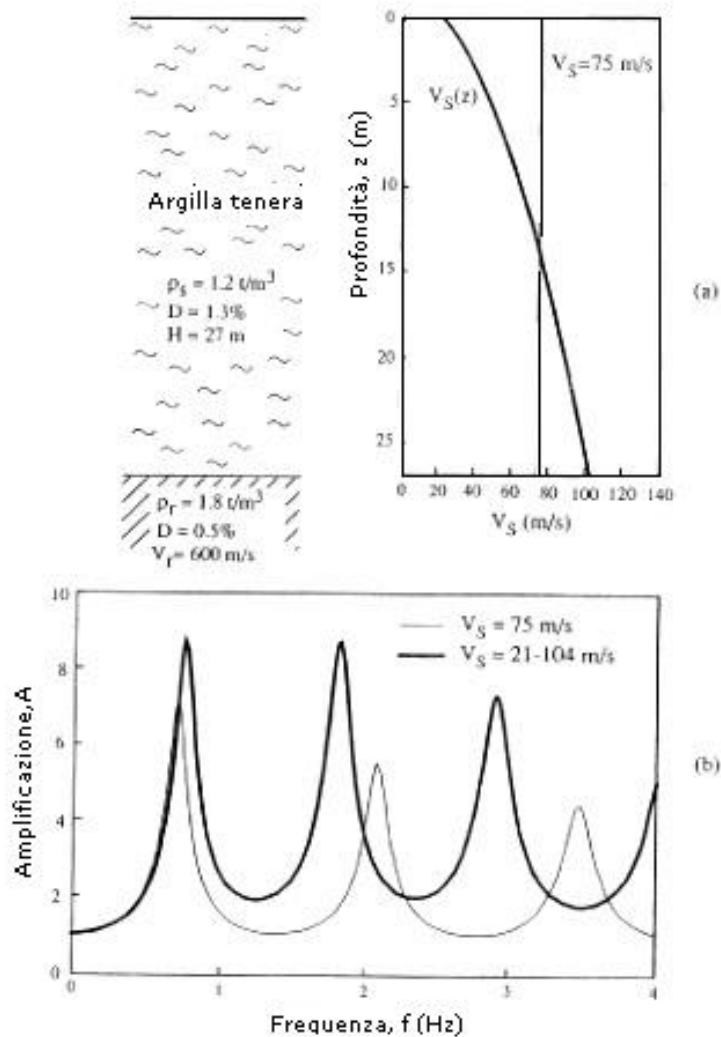
Figura 4.9: Funzioni di forma per  $m=1$  (da Vinale e Simonelli, 1983).

Accoppiando la soluzione generale dell'equazione del moto nel dominio delle frequenze  $u(z, \omega)$ , con le condizioni al contorno è possibile esplicitare lo spostamento  $u(0, \omega)$  della superficie libera e rapportarlo allo spostamento della base  $u(H, \omega)$ , ottenendo così la funzione di trasferimento  $H(\omega)$  (Gazetas, 1982):

$$H(\omega) = \frac{2q}{(-0.5+q)(1+\alpha)^{-0.5-q} + (0.5+q)(1+\alpha)^{-0.5+q}} \quad (4.32)$$

dove  $q$  è il parametro adimensionale complesso.

L'eterogeneità del banco superficiale ha influenza anche sulla funzione di amplificazione, come si può notare nell'esempio dell'analisi della risposta delle argille tenere di Città del Messico. In questo caso il banco è caratterizzato da una distribuzione variabile della velocità con la profondità (20 m/s in superficie, 100 m/s alla base del deposito). La figura 4.10 mostra la funzione di amplificazione relativa al modello eterogeneo confrontata con quella relativa al caso di sottosuolo omogeneo (con velocità costante pari a 75 m/s).



**Figura 4.10: Caso di Città del Messico: profili di velocità (a) e confronto tra funzioni di amplificazione (b) relative alle ipotesi di sottosuolo omogeneo ed eterogeneo. (Lanzo e Silvestri, 1999)**

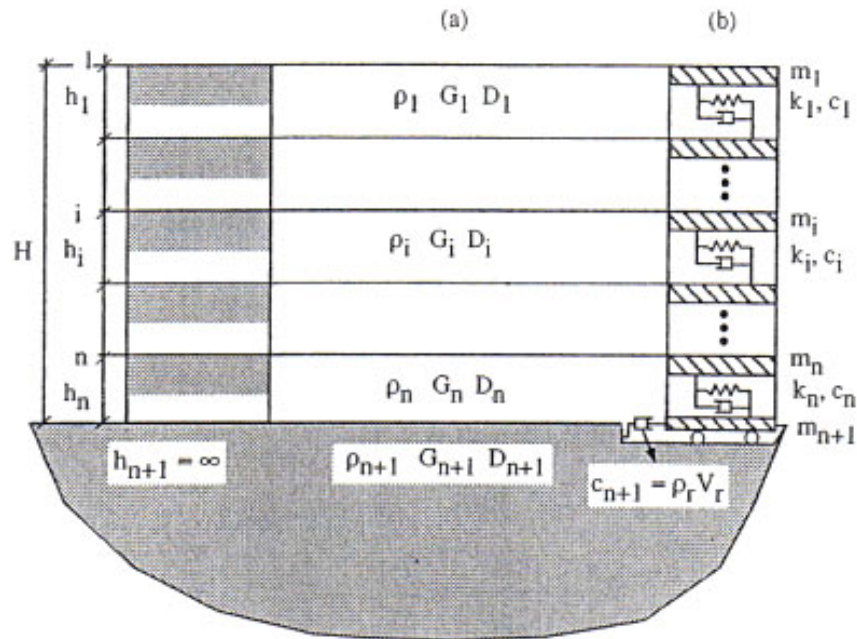
Il confronto mostra che l'effetto dell'eterogeneità del terreno sulla funzione di amplificazione si traduce in un avvicinamento delle frequenze fondamentali del deposito e in un aumento dei picchi di amplificazione, rispetto al caso di sottosuolo omogeneo. Pertanto considerare come omogeneo uno strato con proprietà di rigidità in aumento con la profondità può provocare



una sottostima anche notevole degli effetti di amplificazione del moto sismico (Lanzo e Silvestri, 1999).

#### 4.3.2.2 Eterogeneità del terreno: trattazione del mezzo stratificato

##### Modello a strati continui



**Figura 4.11: Sottosuolo stratificato discretizzato in strati continui (a) e masse concentrate (b) (Lanzo e Silvestri, 1999).**

La figura 4.11 mostra la schematizzazione del terreno utilizzata in questo modello (cioè un mezzo continuo multistrato, in cui ogni strato è assunto omogeneo ed a comportamento viscoelastico lineare). Ogni strato è caratterizzato da questi parametri: spessore  $h_i$ , densità  $\rho_i$ , modulo di taglio  $G_i$  e fattore di smorzamento  $D_i$ , legati dalla relazione:

$$D_i = \frac{\eta_i \omega}{2G_i} \quad (4.33)$$

Per ottenere la previsione del moto del sistema si parte dall'equazione differenziale di equilibrio dinamico che governa il fenomeno della propagazione delle onde in ogni strato omogeneo:

$$\rho_i \frac{\delta^2 u_i}{\delta t^2} - \eta_i \frac{\delta^3 u_i}{\delta t \delta z^2} - G_i \frac{\delta^2 u_i}{\delta z^2} = 0 \quad (4.34)$$

dove con  $z$  si indica la coordinata locale nel generico strato ( $0 \leq z \leq h_i$ ).

Lo spostamento di un generico punto  $u_i(z,t)$  si può scrivere come (Lanzo 1999):

$$u_i(z,t) = A_i e^{j(k_i^* z + \omega t)} + B_i e^{-j(k_i^* z - \omega t)} \quad (4.35)$$

in cui  $A_i$  e  $B_i$  sono le ampiezze delle onde che si propagano rispettivamente verso l'alto e verso il basso.

$A_i$  e  $B_i$  possono essere espresse come (Lanzo e Silvestri, 1999):

$$\begin{aligned} A_i &= a_i(\omega) A_1 \\ B_i &= b_i(\omega) B_1 \equiv b_i(\omega) A_1 \end{aligned} \quad (4.36)$$

dove  $a_i(\omega)$  e  $b_i(\omega)$  sono le funzioni di trasferimento delle componenti ascendente e discendente, dalla superficie allo strato  $i$ -esimo. Introducendo queste espressioni nella 4.35 si può esprimere la funzione spostamento  $u(z,t)$ .

La funzione di trasferimento  $H_{ik}(\omega)$ , che esprime il rapporto tra le ampiezze di spostamento tra due qualsiasi livelli  $i$  e  $k$ , è data da :

$$H_{ij}(\omega) = \frac{A_k + B_k}{A_i + B_i} = \frac{a_k(\omega) + b_k(\omega)}{a_i(\omega) + b_i(\omega)} \quad (4.37)$$

Trattandosi di funzioni armoniche la (4.37) esprime anche la funzione di trasferimento di velocità e accelerazione tra strato e strato. Per  $K = 1$ ,  $i = n$ , la (4.37) fornisce, al variare di  $\omega$ , la funzione di amplificazione del moto sismico tra il substrato e la superficie libera di un profilo di sottosuolo diviso in strati omogenei.

## **4.4 Metodi per la stima degli effetti di sito**

La scelta di un metodo per la valutazione degli effetti di sito dipende dallo scopo dell'indagine. Le varie tecniche possono essere classificate secondo un criterio metodologico, a seconda che si utilizzi un approccio sperimentale, numerico, o empirico.

### **4.4.1 Metodi sperimentali**

Possono essere basati su differenti tipi di dati: osservazioni macrosismiche, registrazioni di microtremori, registrazioni di debole sismicità e accelerogrammi di registrazioni strong motion.

#### *4.4.1.1 Osservazioni macrosismiche*

Questo metodo viene utilizzato nel caso in cui un sito di interesse abbia già subito un terremoto distruttivo e che quindi siano disponibili dettagliate osservazioni macrosismiche: in questo caso una particolareggiata analisi dei dati, in rapporto alle mappe topografiche e geotecniche, può portare a una valutazione delle zone più colpite.

I dati macrosismici possono essere raccolti anche tramite questionari accuratamente preparati e distribuiti alla popolazione in seguito ad un evento sismico.

Comunque rimane la difficoltà di tradurre questi dati di intensità in parametri quantitativi: le indagini macrosismiche devono perciò essere integrate tramite l'uso di correlazioni empiriche tra variazioni di intensità e variazioni di pochi semplici parametri come l'accelerazione di picco, la velocità di picco e la durata.

I piani quotati permettono di rilevare anomalie del danneggiamento che potrebbero essere correlate con gli effetti di sito.

#### *4.4.1.2 Dati di microtremore*

Microsismi e microtremori sono termini utilizzati per indicare le vibrazioni del terreno causate da disturbi naturali o ambientali come vento, maree, traffico e impianti industriali. I microtremori vengono registrati per mezzo di sismometri con elevata sensibilità. Dopo il primo lavoro di Kanai (1990) si è più volte notato che la caratteristiche spettrali dei microtremori mostrano delle correlazioni con le condizioni geologiche al sito.

I microtremori possono essere utilizzati in tre modi diversi:

- *Spettri di microtremore*

Il modo più semplice consiste nel determinare le frequenze di picco dagli spettri medi assoluti. Diversi scienziati giapponesi hanno mostrato che le caratteristiche spettrali dei microtremori mostrano qualche correlazione con le condizioni geologiche al sito: per esempio microtremori con corto periodo ( $< 0.2$  s) indica la presenza di suolo rigido o roccia, mentre periodi maggiori indicano depositi soffici e spessi. I dati di microtremore usati in questo modo forniscono un indice qualitativo delle caratteristiche del terreno.

- *Rapporti spettrali*

I rapporti spettrali per le registrazioni di rumore sono analoghi a quelli proposti da Borchardt (1994) per le registrazioni dei terremoti. Questi rapporti sono affidabili solo quando l'origine del rumore è la stessa per tutti i siti studiati, compreso il sito di riferimento. Yamanaka et al. (1993) hanno trovato una buona corrispondenza con i rapporti dai dati di strong motion per periodi superiori a 5 s.

Comunque l'uso dei microtremori rimane discutibile per periodi inferiori: per esempio Gutierrez & Singh (1992) hanno ottenuto un accordo qualitativo ma un significativo scarto quantitativo con i rapporti di strong motion nell'area di Acapulco

- *Rapporto spettrale H/V*

Il rapporto H/V (cioè il rapporto tra lo spettro di Fourier delle componenti orizzontale e verticale dei microtremori) è stato introdotto nei primi anni settanta da molti scienziati giapponesi (Nogoshi & Igarashi, 1971; Shiono et al., 1979; Kobayashi, 1980). Essi hanno studiato il suo significato fisico e hanno mostrato che il rapporto H/V è correlato con la traiettoria ellittica delle onde di Rayleigh. Così hanno concluso che tale rapporto può essere usato per identificare la frequenza fondamentale dei terreni soffici, osservando che la componente verticale del moto dell'onda di Rayleigh svanisce pressoché sistematicamente in prossimità della frequenza fondamentale di risonanza delle onde S.

Nakamura (1989) ha affermato, sulla base di argomentazioni qualitative, che questo rapporto consente di ottenere una stima affidabile della risposta del sito alle onde S, fornendo una stima non solo della frequenza di risonanza ma anche dell'amplificazione corrispondente. Sebbene

la spiegazione qualitativa di Nakamura appaia quantomeno discutibile, vari set di dati sperimentali confermano che questi rapporti sono molto più stabili dello spettro grezzo del rumore (Bard, 1999). Inoltre, sui siti con suoli soffici, mostrano chiaramente un picco che è ben correlato con la frequenza fondamentale di risonanza. Tali osservazioni sono supportate da svariati studi teorici. In conclusione si può notare che il metodo di Nakamura permette di ottenere, molto semplicemente, la frequenza fondamentale di risonanza, ma fallisce per le armoniche superiori e per l'ampiezza del picco, che è alquanto diversa da quella misurata sui rapporti spettrali (Bard, 1999).

#### *4.4.1.3 Dati weak motion*

I dati di weak motion sono le registrazioni di eventi sismici, naturali o artificiali, di bassa o moderata intensità (terremoti di bassa magnitudo, aftershock di eventi maggiori, esplosioni di mine, test nucleari). Questi dati sono registrati dai classici strumenti digitali ad alta sensibilità, identici a quelli usati dai sismologi per studi di microsismicità e studi sismotettonici.

Come sottolineato da Field & Jacob (1995) la più grande difficoltà nell'utilizzo di queste registrazioni è rimuovere gli effetti della sorgente e del percorso. Sono stati proposti molti metodi per il raggiungimento di questo obiettivo. Questi possono essere divisi in due principali categorie a seconda se necessitano o meno di un sito di riferimento rispetto al quale vengono calcolati gli effetti agli altri siti.

- *Tecniche con sito di riferimento*

La procedura più comune consiste nel confrontare le registrazioni di siti vicini tra loro (dove gli effetti della sorgente e del percorso sono considerati identici) tramite rapporti spettrali. Questi rapporti spettrali costituiscono una stima affidabile della risposta di sito se il sito di riferimento è privo di effetti di fenomeni di amplificazione.

- *Tecniche senza sito di riferimento*

Nella tecnica precedente, gli effetti di sito sono stimati tramite un confronto con un sito di riferimento. Nella realtà non sono sempre disponibili siti di riferimento adeguati. Per questa

ragione sono stati sviluppati diversi metodi che non necessitano di un sito di riferimento. Sono stati proposti due tipi di tecniche.

- 1) La forma spettrale della sorgente e gli effetti dell'attenuazione possono essere stimati in funzione di pochi parametri. Questi possono essere la frequenza angolare, il momento sismico, il fattore di qualità  $Q$ , il termine di attenuazione di campo vicino o la massima frequenza di cut-off. La risposta al sito può essere stimata con uno schema di inversione generalizzata dell'attenuazione (Boatwright et al., 1991b): questo procedimento, sviluppato da Field & Jacob (1995) è chiamato *inversione parametrizzata*. Sebbene questi metodi siano stati dapprima proposti per eliminare gli effetti di sito e per migliorare le stime delle caratteristiche della sorgente e del percorso, possono anche essere usate per stimare gli effetti di sito (Bard, 1999).
  
- 2) Un'altra semplice tecnica consiste nel considerare il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e quella verticale delle onde di taglio. Questa tecnica è la combinazione del metodo "*receiver-function*" di Langston (1979) per determinare la distribuzione della velocità nella crosta. La semplicità e i bassi costi rendono il metodo molto interessante.  
È stato applicato per la prima volta alle onde S ottenute da tre terremoti in Messico da Lermo e Chavez-Garcia (1993). Queste registrazioni mostrano interessanti similitudini tra i rapporti spettrali classici e gli HVSR, con una buona corrispondenza sia per la frequenza e l'ampiezza dei picchi di risonanza. La stessa tecnica è stata applicata a vari set di dati weak e strong motion, da cui sono state ricavate varie conclusioni.
  - La forma dell'HVSR mostra una stabilità sperimentale molto buona.
  - È ben correlata alla geologia della superficie, ed è poco sensibile agli effetti della sorgente e del percorso.
  - I confronti con i rapporti spettrali classici (incluse registrazioni di superficie e in down-hole), così come con i calcoli teorici 1D danno un buon accordo.

#### *4.4.1.4 Dati strong-motion*

Lo sviluppo di array per la registrazione dello strong-motion ha reso possibile, almeno per grandi città come Los Angeles, Tokyo o Città del Messico, applicare i metodi descritti per i dati di weak-motion ai dati di strong-motion. In questi casi, non ci sono dubbi sull'attendibilità e l'applicabilità dei risultati: nelle registrazioni sono inclusi anche gli effetti non lineari (Bard, 1999). In aree urbane, come Città del Messico, in cui la rete dello strong-motion viene attivata in media una volta all'anno, sono state sviluppate diverse tecniche specifiche che permettono di derivare strumenti empirici affidabili e dettagliati per la microzonazione. Questi possono essere usati per progetti ingegneristici e di pianificazione urbanistica.

Il problema principale è la reperibilità dei dati in quanto i terremoti forti, ad un dato sito, non sono frequenti.

#### **4.4.2 Metodi numerici**

Quando le caratteristiche geotecniche del sito o dell'area sono note, gli effetti di sito possono essere ricavati con analisi numeriche. I prerequisiti per una sufficiente conoscenza geotecnica implicano che tale analisi della risposta di sito venga fatta localmente, perché la densità di perforazioni e di informazioni geotecniche in alcune grandi città può non essere sufficiente da permettere una zonazione di aree ampie. Tale approccio, comunque, richiede una conoscenza in profondità sia dei modelli analitici che degli schemi numerici che vengono utilizzati. Quando queste informazioni sono scarse, può capitare che analisi numeriche sofisticate portino a risultati meno affidabili rispetto ad approssimazioni più semplici, ma più robuste. (Bard, 1999).

#### 4.4.2.1 Metodi semplici

I metodi semplici sono affidabili solo per la stima dell'amplificazione su suoli soffici. Per quanto riguarda gli effetti della topografia di superficie, la loro comprensione non è ancora tale da giustificare l'utilizzo di queste tecniche, anche se alcune possono essere attendibili per studi parametrici.

- *Formule semplificate*

L'amplificazione su suoli soffici è correlata agli effetti di risonanza, che nel dominio della frequenza compaiono come picchi nella funzione della trasformata di Fourier. Dato che gli effetti maggiori si verificano alla frequenza fondamentale, le formule semplificate sono volte alla stima del periodo fondamentale del suolo,  $T_0$  e alla corrispondente amplificazione  $A_0$ .

Una semplice stima di questi due parametri è infatti possibile solo per i siti la cui struttura può essere approssimata ad un solo strato posto su substrato rigido, per cui vale la relazione:

$$f_0 = \beta_1 / 4h \quad (\text{frequenza fondamentale}) \quad (4.38)$$

$$f_n = (2n + 1) * f_0 \quad (\text{armoniche}) \quad (4.39)$$

dove  $\beta_1$  è la velocità delle onde S nello strato superficiale,  $H$  è lo spessore e  $n$  indica l'ordine delle armoniche.

L'ampiezza del picco fondamentale può essere ricavato da:

$$A_0 = 1 / (1/C + 0.5 \pi \zeta_1) \quad (4.40)$$

Dove  $C = \rho_2 * \beta_2 / \rho_1 * \beta_1$  è il contrasto di impedenza nello strato superficiale,  $\rho_i$  è la densità del mezzo, e  $\zeta_1$  lo smorzamento del materiale dei sedimenti.

Queste formule mostrano che la stima di  $T_0$  è relativamente semplice, dato che sono necessari solo la velocità e lo spessore dello strato superficiale, mentre la stima di  $A_0$  richiede anche la conoscenza della velocità del substrato e dello smorzamento del sedimento.



Per siti con una struttura tabulare multi-strato i calcoli manuali possono fornire delle stime soddisfacenti del periodo fondamentale  $T_0$ , utilizzando per esempio le formule date da Dobry et al (1976), riassunte in Tabella I. Considerando questa tabella, la formula (3), che è spesso usata e che consiste in una semplice somma dei periodi naturali di ciascuno strato considerato separatamente, è la peggiore perché sovrastima molto i periodi reali. La migliore stima è quella che si ottiene con la formula (5), basata sul procedimento di Rayleigh per stimare la forma del modo fondamentale. Comunque anche i metodi che usano le medie pesate delle velocità (1) o delle rigidità e densità (2) forniscono, in condizioni normali, una stima semplice e soddisfacente. Ciononostante falliscono completamente nel caso in cui ci sia un sottile strato soffice in profondità, incassato tra strati più spessi e rigidi.

Non sembra esistere nessuna formula approssimata che fornisca un'affidabile stima dell'amplificazione fondamentale  $A_0$  in siti con stratificazione orizzontale. Come già menzionato per il modello mono-strato, questa formula implicherebbe molti parametri, come lo smorzamento, la velocità delle onde S e lo spessore di ciascuno strato. È stato proposto che la formula (2) può essere utile per calcolare un limite superiore di  $A_0$ , usando il contrasto di impedenza tra gli strati superficiali più soffici e le formazioni profonde più rigide, e lo smorzamento superficiale; ma questo metodo è molto grezzo e può portare a sovrastime ed errori.

Method	Description	Mathematical Formulation	Comments
1	Weighted average of S wave velocities	$\bar{V} = \left( \sum_{i=1}^{i=n} V_i H_i \right) / H$ $T_0 \approx T_1 = 4H / \bar{V}$	<p>Slight mean overestimating: 10 to 15%</p> <p>Precision: about 30%</p> <p>Limitation: no important velocity jump between two contiguous layers <math>V_i/V_{i+1} &gt; 0.5</math> and <math>&lt; 1.5</math>.</p>
2	Weighted average of shear moduli and densities	$\bar{G} = \left( \sum_{i=1}^{i=n} G_i H_i \right) / H ;$ $\bar{\rho} = \left( \sum_{i=1}^{i=n} \rho_i H_i \right) / H$ $T_0 \approx T_2 = 4H / \sqrt{\bar{G} / \bar{\rho}}$	<p>Very slight mean overestimation: 5%</p> <p>Precision : about 30%</p>
3	Sum of natural periods of each layer	$T_0 \approx T_3 = \sum_{i=1}^{i=n} 4H_i / V_i$	<p>Large mean overestimation: 25 to 30%</p> <p>Precision: about 40%</p>
4	Linear approximation of the fundamental modal shape	$\omega_4^2 = \left( 3 \sum_{i=1}^{i=n} V_i^2 H_i \right) / H^3$ $T_0 \approx T_4 = 2\pi / \omega_4$	<p>Very slight underestimation: 5%</p> <p>Precision: 25 to 30%</p>
5	Simplified version of Rayleigh approach	$X_{i-1} = X_i + \frac{z_i + z_{i-1}}{V_i^2} H_i ;$ $X_n = 0$ $\omega_5^2 = \frac{4 \sum_{i=1}^{i=n} \frac{(z_i + z_{i-1})^2}{V_i^2} H_i}{\sum_{i=1}^{i=n} (X_i + X_{i+1})^2 H_i} ;$ $T_0 \approx T_5 = 2\pi / \omega_5$	<p>No bias</p> <p>Precision: about 5%</p> <p>No limitation</p>

**Tabella I: Metodi approssimati per la stima del periodo fondamentale  $T_0$  di un suolo orizzontalmente stratificato (Bard, 1999).**

- *Analisi semplici al computer: analisi 1-D di colonne di suolo*

Esistono alcuni semplici metodi analitici che permettono il calcolo della risposta ad un determinato sito, solo con l'aiuto di un pc. Tra questi, il più largamente usato si basa sulla teoria delle riflessioni multiple delle onde S in depositi orizzontali stratificati. È conosciuto come "analisi 1-D di colonne di suolo".

La colonna è eccitata da un'onda S, con incidenza verticale, e corrispondente allo scuotimento alla superficie del substrato, rappresentativo di quello che potrebbe accadere nell'area. I parametri specifici richiesti da questa analisi sono la velocità delle onde di taglio, la densità, il

fattore di smorzamento e lo spessore di ciascun strato. Questi parametri possono essere ottenuti sia da misure in sito che da perforazioni e successive analisi di laboratorio, o da relazioni approssimate note che fanno uso di altri parametri geotecnici come il valore di SPT dello standard penetration test.

Queste analisi possono essere effettuate sia considerando un comportamento lineare che non lineare del terreno. In quest'ultimo caso, la non linearità è spesso approssimata dal metodo della "linearità equivalente" che usa una procedura iterativa per adattare i parametri del suolo (per esempio rigidità e smorzamento) alla deformazione reale a cui il terreno è sottoposto.

#### *4.4.2.2 Metodi avanzati*

Sebbene tutti i rimanenti metodi numerici abbiano la stessa base, cioè l'equazione d'onda, sono stati proposti diversi metodi per studiare i vari aspetti degli effetti di sito, che coinvolgono fenomeni complessi. Per esempio, si possono considerare i vari tipi dei campi d'onda incidenti (campo vicino, campo lontano, onde di volume, onde superficiali); la geometria della struttura può essere 1-D, 2-D o 3-D; il comportamento meccanico dei materiali può comprendere molti parametri (visco-elasticità, comportamento non lineare, mezzi saturi...).

L'applicazione di routine dei modelli numerici per la valutazione degli effetti di sito ha portato a sollevare alcune questioni (Bard, 1999):

- Fino a poco tempo fa, i modelli numerici erano stati testati solo raramente in modo obiettivo per determinare la loro capacità di prevedere gli effetti reali. Infatti, i confronti tra osservazioni e calcoli teorici erano sempre stati effettuati a posteriori, per cui gli studiosi sapevano cosa cercare.
- I metodi numerici possono essere applicati solo per casi limitati. Il loro utilizzo al di fuori del loro campo di applicabilità può portare a stime sbagliate.
- Anche quando i metodi sono usati correttamente, il loro costo potrebbe essere alto, ben maggiore del costo che si avrebbe con mezzi strumentali. Infatti richiedono dettagliate indagini geotecniche o geofisiche per ricavare le proprietà costitutive necessarie come parametri di input.

In ogni stima numerica della risposta di sito, è necessario specificare non solo il tipo di approccio numerico adottato, ma anche i dettagli che riguardano la sua specifica applicazione al sito preso in esame.

Inoltre la responsabilità dell'incertezza nella previsione non è solo dei calcoli effettuati, ma è strettamente correlata all'interpretazione dei sondaggi geotecnici e geofisici. Field & Jacob (1993a) hanno eseguito uno studio per analizzare l'incertezza nelle stime teoriche della risposta di sito, dovute solo all'incertezza dei parametri geotecnici. Essi hanno constatato che le incertezze nei parametri di input portano ad un elevato grado di variabilità nelle previsioni numeriche. Più precisamente, la gran parte della variabilità risulta essere la conseguenza di assunzioni approssimative sulla velocità delle onde di taglio e sullo spessore dello strato superiore sottile. Inoltre si è notato che ci sono sostanziali discrepanze tra i valori ricavati in sito tramite test in cross-hole e down-hole, e i valori di laboratorio ottenuti per mezzo di campioni indisturbati. Come conseguenza, Field & Jacob (1993a) hanno concluso che, per “studi sulla risposta di sito che si basano esclusivamente su previsioni teoretiche con base geotecnica, è importante riconoscere la variabilità risultante dalle incertezze nei parametri di input e tenerne conto”. Questo suggerisce la necessità di considerare diversi sondaggi indipendenti, che aumentano considerevolmente i costi delle analisi numeriche della risposta di sito.

#### **4.4.3 Metodi empirici**

Gli effetti dei sedimenti soffici sulla risposta di sito sono stati osservati spesso. Il grande numero di osservazioni ha permesso ai ricercatori di sviluppare delle relazioni empiriche tra la geologia di superficie e le varie misure del moto sismico. Queste relazioni, derivate da particolari set di dati, dove sono disponibili sia registrazioni dei terremoti che informazioni sulla geologia superficiale, vengono poi applicate ad altre situazioni, dove è nota solo la geologia superficiale.

##### *4.4.3.1 Geologia / Aumento di intensità*

Sono state proposte diverse relazioni empiriche (riassunte in tabella II) tra la geologia superficiale e le misure del moto sismico (Medvedev, 1962; Evernden & Thomson, 1985; Astroza & Monge, 1991). La relazione di Medvedev, in particolare, è stata molto utilizzata nei paesi dell'Europa dell'Est per studi di microzonazione, mentre quella di Evernden &

Thomson, (1985) è fortemente adottata nel mondo occidentale per studi di scenario. Sebbene ciascuna di queste relazioni sia basata sui dati raccolti in una particolare zona del mondo (California, Cile, Giappone, Asia centrale) esse sono abbastanza coerenti l'una con l'altra, se si tengono in dovuta considerazione le differenze tra la scala JMA e le scale MM o MSK. Per questo si pensa che siano applicabili in ogni parte del mondo. Questo approccio attualmente è applicato per stabilire scenari di danni dovuti ai terremoti, dato che la maggior parte delle curve di fragilità per le costruzioni o altre strutture è data in funzione dell'intensità.

Geological unit	Intensità Increments
<b>Medvedev (1962)</b>	<b>(MSK scale)</b>
Granites	0
Limestones, sandstones, shales	0.2 – 1.3
Gypsum, marl	0.6 – 1.4
Coarse-material ground	1 – 1.6
Sandy ground	1.2 – 1.8
Clayey ground	1.2 – 2.1
Fill	2.3 – 3
Moist ground	1.7 – 2.8
Moist fill and soil ground	3.3 – 3.9
<b>Evernden and Thomson (1985)</b>	<b>(MM scale)</b>
Granitic and metamorphic rocks	0
Paleozoic rocks	0.4
Early Mesozoic rocks	0.8
Cretaceous to Eocene rocks	1.2
Undivided Tertiary rocks	1.3
Oligocene to middle Pliocene rocks	1.5
Pliocene-Pleistocene rocks	2.0
Tertiary volcanic rocks	0.3
Quaternary volcanic rocks	0.3
Alluvium (water table < 30ft)	3.0
(100ft < water table)	1.5
(others)	2.0
<b>Kagami et al. (1988)</b>	<b>(JMA scale)</b>
Talus	0
Andesite	0
Gravel	0.2
River deposits	0.4
Volcanic ash	0.5
Sandy silt	0.7
Clayey silt	0.8
Silt	1.0
peat	0.9
<b>Astroza and Monje (1991)</b>	<b>(MM scale)</b>
0	0
1.5 – 2.5	1.5 – 2.5
0.5 – 1	0.5 – 1
1 – 2	1 – 2
-2.5	2.5

**Tabella II: correlazione tra la geologia superficiale e gli incrementi di intensità, secondo vari autori.  
(Riprodotta da TC4-ISSMGE, 1999)**

#### 4.4.3.2. Geologia / Amplificazione

L'intensità macrosismica è un descrittore dello scuotimento poco coerente, perciò sono stati fatti molti tentativi per derivare relazioni quantitative più precise tra la geologia di superficie e l'amplificazione locale. Molte di queste sono mostrate in Tabella III. Il loro confronto, comunque, non dà risultati chiari, dato che i fattori locali di amplificazione non sono misurati tutti allo stesso modo:

- Borchardt & Gibbs (1976) usano l'amplificazione spettrale orizzontale media (AHSA), con riferimento al granito, nell'intervallo di frequenza 0.5 – 2.5 Hz;
- Shima (1978) usa il rapporto degli scuotimenti di picco nell'intervallo di frequenza 0.1 – 2.5 Hz in riferimento ad un suolo sabbioso-argilloso;
- Midorikawa (1987) lo scuotimento medio nell'intervallo di frequenza 0.4 – 5 Hz in riferimento a rocce pre-terziarie.

Geological unit	Relative amplificatio factor
<b>Borchert and Gibbs (1976)</b>	
Bay mud	11.2
Alluvium	3.9
Santa Clara Formation	2.7
Great valley sequenze	2.3
Franciscan Formation	1.6
Granite	1.0
<b>Shima (1978)</b>	
Peat	1.6
Humus soil	1.4
Clay	1.3
Loam	1.0
Sand	0.9
<b>Midorikawa (1987)</b>	
Holocene	3.0
Pleistocene	2.1
Quaternary volcanic rocks	1.6
Miocene	1.5
Pre-tertiary	1.0

**Tabella III: Correlazioni tra la geologia superficiale il relativo fattore di amplificazione, secondo vari autori. (Riprodotta da TC4-ISSMGE, 1999).**

Alcune di queste relazioni sono state ottenute da siti in cui erano disponibili dati dettagliati di intensità (San Francisco). Questo ha permesso a Borchardt & Gibbs (1976) di sviluppare delle relazioni empiriche tra l’AHSA nell’intervallo di frequenza 0.25 – 3.0 Hz ( $AHSA_{0.25-3.0}$ ), e l’incremento d’intensità (nella Scala Mercalli Modificata)  $\Delta I_{MM}$ :

$$\Delta I_{MM} = 0.214 + 2.12 \log (AHSA_{0.25-3.0}) \quad (4.41)$$

#### 4.4.3.3 Geologia superficiale / spettro di risposta

##### *Leggi empiriche di attenuazione*

Dalle registrazioni disponibili di strong-motion, sono state ricavate molte leggi empiriche di attenuazione. Queste relazioni mettono in relazione un parametro di scuotimento ( $pga$ ,  $pgv$ ,  $S_a$ , durata, intensità di Arias, ecc) alla magnitudo e alla distanza di un evento sismico, e spesso tengono anche conto di un parametro di sito. Spesso questo parametro di sito è semplicemente un descrittore binario come “roccia” e “suolo”. Solo raramente il sito è caratterizzato geologicamente in modo più dettagliato, per esempio con la distinzione tra depositi sottili e spessi, o con valori della  $V_s$ : la ragione è che le informazioni dettagliate, in siti con registrazioni di strong-motion, vanno perse.

Nel mondo sono stati fatti sforzi significativi per colmare questa lacuna: l’esempio più calzante è la rete K-NET installata in Giappone dopo il terremoto di Kobe, per la quale sono stati scavati pozzi di 20 m a ciascuno dei mille siti che la compongono, da cui sono stati ricavati i profili di velocità delle onde P e S.

In questo modo è possibile modificare i parametri di scuotimento in accordo con la geologia del sito. Comunque queste modifiche sono basate su classificazioni molto grossolane dei suoli e su studi statistici che, in pratica, tendono a smussare i valori estremi. Perciò tale approccio potrebbe portare a pericolose sottostime dell’amplificazione ai siti sensibili. Al contrario, c’è una significativa probabilità di sovrastimare lo scuotimento ai siti poco sensibili (Bard, 1999).

## 5. ANALISI DEI DATI

### 5.1 Introduzione

Lo scopo del lavoro è la caratterizzazione di alcuni siti della Rete Accelerometrica Nazionale, mediante la valutazione della risposta sismica locale. I siti da analizzare sono stati scelti in base ai dati disponibili per ciascuno di essi. In particolare erano necessarie informazioni geologiche e geofisiche che sono state ricavate rispettivamente dai profili stratigrafici e dai profili di velocità (ottenuti tramite indagini cross-hole e down-hole). L'altro criterio importante per la scelta di un sito era la presenza di registrazioni strong motion, acquisite dalle stazioni accelerometriche. In questo modo sono stati selezionati 45 siti con postazione accelerometrica, che possedevano uno di questi requisiti o entrambi. La tabella 5.1 mostra l'elenco dei siti (raggruppati per regione) e il tipo di informazione disponibile per ciascuno di essi. In particolare sono riportate la sigla della stazione, le coordinate, il tipo di prova geofisica, se disponibile, e il numero delle registrazioni strong motion disponibili.

Lo studio delle stazioni è stato eseguito in quattro fasi:

1. Redazione di una carta geologica di dettaglio per ciascuna stazione;
2. Analisi delle stratigrafie e dei profili di velocità delle onde di taglio;
3. Analisi delle registrazioni strong motion;
4. Valutazione della risposta sismica locale attraverso l'applicazione di modelli teorici 1-D (Haskell-Thomson) e dei rapporti spettrali delle componenti orizzontali e verticali (HVSR).

Nel prossimo paragrafo si procederà alla descrizione dettagliata delle fasi di analisi dei dati, utilizzando come esempio lo studio eseguito sulla stazione di Garigliano, situata nella regione Campania. I risultati relativi alle altre stazioni sono invece riportati nel capitolo 7.

SITO	SIGLA	lat (WGS84)	long (WGS84)	Prova geofisica	n° registrazioni
<b>Abruzzo</b>					
Chieti	CHT	42.369828	14.147809	Sismica a rifrazione	21
Valle dell'Aterno	AQV	42.377222	13.343889	CH	16
<b>Basilicata</b>					
Brienza	BRN	40.4719444	15.634444	CH	5
Rionero in Vulture	RNR	40.927248	15.668799	CH	3
Tricarico	TRR	40.619071	16.156220	CH	3
<b>Campania</b>					
Auletta	ALT	40.5561070	15.394932	CH	2
Arienzo	ARN	41.0269310	14.468894	CH	5
Bagnoli Irpino	BGI	40.830860	15.068013	CH	2



Benevento	BNV	41.1170150	14.797453	CH	1
Bisaccia	BSC	41.009794	15.375982	CH	1
Calitri	CLT	40.898387	15.438577	CH	6
Garigliano	GRG	41.258311	13.832760	CH	3
Mercato San Severino	MRT	40.789459	14.762770	CH	3
Sturno	STR	41.020843	15.114993	CH	6
<b>Emilia Romagna</b>					
Cesena	CSN	44.137	12.241000	CH	1
Forlì	FOR	44.199	12.042000	CH	1
<b>Friuli</b>					
Buia	BUI	46.222046	13.090150	CH	7
Forgaria Cornino	FRC	46.221099	12.994472	CH	23
Forgaria San Rocco	SRCO	46.226376	12.998366	CH	8
Majano Prato	MAP	46.187022	13.069499	CH	3
Tarcento	TRC	46.226396	13.210102	CH	5
Tolmezzo	TLB	46.384996	12.981686	CH	6
<b>Marche</b>					
Ancona Palombina	ANP	43.6022222	13.474167	CH	8
Ancona Rocca	ANR	43.6211111	13.512778	CH	3
Colfiorito	CLF	43.035898	12.920538	DH	21
<b>Molise</b>					
San Giuliano di Puglia (A)	SGIUA	41.684	14.684000	DH	9
San Giuliano di Puglia (B)	SGIUB	41.688	14.963000	DH	10
<b>Puglia</b>					
Bovino	BVN	41.248601	15.342206	CH	1
Sannicandro	SNN	41.832817	15.571733	CH	3
San Severo	SSV	41.680033	15.385832	CH	3
Vieste	VSS	41.877556	16.165553	CH	2
<b>Toscana</b>					
Bagnone	BGN	44.3205556	9.990278	DH	1
Bibbiena	BBB	43.7094444	11.825833	DH	1
Dicomano	DCM	43.891235	11.518011	DH	-----
Fivizzano	FVZ	44.238247	10.131089	DH	-----
Piazza al Serchio	PZS	44.188549	10.288610	DH	-----
Pieve Santo Stefano	PVS	43.6688889	12.043889	DH	-----
San Casciano dei Bagni	SSC	42.874725	11.876788	DH	-----
San Sepolcro	SNS	43.567390	12.143375	DH	-----
<b>Umbria</b>					
Bevagna	BVG	42.932389	12.611056	CH	5
Gubbio piana	GBP	43.313816	12.589550	DH	14
Nocera Umbra	NCR	43.111583	12.784666	DH	25
Norcia	NOR	42.792	13.092	DH	41
Sellano est	SELE	42.889216	12.927975	DH	18
Sellano ovest	SELO	42.886210	12.921806	DH	35

**Tabella 5.1: Stazioni accelerometriche analizzate e dati correlati. Nella colonna ‘prova geofisica’ le sigle CH e DH significano rispettivamente cross-hole e down-hole.**

## 5.2 Carta geologica

La carta geologica è stata realizzata sovrapponendo la carta geologica alla scala 1:100.000 del Servizio Geologico d'Italia (foglio n°171), alla base topografica IGM della regione Campania alla scala 1:25.000 (digitalizzata e georeferenziata dall'APAT, disponibile in formato vettoriale), dopo aver uniformato il sistema di coordinate (ED 50-UTM). La carta mostra la geologia della zona per un'area di alcuni chilometri quadrati. Per quanto riguarda Garigliano la carta rappresenta un'area di circa 2.5 x 2.5 km per lato, alla scala 1:1.000 (figura 5.1). La carta riporta la posizione della stazione accelerometrica.

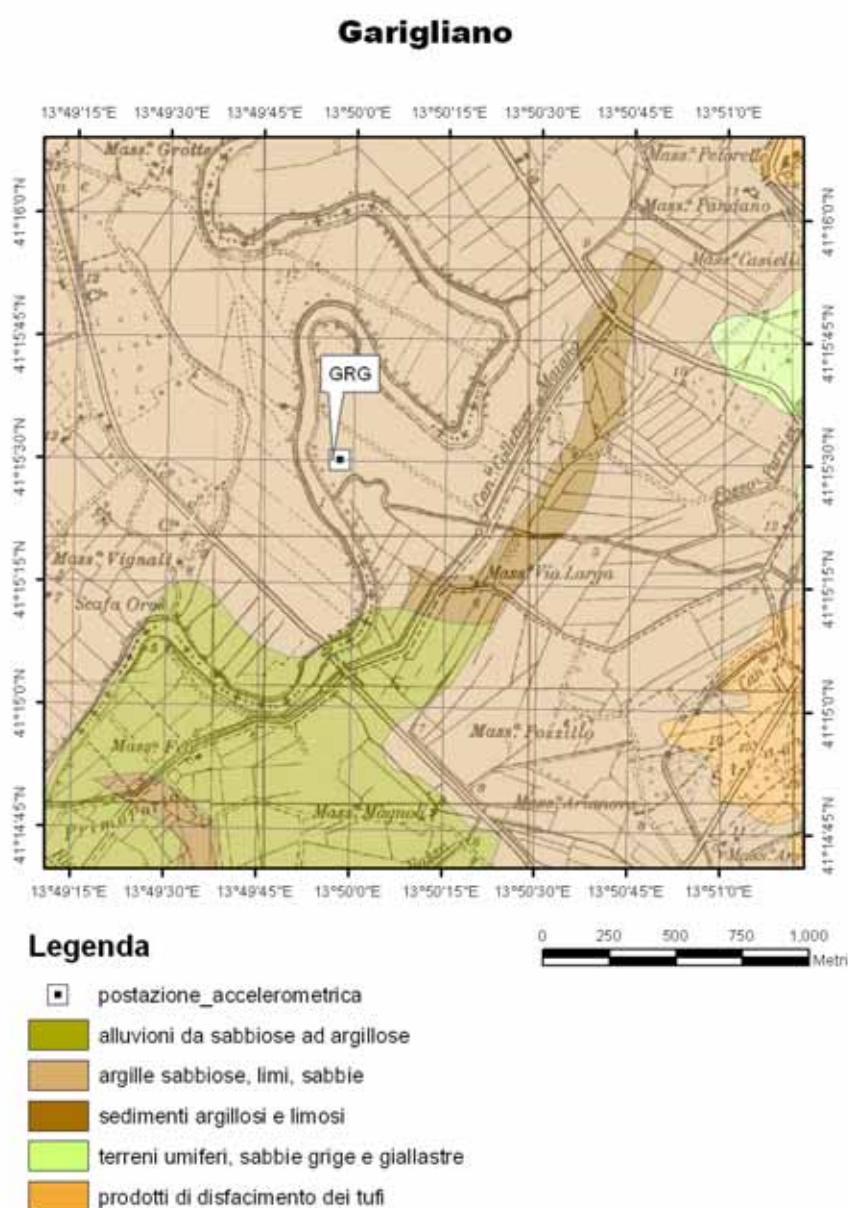


Figura 5.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

### 5.3 Analisi dei profili di velocità

La prima parte del lavoro è stata eseguita sui profili di velocità delle onde di taglio ( $V_s$ ), relativi a ciascuna stazione. La figura 5.2 mostra il profilo di  $V_s$  per la stazione di Garigliano, ottenuto da una prova cross-hole.

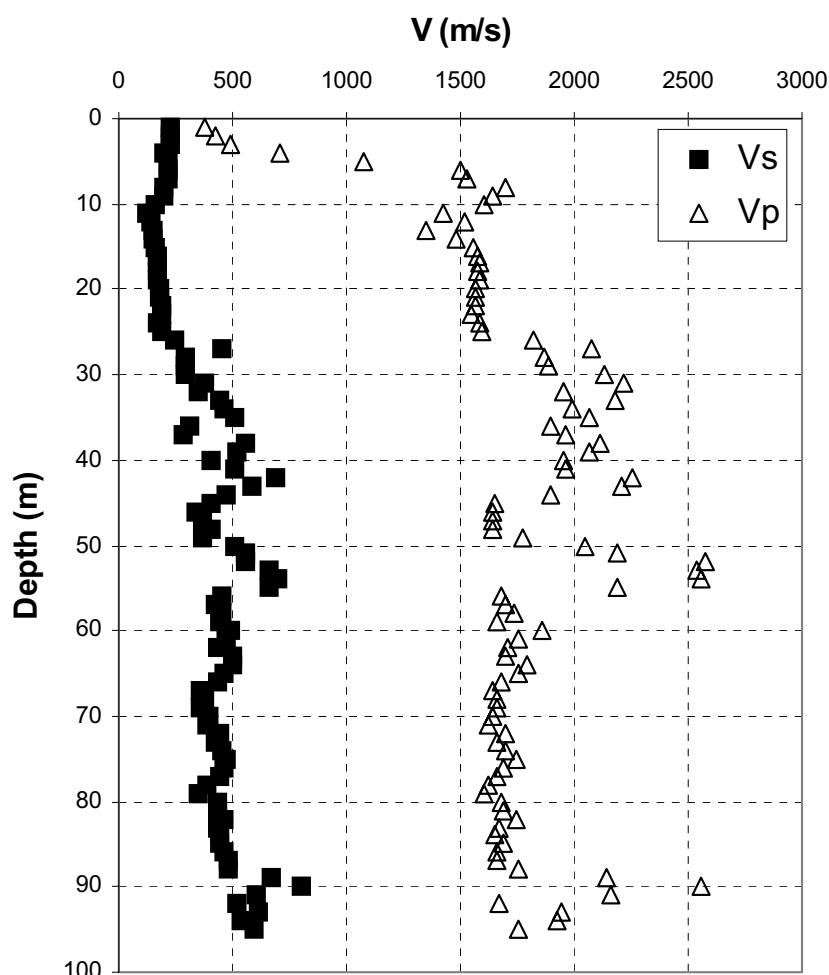


Figura 5.2: Profilo di velocità delle onde di taglio e delle onde di volume per la stazione di Garigliano (da ISMES).

Per prima cosa si è calcolata la velocità media delle onde di taglio nei primi trenta metri ( $V_{s,30}$ ), necessaria per la classificazione del sito secondo la normativa europea EC8 (paragrafo 3.3); inoltre è stata calcolata la velocità media delle onde di taglio degli strati posti al di sopra del substrato al substrato. La Tabella 5.2 riporta i valori di  $V_{s,30}$  calcolati per ogni stazione e la relativa classe di sito di appartenenza; i dati relativi al sito di Garigliano sono evidenziati in grigio.

SIGLA	Vs30 (m/s)	EC8	SIGLA	Vs30 (m/s)	EC8	SIGLA	Vs30 (m/s)	EC8
ANP	262.7	C	CHT	-----	-----	RNR	540	B
ANR	581	B	CLF	110	D	SSC	500	B
ARN	1160	E	DCM	898	A	SGIUA	-----	-----
ALT	1160	A	FVZ	-----	E	SGIUB	310	C
BGI	500	B	FRC	460	B	SNN	1350	A
BGN	636	B	SRCO	-----	A	SNS	310	C
BNV	760	B	FOR	290	C	SSV	416	B
BVG	200	C	GRG	203	C	SELE	500	B
BBB	287	C	GBP	220	C	SELO	540	B
BSC	1028	A	MAP	336	C	STR	380	B
BVN	410	B	MRT	540	B	TRC	-----	E
BRN	530	B	NCR	-----	E	TLB	504	B
BUI	250	C	NOR	400	C	TRR	490	B
CLT	520	B	PZS	480	B	AQV	500	B
CSN	540	B	PVS	580	B	VSS	510	B

**Tabella 5.2: Parametri riassuntivi delle stazioni (i dati relativi alla stazione di Garigliano sono evidenziati in grigio).**

## 5.4 Valutazione della risposta sismica locale

### 5.4.1 Calcolo della funzione di trasferimento teorica (modello 1-D)

Il calcolo della funzione di trasferimento del sito (FDT) è stato eseguito per mezzo del modello proposto da Haskell e Thomson (Haskell, 1953, Thomson 1950), che ipotizza la propagazione di onde SH incidenti verticalmente in un semispazio formato da strati piano – paralleli. Il funzionamento del software utilizzato per calcolare il modello 1-D è descritto nel paragrafo 6.1. Lo spessore degli strati e la Vs media di ciascuno strato vengono ricavati direttamente dal profilo stratigrafico, mentre i valori della densità e del fattore di qualità vengono dalla letteratura (Pergalani et al., 1999). Il modello relativo a Garigliano è mostrato in tabella 5.3.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
26	17.7	185.8	12.5
17	19.6	430.2	25
6	19.6	391.8	25
6	19.6	606	25
11	19.6	461.3	25
22	19.6	427.3	25
0	19.6	620	25

**Tabella 5.3: Modello 1D relativo al sito di Garigliano.**

La figura 5.3 mostra la funzione di trasferimento calcolata a partire dal modello 1D per il sito di Garigliano. La frequenza fondamentale di risonanza è circa 1.5 Hz.

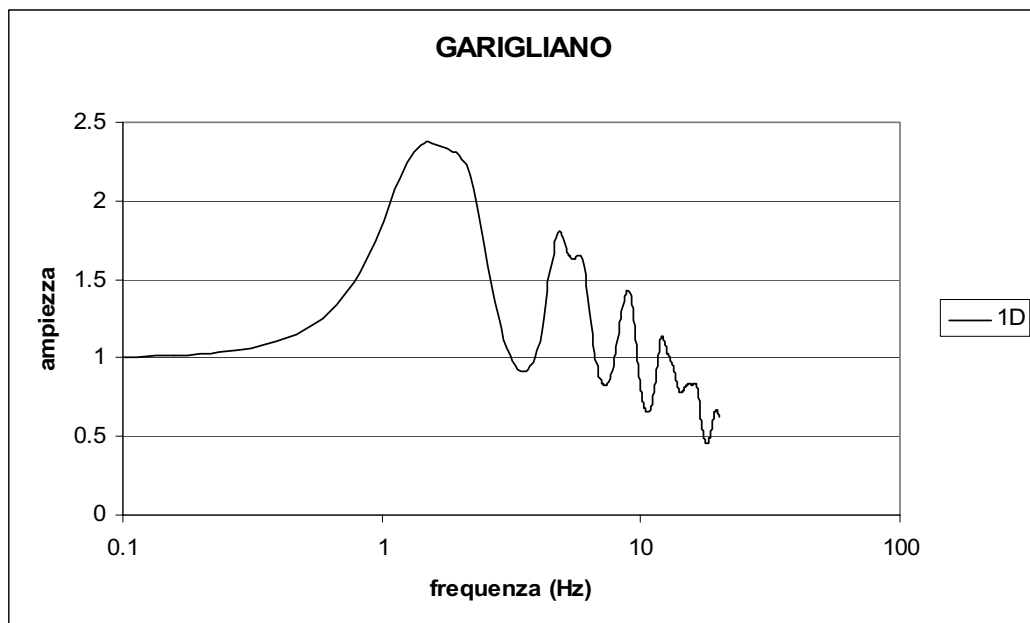


Figura 5.3: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità.  $F_0$  (1D) = 1.5 Hz

#### 5.4.2 Analisi delle registrazioni strong motion

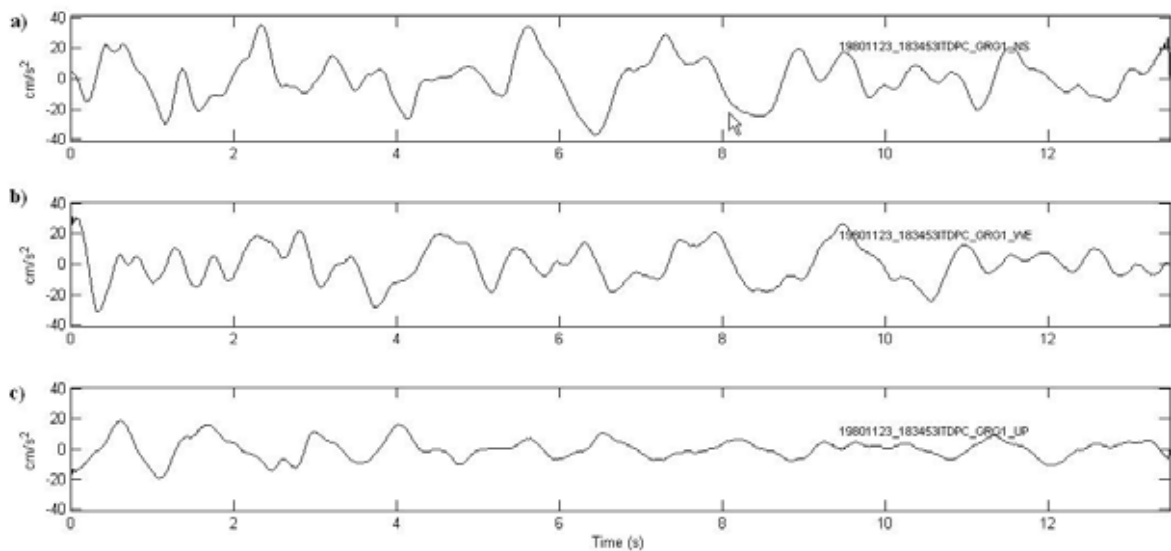
Le registrazioni strong motion sono state estratte dall'Italian ACcelerometric Archive (ITACA, <http://ITACA.mi.ingv.it>). Per la stazione di Garigliano sono disponibili 3 registrazioni, di cui 2 acquisite durante la sequenza sismica dell'Irpinia (rispettivamente il 23/11/1980 e il 1/12/1980) e una acquisita il 7/05/1984. Le tracce sono state analizzate con il software Matlab<sup>®</sup>, nello specifico è stata utilizzata una routine per l'analisi di dati accelerometrici, denominata ITACA (<http://esse6.mi.ingv.it>), il cui funzionamento è illustrato nel paragrafo 6.2. Viene di seguito riportato il calcolo del rapporto spettrale per le registrazioni sopra indicate.

La routine per il calcolo dei rapporti spettrali (HVSR) prevede il calcolo degli spettri di Fourier attraverso la routine Fast Fourier Transform, implementata in Matlab<sup>®</sup>, quindi gli spettri vengono lisciati attraverso l'algoritmo proposto da Konno e Ohmachi (1998), con i seguenti parametri di smoothing:  $b = 20$ ;  $sm = 1$ ; half window = 50. A questo punto viene eseguita la media delle componenti orizzontali e quindi il rapporto tra componenti orizzontali e verticali.

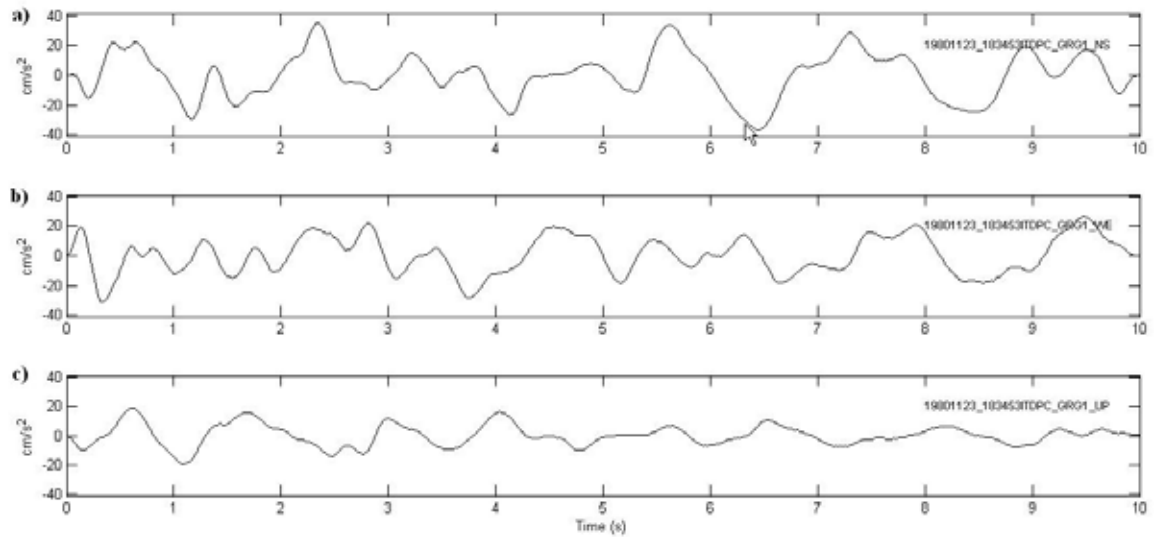
Il medesimo procedimento è stato eseguito per le altre due registrazioni. Il programma provvede dapprima a visualizzare gli accelerogrammi, suddivisi nelle tre componenti (NS =

nord-sud, EW = est-ovest e UP = verticale) che sono mostrate in figura 5.4. A questo punto le tracce vengono tagliate in finestre di 10 secondi di ampiezza (figura 5.5), a partire da circa 1 secondi prima dell'arrivo dell'onda S. Il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e quella verticale (HVSR) viene calcolato per mezzo dell'algoritmo di Konno-Omachi, che produce quattro diverse curve (due con le componenti NS e EW, una con la media delle due componenti e una con i vettori), mostrate in figura 5.6.

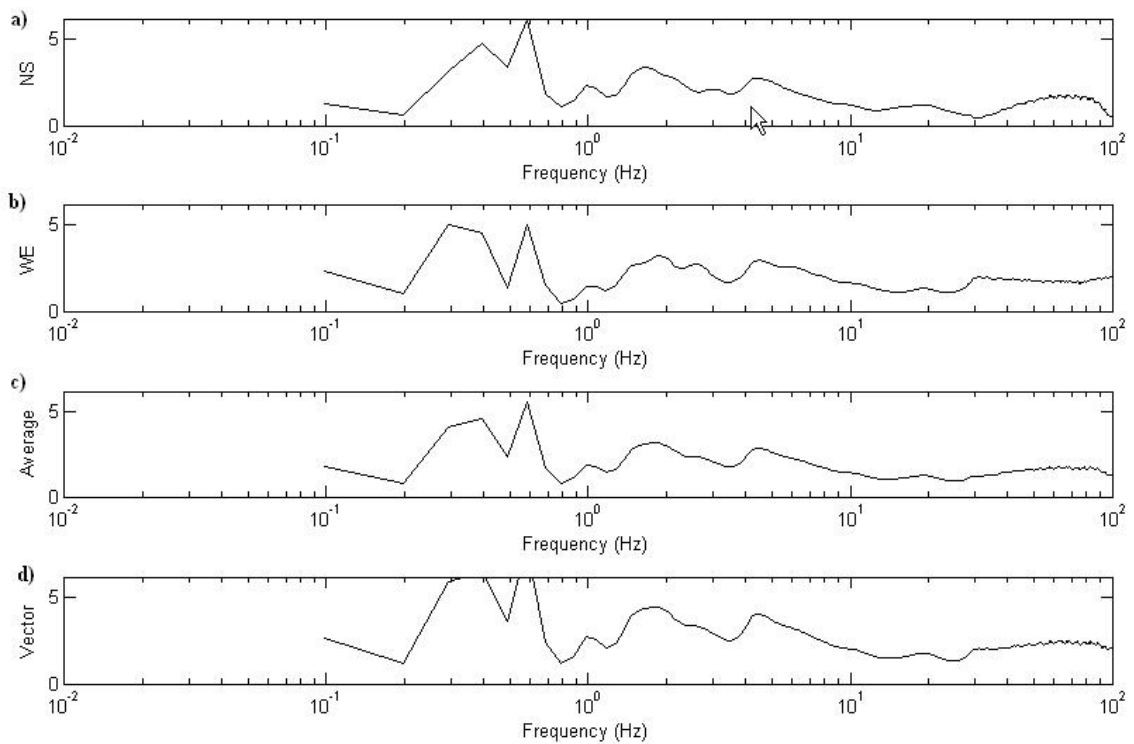
Le curve H/V ottenute dalle registrazioni vengono poi mediate (media aritmetica) e vengono calcolate per ogni frequenza la media aritmetica e la deviazione standard (figura 5.7). La frequenza di risonanza corrisponde al picco di massima ampiezza (1.5 Hz per la stazione di Garigliano).



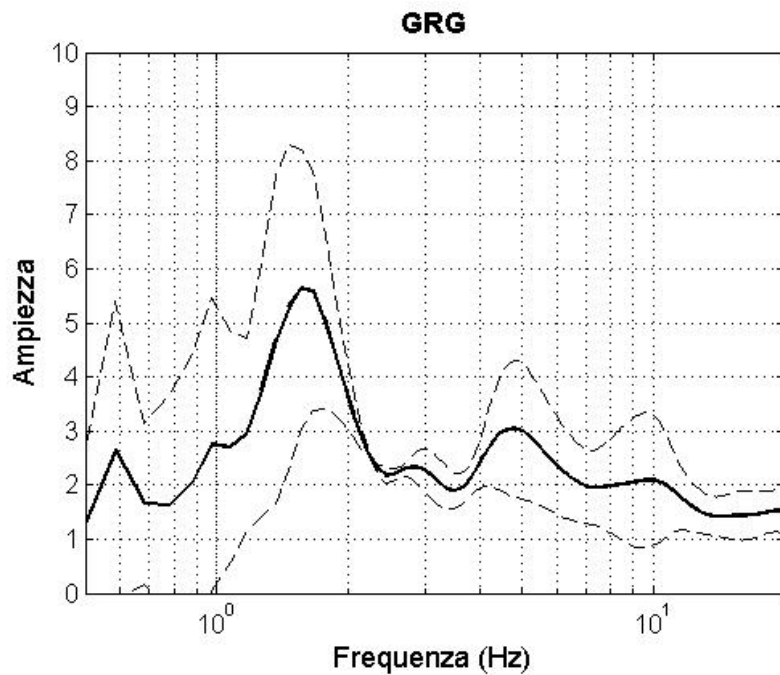
**Figura 5.4: Componenti NS (a), EW (b) e UP (c) dell'accelerogramma registrato dalla stazione di Garigliano il 30/11/1980.**



**Figura 5.5: Componenti NS (a), EW (b) e UP (c) ritagliate con una finestra di 10 secondi di ampiezza.**



**Figura 5.6: Curve degli HVSR per la registrazione del 30/11/1980; a) componente Nord-Sud; b) componente Est-Ovest; c) media aritmetica; d) composizione vettoriale.**

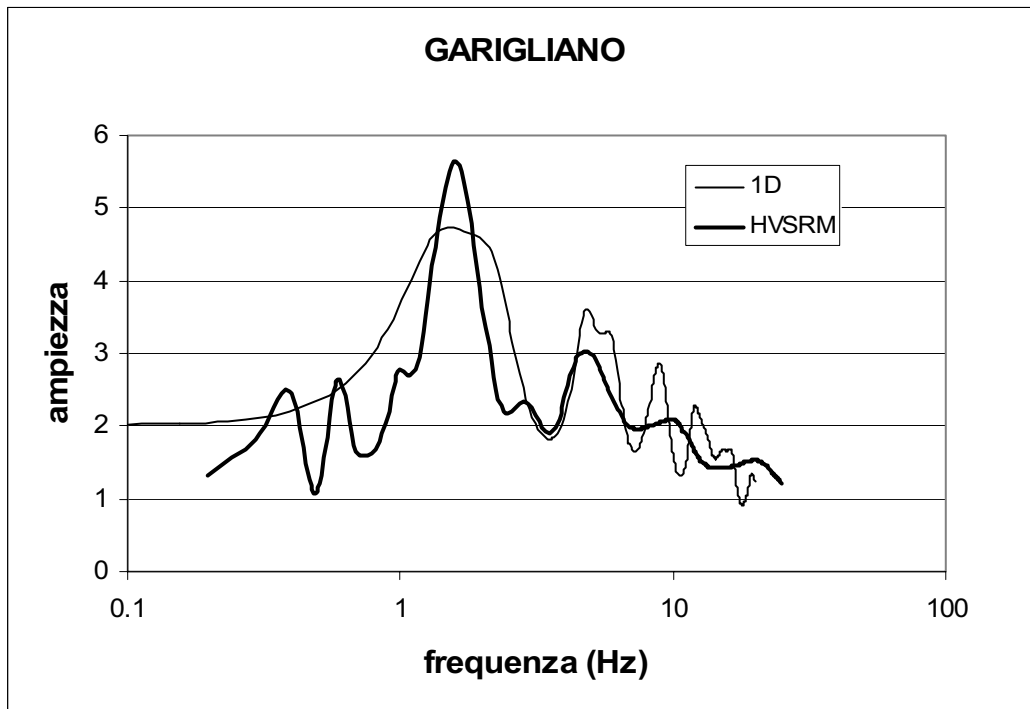


**Figura 5.7: Grafico dell'HVSR medio. Le linee tratteggiate mostrano la media più una deviazione standard e la media meno una deviazione standard.**

### 5.4.3 Confronto dei risultati

La figura 5.8 mostra la sovrapposizione della curva della funzione di trasferimento ottenuta applicando il modello teorico monodimensionale e la curva media dell'HVSR. Si può notare che c'è una buona corrispondenza dei picchi per quanto riguarda il valore della frequenza (1.5 Hz), mentre esiste una differenza in termini di valore dell'ampiezza del picco, infatti il picco della FDT 1D, pari a 2.3, ha un'ampiezza minore di quello dell'HVSR pari a 5.6. La corrispondenza dei picchi delle due funzioni è visibile anche per le armoniche superiori.





**Figura 5.8: Confronto tra la funzione di trasferimento ricavata dal modello 1D e HVSrM per la stazione di Garigliano.**

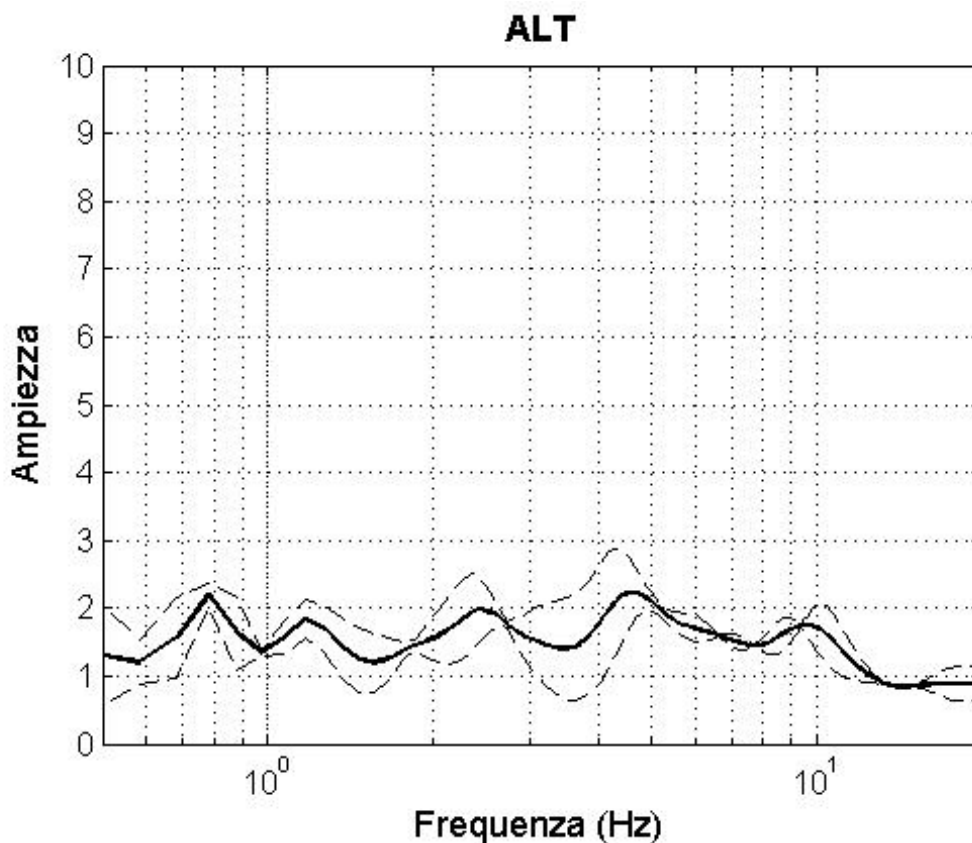
I grafici che mostrano il confronto tra le curve di HVSrM e le funzioni di trasferimento ricavate dal modello 1D di tutte le stazioni analizzate si trovano al Capitolo 7.

#### **5.4.4 Considerazioni sui risultati delle stazioni**

A causa della mancanza di alcuni dati, non è stato possibile eseguire queste operazioni per tutte le stazioni.

Per sei stazioni situate in Toscana (Dicomano, Fivizzano, Piazza al Serchio, Pieve Santo Stefano, San Casciano dei Bagni e San Sepolcro) non era disponibile nessuna registrazione strong motion, perciò non è stato possibile calcolare l'HVSrM per confrontarlo con i risultati del modello teorico.

Per le stazioni situate su roccia (Auletta, Bagnoli Irpino, Bisaccia, Forgaria San Rocco) non avrebbe avuto senso calcolare la funzione di trasferimento, perciò sono stati calcolati solo gli HVSrM, da cui risulta che non esiste una frequenza fondamentale di risonanza definibile. Nella figura 5.9, che mostra l'HVSrM calcolato per la stazione di Auletta, si vede che la curva è caratterizzata da picchi molto smussati, con un'ampiezza media circa pari a 1.8, tipica dei siti in roccia.



**Figura 5.9: HVSr eseguito su dati strong-motion ( 2 registrazioni) per la stazione di Auletta. Non c'è una frequenza fondamentale distinguibile: il sito è sicuramente su roccia.**

Le altre tre stazioni per le quali non è stata valutata la funzione di trasferimento in condizioni monodimensionali sono quella di Chieti (per cui non era disponibile un profilo di velocità che raggiungesse il substrato, ma solo un profilo di sismica a rifrazione fino a 30 metri di profondità) e le due stazioni di San Giuliano di Puglia. Per queste ultime esistono i profili di velocità, ma anch'essi non raggiungono il substrato per cui non è stato possibile applicare il modello monodimensionale. Anche il tentativo di calcolare la funzione teorica monodimensionale sulla base dei modelli di San Giuliano di Puglia, ipotizzati da DPC-UniMol, UniCal-PoliBa, CNR-INGV e UniFe-INOGS (Puglia, 2007) non ha avuto successo.

Per le restanti 36 stazioni invece è stato possibile calcolare sia la funzione teorica monodimensionale che l'HVSr, e quindi fare il paragone tra le frequenze fondamentali ottenute con i due metodi. La tabella (5.4) contiene tutti i valori delle frequenze di risonanza calcolate e i relativi valori di ampiezza. Si può notare che le  $f_0$  calcolate dal modello teorico 1-D sono generalmente superiori a quelle calcolate dai rapporti spettrali H/V.

<b>SIGLA</b>	<b>fo HVS</b>	<b>fo 1D</b>	<b>ampiezza HVS</b>	<b>Ampiezza 1D</b>
ANP	1.00	1.3	5.20	5
ANR	2.73	6.4	5.25	4.7
ARN	4.00	5.8	3.00	9
ALT	-----		1.80	-----
BGI	-----	-----	-----	-----
BGN	4.70	7.1	2.90	5.7
BNV	4.50	5	3.20	2.4
BVG	0.70	1.5	4.30	6
BBB	1.50	1.6	3.70	6
BSC	-----	10.4	1.50	2.5
BVN	-----	-----	1.80	-----
BRN	6.00	6.7	3.14	4.4
BUI	1.50	2	3.00	6.9
CLT	1.80	1.5	2.50	4.7
CSN	3.50	3.5	4.30	4.3
CHT	1.60	-----	-----	-----
CLF	0.70	0.7	2.96	11.8
DCM	-----	18.5	-----	5.1
FVZ	-----	7.3	-----	10.5
FRC	2.60	3.3	3.40	4.4
SRCO	6.50	-----	3.80	-----
FOR	1.00	1.6	6.70	6
GRG	1.50	1.5	5.60	4.7
GBP	0.90	0.9	2.50	5.6
MAP	2.50	1.9	2.60	6.3
MRT	1	2.3	5.3	5.4
NCR	6.3	9.1	4	7
NOR	0.7	0.6	3.5	5
PZS	-----	6.7	-----	4.4
PVS	-----	8.5	-----	3.7
RNR	4.6	5.4	1.5	3.3
SSC	-----	6.2	-----	7.6
SGIUA	2.3	-----	3.23	-----
SGIUB	2	-----	6.47	-----
SNN	4.8	5	2.2	4.3
SNS	-----	1.5	-----	6.5
SSV	2	1.25	3.6	3
SELE	2.5	8	3.3	4.6
SELO	1.7	3.5	2.7	3.6
STR	2.5	4	3.1	4.6
TRC	9.3	9.6	4	6.4
TLB	2	5.8	3.6	2.8
TRR	1.8	3.2	1.7	4.8
AQV	2.5	3	3	4.6
VSS	2.6	3.7	3.2	5.6

**Tabella 5.4: Frequenze di risonanza calcolate tramite il modello teorico monodimensionale e tramite i rapporti spettrali H/V, e relative ampiezze (in corsivo le ampiezze medie dei siti in roccia).**

Questi valori sono anche stati inseriti in un grafico (figura 5.10) per avere una visione immediata del risultato: per la maggior parte delle stazioni (rappresentate dai quadratini neri), i due metodi hanno fornito dei valori molto simili di frequenza di risonanza, infatti i punti del grafico risultano sostanzialmente allineati con la diagonale principale. Le uniche tre stazioni che si discostano da questo andamento sono quelle di Tolmezzo, Sellano Est e Ancona Rocca, che sono contrassegnate con un pallino grigio (oltre che dalla loro sigla).

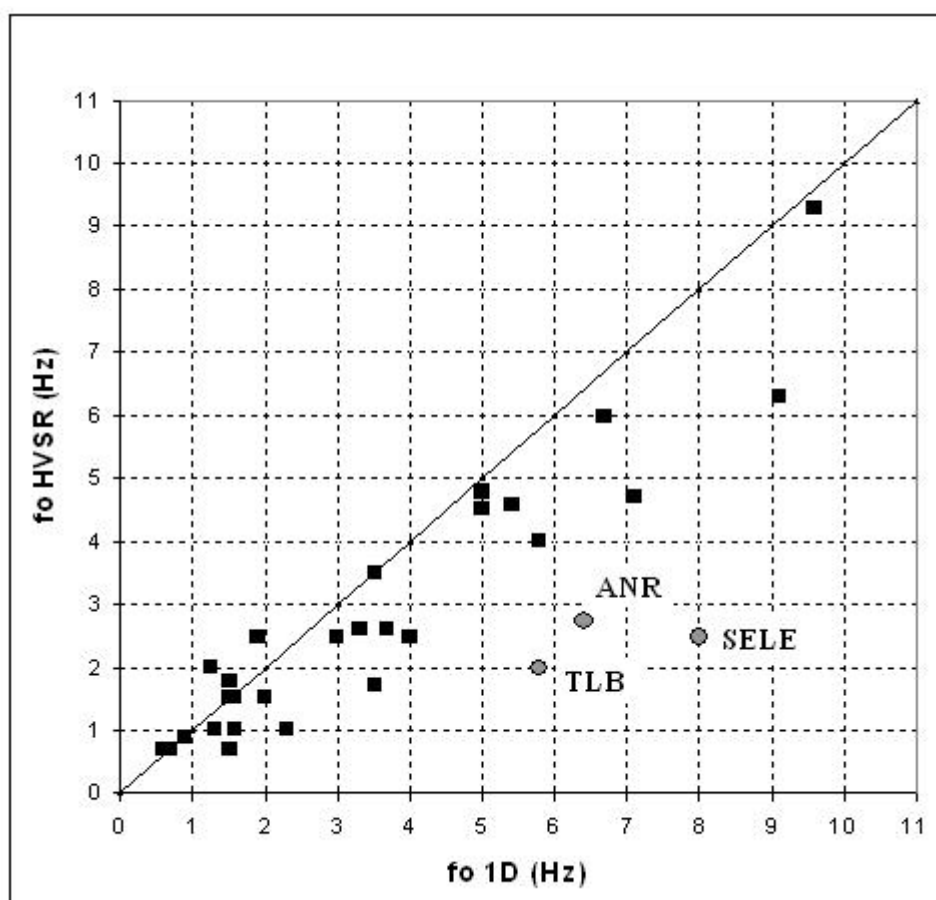


Figura 5.10: Rapporto tra i valori di  $f_0$  ottenuti dall'HVSR e quelli ottenuti dal modello teorico 1-D.

Per quanto riguarda Ancona Rocca (Marche), il risultato è probabilmente dovuto alla topografia (la stazione è posta su un promontorio) dato che il confronto tra il profilo di velocità dell'ENEA e il profilo di sismica a rifrazione danno gli stessi risultati.

L'analisi sui profili di velocità per le stazioni di Sellano Est e Ovest (Umbria), che sono stati tratti dal lavoro di Capilleri et al. (2005), hanno prodotto risultati, in termini di frequenza fondamentale, molto discordanti rispetto alle  $f_0$  degli HVSR ricavate dalle registrazioni strong motion. Il confronto tra il profilo di velocità ottenuto con l'indagine cross-hole (ENEA) e

quello ottenuto dalle SASW in termini di curva di risposta e  $f_0$ , (Kayen et al., 2008), ha dimostrato che probabilmente questi profili non sono molto attendibili: infatti il risultato delle SASW, per Sellano Ovest, si accorda molto meglio con quello ottenuto dalle registrazioni strong motion. Purtroppo, per Sellano Est questo tipo di indagine non è stato effettuato a causa della topografia accidentata, quindi il risultato presente nel grafico è poco attendibile. Inoltre la  $f_0$  ottenuta con l'HVSR calcolato su dati di microtremore (figura 5.11), è simile al risultato ottenuto con l'HVSR ottenuto dalle registrazioni strong motion (figura 7.37.3).

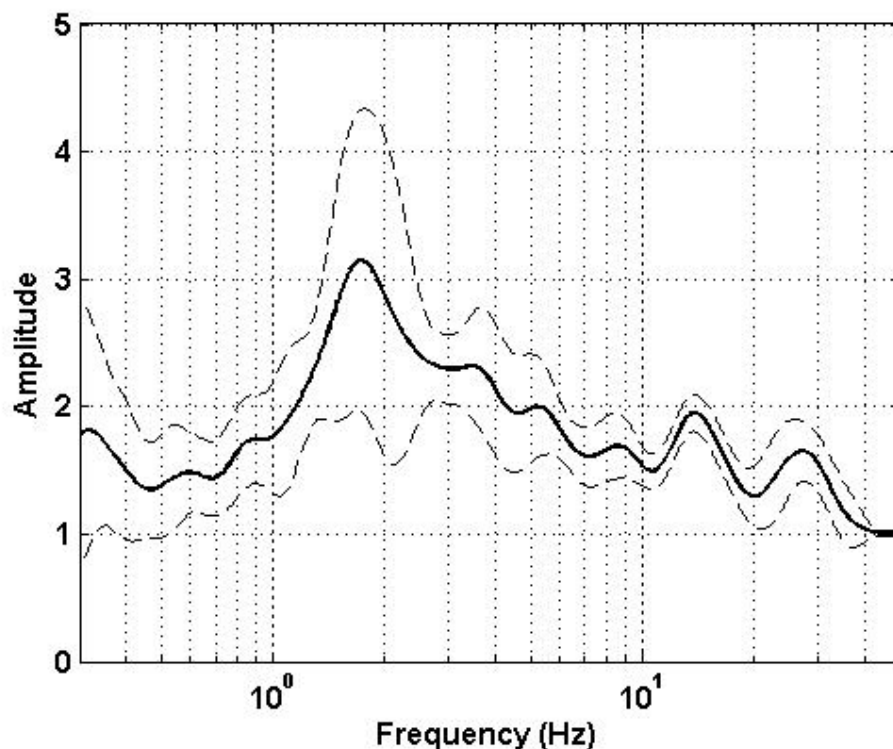


Figura 5.11: HVSR eseguito su dati di microtremore per la stazione di Sellano Est (Progetto S6).

Per il sito di Tolmezzo (Friuli-Venezia Giulia) è disponibile lo studio di Barnaba et al. (2007) in cui vengono presi in considerazione il profilo di velocità ottenuto dalla sismica a rifrazione nel 1977 (ENEL, 1981) e quello ricavato da un'indagine cross-hole del 1981 (ENEL, 1981): viene dimostrato che il più attendibile è quello del 1977, che perciò è stato utilizzato per caratterizzare la stazione di Tolmezzo. La notevole differenza riscontrata tra le  $f_0$  ricavate tramite il modello teorico 1-D e l'HVSR è probabilmente dovuta alla presenza dell'invaso artificiale, la cui risposta è contenuta nelle registrazioni strong motion.

La figura 5.12 mostra invece il confronto tra le ampiezze dei picchi delle frequenze fondamentali. In questo caso si vedono delle differenze maggiori tra i risultati ottenuti dal modello teorico 1-D e dall'HVSR, infatti le ampiezze ricavate dal modello 1-D sono superiori a quelle dell'HVSR perché quest'ultimo tende a sottostimare l'amplificazione. I valori

particolarmente elevati delle stazioni di Colfiorito (CLF) e Arienzo (ARN) sono dovuti alla presenza di depositi soffici, per Colfiorito si aggiunge anche l'effetto dovuto ad un basso contrasto di impedenza tra i depositi e il substrato.

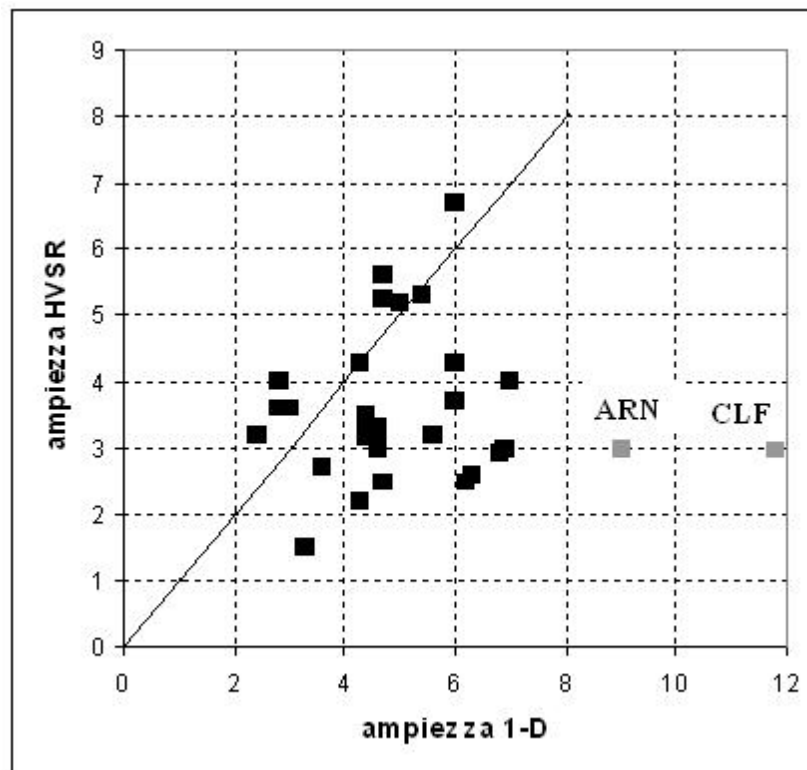


Figura 5.12: Rapporto tra i valori delle ampiezze ottenuti dall'HVSr e quelli ottenuti dal modello teorico 1-D.

## 5.5 Confronto tra la risposta di sito e il parametro $V_{S,30}$

Nel capitolo introduttivo si è parlato della validità delle  $V_{S,30}$  come parametro per la classificazione dei siti, sottolineando come in letteratura esistano opinioni discordanti su questo argomento.

Per verificare la validità delle  $V_{S,30}$  sono state eseguite una serie di statistiche per mettere a confronto la risposta al sito calcolata in precedenza con il parametro delle  $V_{S,30}$ .

### 5.5.1 Analisi sui profili di velocità

La prima analisi effettuata è stata il raggruppamento dei profili di velocità secondo lo schema di classificazione dei suoli basato sulla  $V_{S,30}$ . Nel database utilizzato ci sono 4 siti appartenenti alla classe A, 23 alla classe B, 10 alla classe C e 4 alla classe E. La classe D è invece rappresentata da un unico sito (Colfiorito). La figura 5.13 mostra i grafici ottenuti raggruppando i profili di velocità secondo le relative classi di sito. La classe D non è rappresentata in quanto uno solo dei siti considerati cade in questa classe.

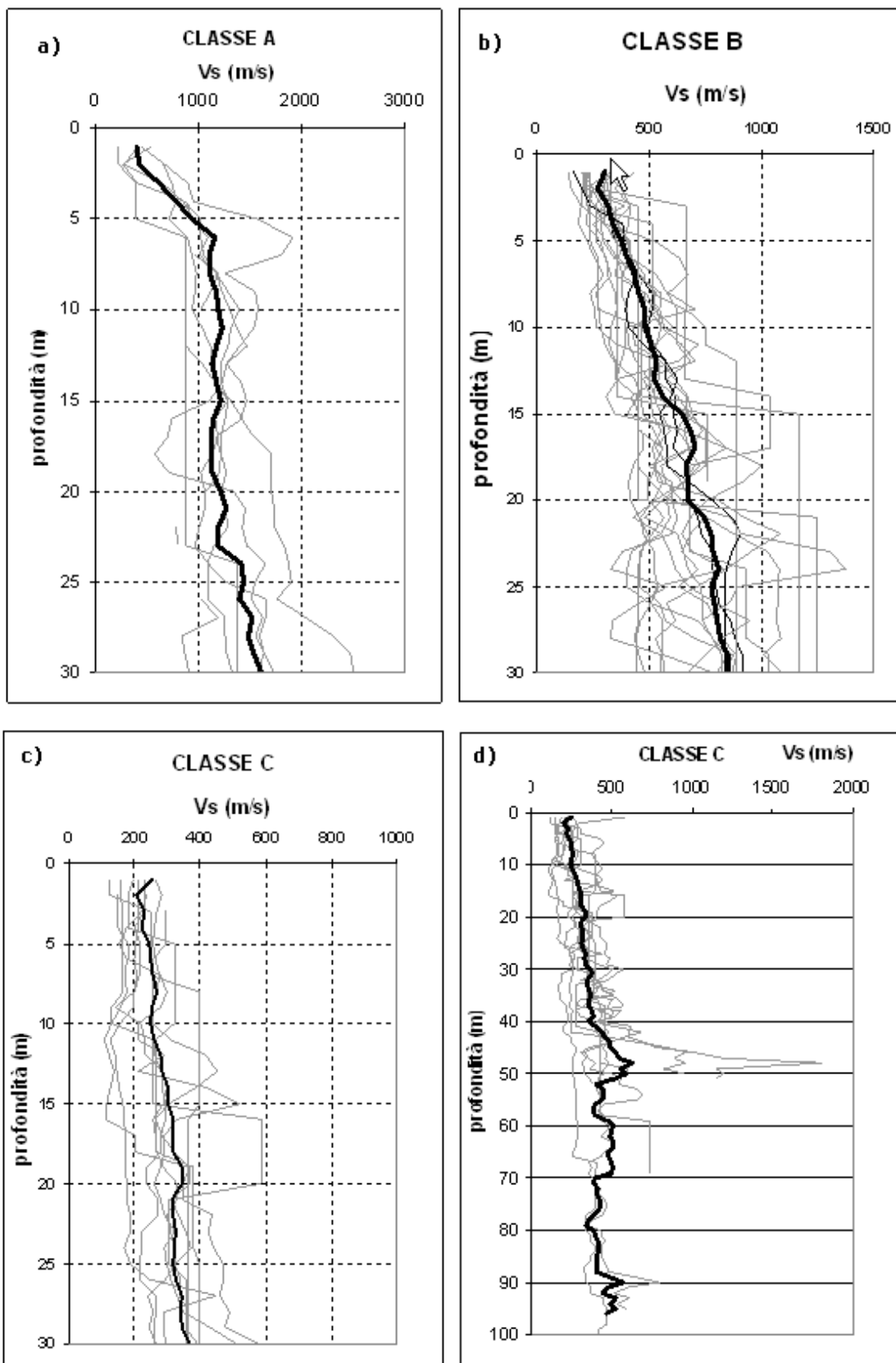


Figura 5.13: Profili di  $V_s$  raggruppati secondo la classe di sito. La linea nera rappresenta la media dei profili. I grafici a, b e c sono rappresentati fino alla profondità di 30 m. Il grafico d) mostra l'andamento delle velocità della classe C fino a 100 m di profondità.

La linea nera, ottenuta calcolando la media tra i profili di ciascuna classe, evidenzia un incremento più o meno costante della velocità con la profondità (soprattutto per la classe B). Si può però notare come i profili dei siti appartenenti alla classe B risultino molto dispersi rispetto alla media, a causa dell'ampiezza dell'intervallo di  $V_{S,30}$  che caratterizza la classe ( $360 \text{ m/s} < V_{S,30} < 800 \text{ m/s}$ ). I profili delle classi A e C invece sono meno dispersi rispetto alla media. La figura 5.13.d mostra i profili della classe C fino a 100 m di profondità: si può notare che al di sotto dei 30 metri la differenza rispetto alla media aumenta, a causa della variabilità dello spessore della coltre sedimentaria. La media dei profili della classe A (che comprende i siti in roccia) si mantiene sopra i 1000 m/s al di sotto di 5 metri di profondità; la bassa velocità (circa 500 m/s) nei metri superficiali è dovuta all'alterazione superficiale.

### **5.5.2 Distribuzione di frequenza e amplificazione rispetto al parametro $V_{S,30}$**

In seguito è stata analizzata la distribuzione della frequenza di risonanza ( $f_0$ ) in funzione della classe di suolo (figura 5.14). Come si è visto nel capitolo precedente, la  $f_0$  è stata ricavata con due tecniche diverse. Per la maggioranza dei siti indagati i due valori ottenuti sono molto simili tra di loro, perciò è stata calcolata la loro media. Per i siti di Tolmezzo, Ancona Rocca e Sellano Est, appartenenti alla classe B, questi valori presentano invece una notevole differenza e quindi l'uso della media non sarebbe corretto.

Per questo motivo sono stati costruiti due grafici: il grafico 5.14.a contiene le frequenze medie più quelle ricavate dal calcolo dei rapporti spettrali H/V per i tre siti anomali, mentre il grafico 5.14.b contiene le frequenze medie più le frequenze di risonanza ricavate dal modello teorico monodimensionale per i tre siti in questione. La linea rossa indica la media per ogni classe, le linee blu indicano il 25° e il 75° percentile e le linee nere indicano il 10° e il 90° percentile.

Lo stesso tipo di grafico è stato disegnato anche per analizzare la distribuzione dell'ampiezza in funzione della classe di suolo (figura 5.15). Anche in questo caso sono stati disegnati due grafici (5.15.a e 5.15.b) per considerare i dati ottenuti con i due metodi di calcolo utilizzati.



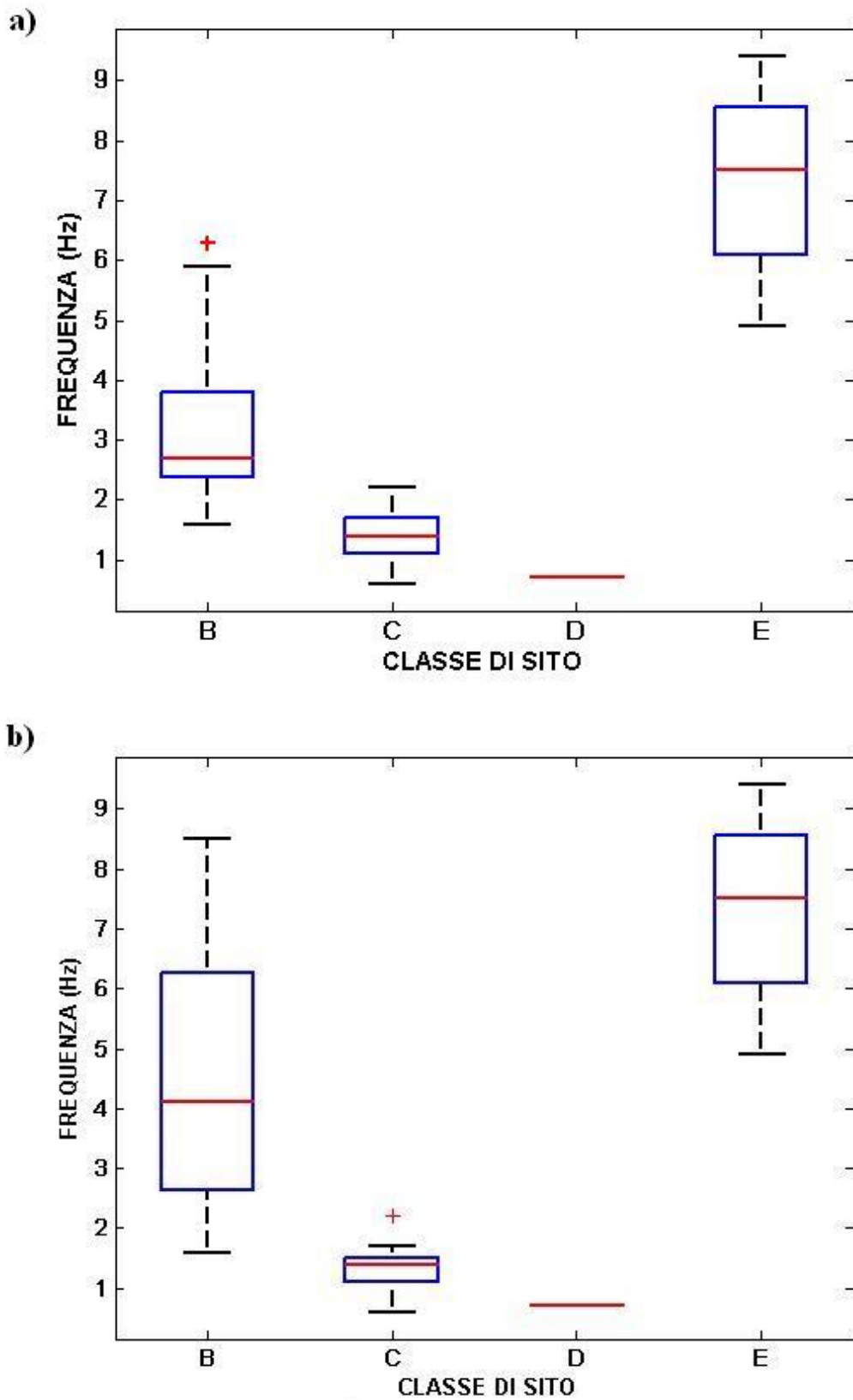


Figura 5.14: Distribuzione della frequenza di risonanza in funzione della classe di suolo: a) dati medi più dati ricavati dall'HVSr; b) dati medi più dati ricavati dal modello teorico 1-D.

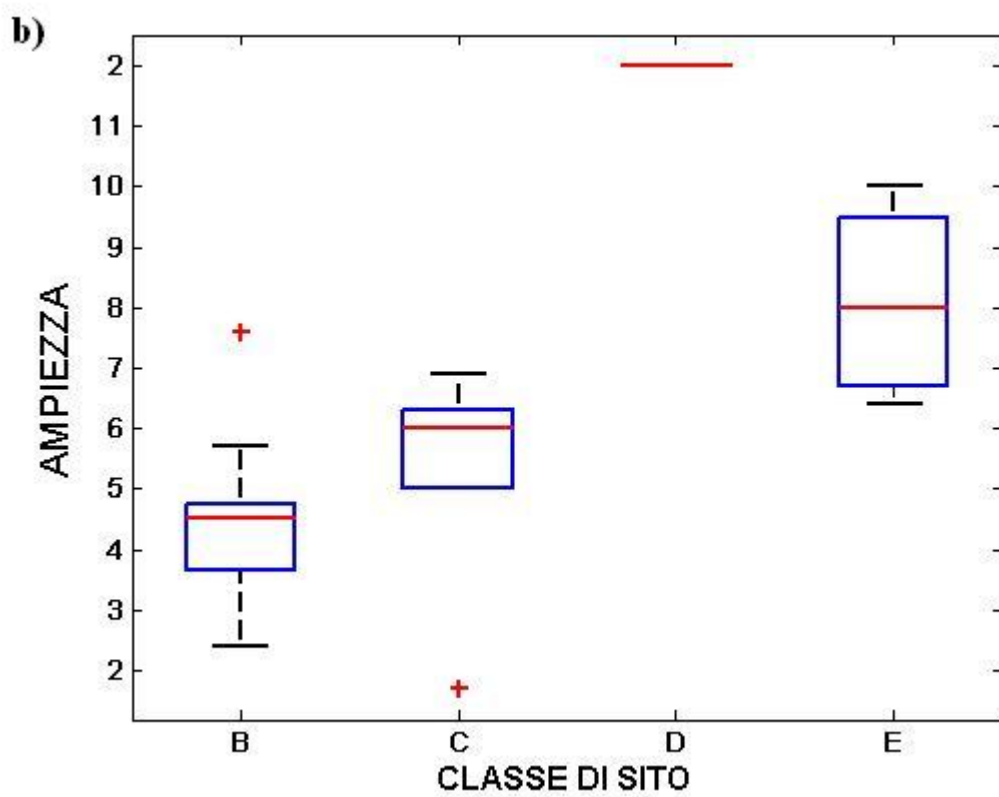
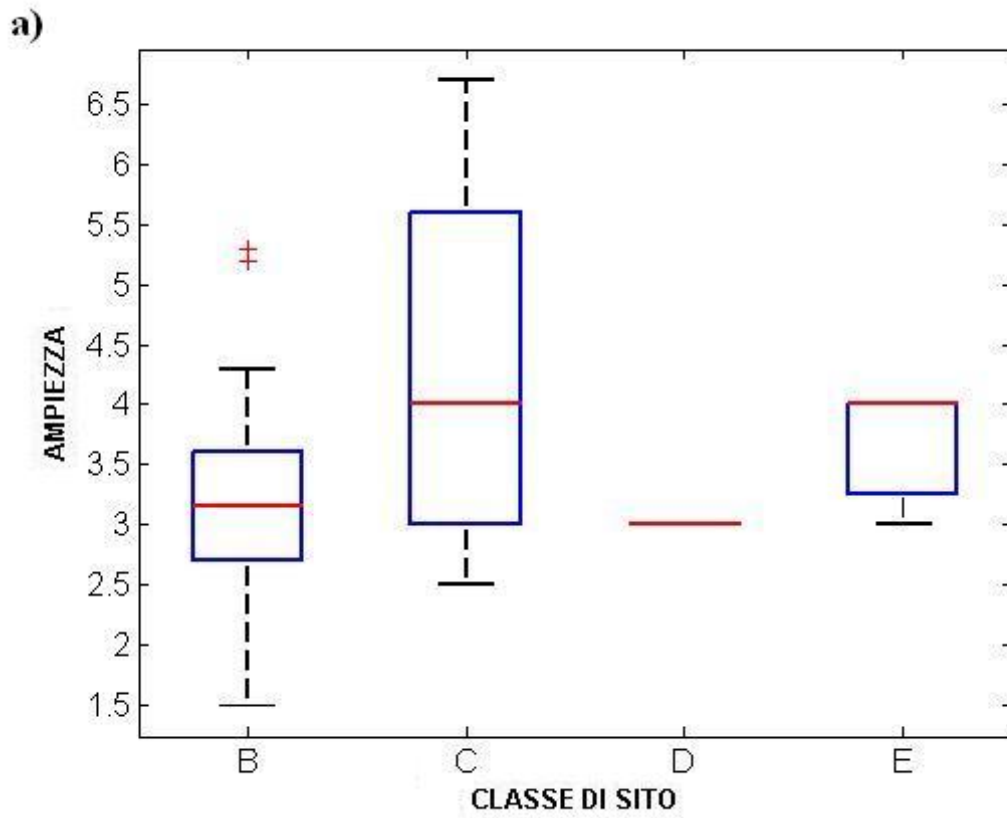


Figura 5.15: Distribuzione dell'amplificazione in funzione della classe di suolo: a) dati medi più dati ricavati dall'HVSr; b) dati medi più dati ricavati dal modello teorico 1-D.

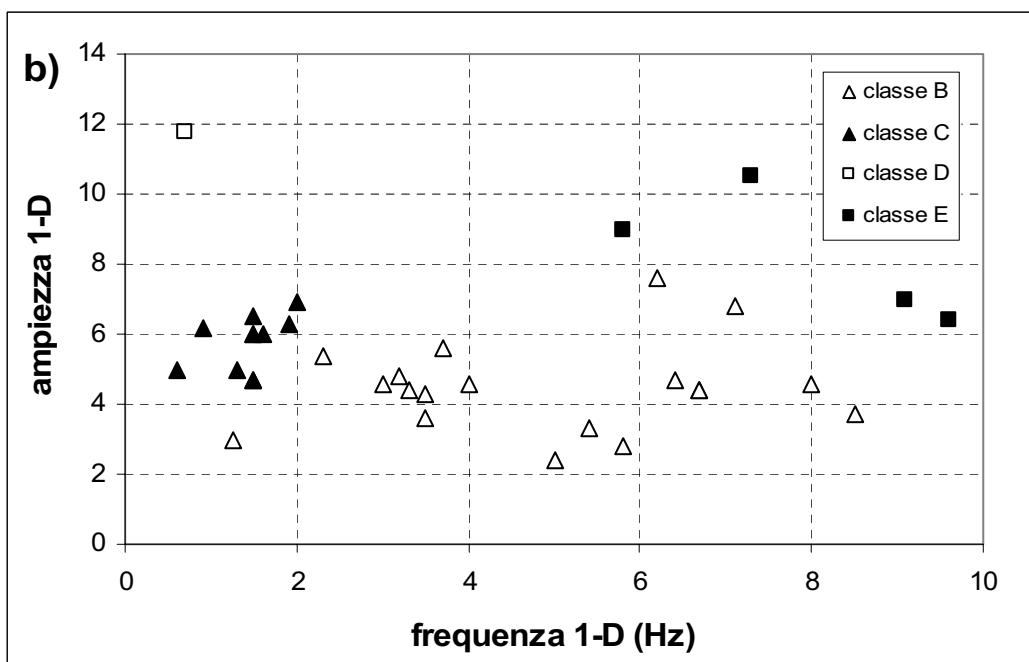
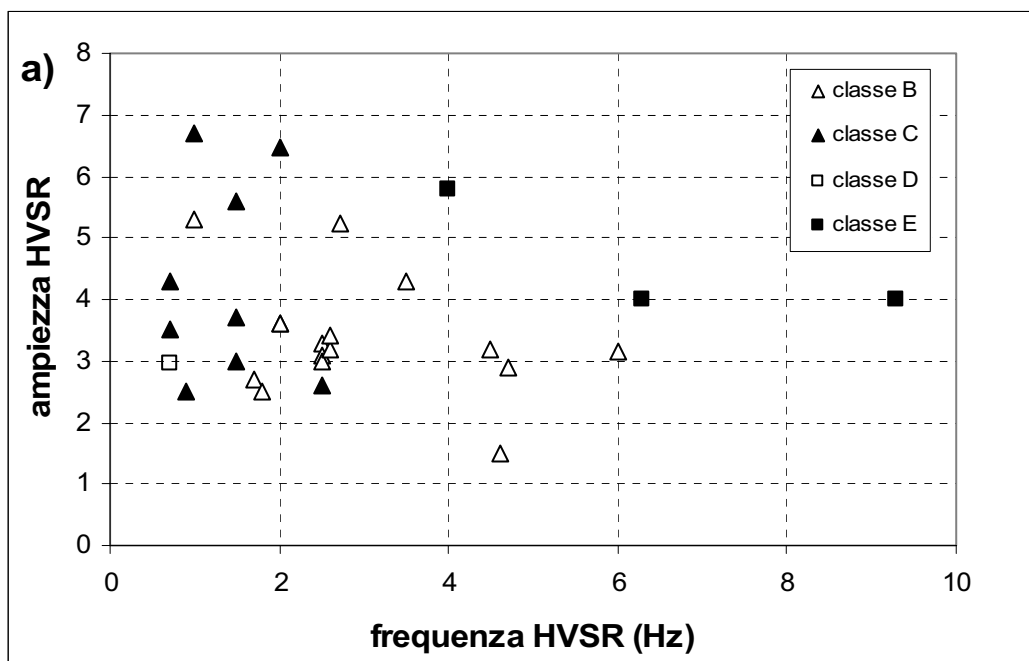
Osservando i grafici 5.14.a e 5.14.b si può notare che le frequenze di risonanza delle classi B e C sono ben distinte. La classe D contiene un solo valore, ma è molto vicino a quelli della classe C. Inoltre in tali grafici si nota una grande differenza nell'ampiezza dell'intervallo di frequenza occupato della classe B. Infatti nella figura 5.14.a la media è 2.65 Hz, il 25° e il 75° sono pari rispettivamente a 2.4 e 3.8 Hz, mentre il 10° e il 90° percentile sono pari a 1.6 e 5.9 Hz. Nella figura 5.14.b invece la media è 4.2, il 25° e il 75° sono pari rispettivamente a 2.6 e 6.3 Hz, mentre il 10° e il 90° percentile sono pari a 1.6 e 8.5 Hz.

In tabella 5.5 sono riportati le medie riferite a ciascuna classe per ogni grafico. Si può notare che per le frequenze ottenute con i due metodi e le ampiezze ricavate dal modello 1D sono ben distinte tra le classi, mentre le medie delle ampiezze ricavate dall'HVSR hanno valori simili per tutte le classi.

Dati del grafico	Media classe B	Media classe C	Media classe D	Media classe E
Freq HVSR/ $V_{S,30}$ (Hz)	2.65	1.4	0.7	7.6
Freq 1-D/ $V_{S,30}$ (Hz)	4.2	1.5	0.7	7.6
Amp HVSR/ $V_{S,30}$	3.2	4.1	3	4
Amp 1-D/ $V_{S,30}$	4.6	6	10.8	8

**Tabella 5.5: Medie delle classi B, C, D, E ricavate dai grafici in figura 5.14.a, b e 5.15.a e b.**

La figura 5.16 mostra la distribuzione dell'ampiezza rispetto alla frequenza per le differenti classi di suolo. Il grafico 5.16.a è costruito con i dati ricavati dalle registrazioni strong motion, mentre il grafico 5.16.b è costruito con quelli ricavati dal modello teorico 1D.



**5.16: Distribuzione dell'ampiezza rispetto alla frequenza per le diverse classi di suolo: a) dati ricavati dalle registrazioni strong motion; b) dati ricavati dal modello teorico monodimensionale.**

Osservando i grafici 5.16.a e b è possibile fare diverse osservazioni:

- i siti appartenenti alla classe B si trovano in un intervallo di frequenza compreso tra 2 e 8 Hz, mentre si può notare una differenza nei valori delle ampiezze, infatti quelle ricavate dai rapporti spettrali H/V sono leggermente più elevate;

- i siti appartenenti alla classe C cadono in un intervallo di frequenza compreso tra 0.5 e 3 Hz, mentre anche qui si riscontra una differenza nei valori di ampiezza, che sono maggiori per il grafico che si riferisce ai dati degli H/V;
- i siti appartenenti alla classe E hanno frequenze maggiori di 4 Hz e le ampiezze ricavate dagli HVSR sono minori.

Per i siti che si trovano nelle classi A e D non è possibile fare osservazioni in quanto la classe A non è caratterizzata da una frequenza di risonanza, mentre la classe D è rappresentata da una sola stazione.

### 5.5.3 Analisi sugli intervalli di frequenza

Come proposto da Wald e Mori (2000) è stata eseguita un'analisi sulla distribuzione dell'ampiezza rispetto alla velocità delle onde di taglio, su tre intervalli di frequenza: 0.5 – 1 Hz, 1 – 3 Hz e 3 – 5 Hz.

Per ciascun intervallo sono state calcolate le medie delle ampiezze considerando sia i valori ottenuti con l'HVSR, che le ampiezze ricavate dal modello teorico 1-D. Le medie calcolate sugli intervalli sono raccolte in Tabella 5.6.

SIGLA	CLASSE	$V_{S,30}$	AMP HVSR 0.5-1 Hz	AMP HVSR 1-3 Hz	AMP HVSR 3-5 Hz	AMP 1-D 0.5-1 Hz	AMP 1-D 1-3 Hz	AMP 1D 3-5 Hz
ANP	C	262.7	3.4	3.6	3	3.2	4.4	4
ANR	B	581	2.8	3.8	3.3	2	2.2	3.2
BGI	B	500	2	1.5	1.6	2	2.4	3.6
BGN	B	636	1.3	1.6	1.9	2	2.2	3.2
BNV	B	760	1.6	1.3	2.8	1.8	1.6	2.2
BVG	C	200	3.1	2.1	1	3	4.6	2.4
BBB	C	287	3.6	2.5	1.8	1.3	4	3.6
BVN	B	410	2.3	1.5	1.6	2.2	3.2	5
BRN	B	530	2	1.6	1.8	2	3	2.6
BUI	C	250	1.9	2.1	2.4	2.4	4.8	4.8
CLT	B	520	2.1	2	1.8	2.8	3.4	4.4
CSN	B	540	2	1.9	3.2	2	3	3.8
CLF	D	110	2.6	1.2	1.5	7.6	3	2.6
FRC	B	460	1.8	2.6	1.9	2	3	3.6
FOR	C	290	4.3	3.7	2.4	2.7	3.5	1.9
GRG	C	203	2	3.4	2.5	2.8	4	2.6
GBP	C	220	1.8	2.3	2.6	4.8	4	3.6
MAP	C	336	1.1	1.8	1.4	2.4	4.2	2.6
MRT	B	540	3.6	3.1	2.3	2.3	4.3	3.3
NOR	C	660	3.1	1.2	1.3	4	2.6	2.6
PZS	B	480	-----	-----	-----	2	2.2	3
PVS	B	580	-----	-----	-----	2	2.2	2.6

RNR	B	540	1.9	1.2	1.4	2	2	2.8
SSC	B	500	-----	-----	-----	2	2.4	3.8
SNS	C	310	-----	-----	-----	2.8	4.5	4.5
SGIUB	C	310	1.6	2.4	2.6	-----	-----	-----
SSV	B	416	1.9	2.7	2.4	3	3.6	3.8
SELE	B	500	1.8	2.9	2.6	2	2.2	2.8
SELO	B	540	1.7	2.3	1.9	2	2.8	3.2
STR	B	380	2.1	2.6	2.4	2	2.8	4.2
TLB	B	504	2	2.8	2.5	1.3	2.4	4
TRR	B	490	1.7	1.9	1.9	2.2	3.4	4.4
AQV	B	500	1.6	2.5	1.7	2	3.4	3.2
VSS	B	510	2	2.1	2.2	2	3	4.8

**Tabella 5.6: Dati utilizzati per l'analisi eseguita sugli intervalli di frequenza.**

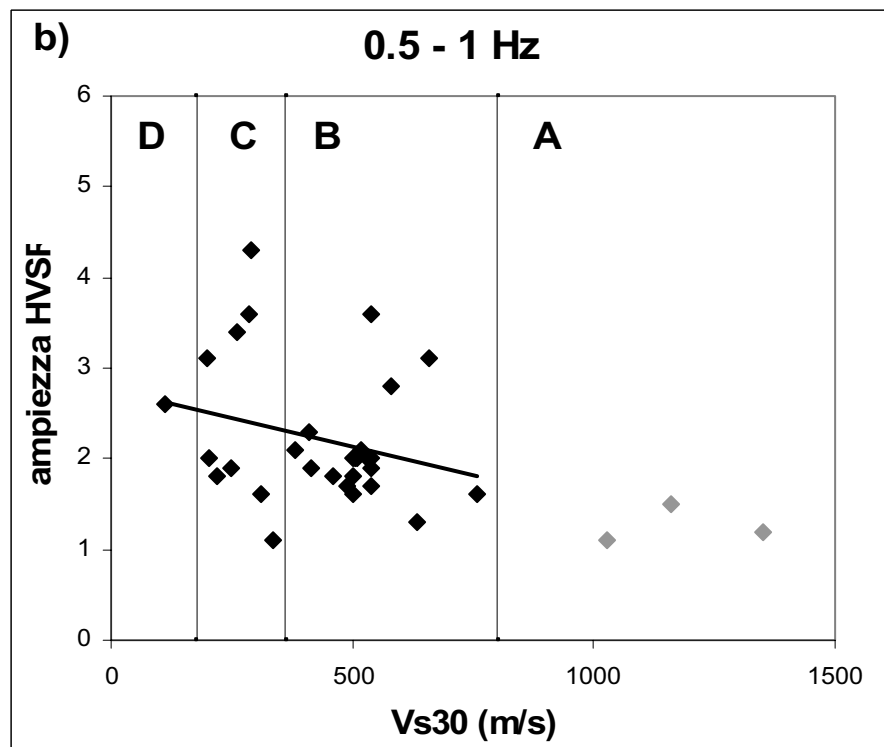
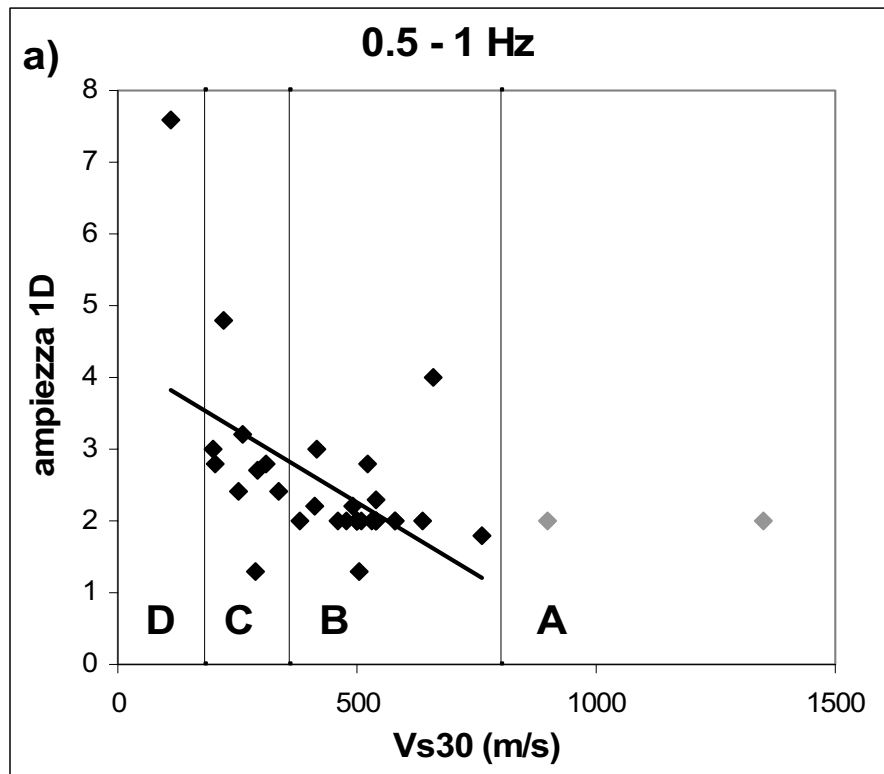
I risultati sono rappresentati in 9 grafici (tre per ogni intervallo di frequenza) che mettono in relazione, rispettivamente, l'ampiezza ricavata dal modello 1-D e la  $V_{S,30}$ , l'ampiezza ricavata dall'HVSR e la  $V_{S,30}$ , l'ampiezza del modello 1-D e l'ampiezza dell'HVSR. La classe E non è rappresentata in quanto non è caratterizzata da un valore di  $V_{S,30}$ .

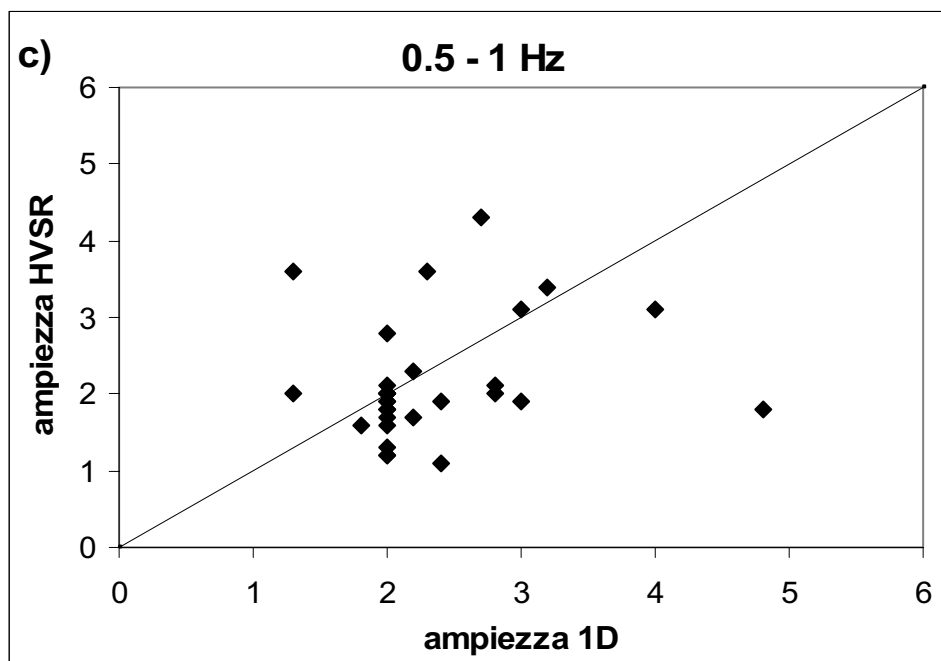
Di seguito verranno esposti i risultati relativi a ciascun intervallo.

### 5.5.3.1 Intervallo 0.5 – 1 Hz

La figura 5.17 mostra i grafici con i confronti dei risultati ottenuti, in relazione al primo intervallo di frequenza considerato (0.5 – 1 Hz). La linea di tendenza (fit ai minimi quadrati) presente nei grafici 5.17.a e 5.17.b mostra in generale la proporzionalità inversa tra valori di amplificazione e valori di velocità delle onde di taglio ( $V_{S,30}$ ). Infatti, come ci si attende, i siti caratterizzati da  $V_{S,30}$  più basse (e quindi da terreni soffici) danno un'amplificazione maggiore rispetto a siti con  $V_{S,30}$  maggiori (terreni rigidi e roccia). La classe C è quella che presenta le maggiori amplificazioni, essendo la frequenza fondamentale di questa classe compresa nell'intervallo 0.5 – 2 Hz. La classe B è caratterizzata invece da ampiezze minori in questo intervallo di frequenza. La classe A ha invece un andamento costante, dato che le ampiezze sui siti in roccia si mantengono attorno al valore 2 per ogni intervallo di frequenza. L'unica stazione della classe D, Colfiorito, ha un massimo di ampiezza pari a 7.6, in quanto per questo sito si ha un basso rapporto d'impedenza al contatto tra depositi e substrato.

Osservando il grafico 5.17.c risulta inoltre evidente che le ampiezze stimate con il modello teorico monodimensionale sono maggiori di quelle ricavate dal calcolo dei rapporti spettrali H/V, infatti questi tendono a sottostimare l'amplificazione massima al sito.





**5.17:** Confronto tra i risultati delle stime della risposta di sito: a) ampiezza ottenuta dal modello teorico 1-D in funzione della  $V_{S,30}$  b) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVS) in funzione della  $V_{S,30}$ ; c) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVS) in funzione dell'ampiezza ricavata dal modello teorico 1-D, la linea diagonale indica la perfetta corrispondenza.

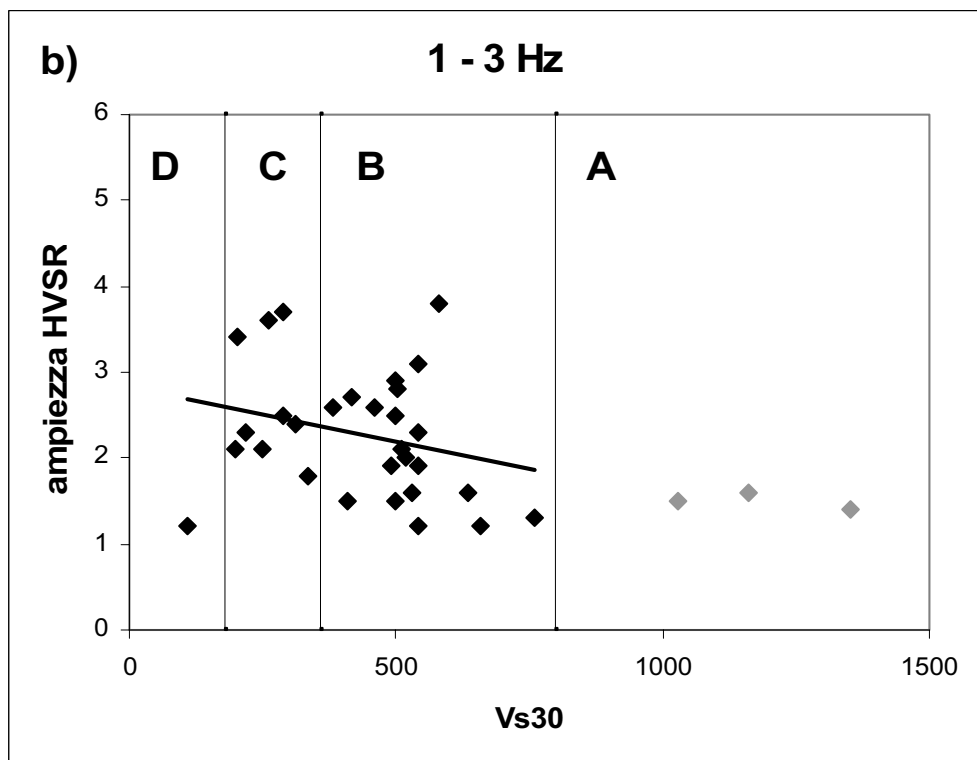
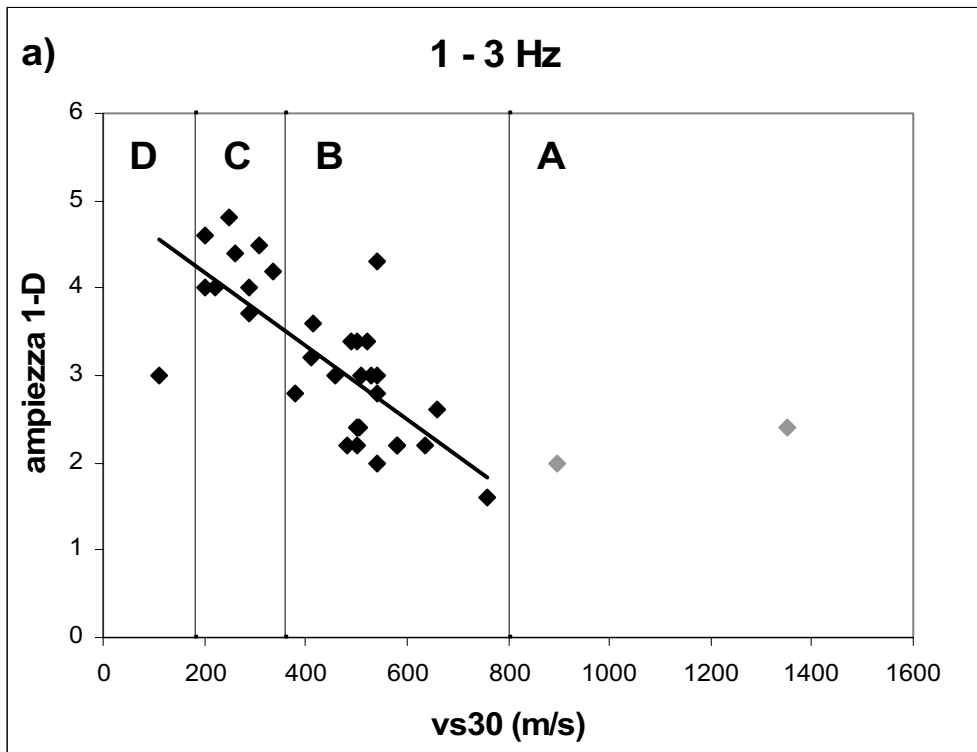
### 5.5.3.2 Intervallo 1 – 3 Hz

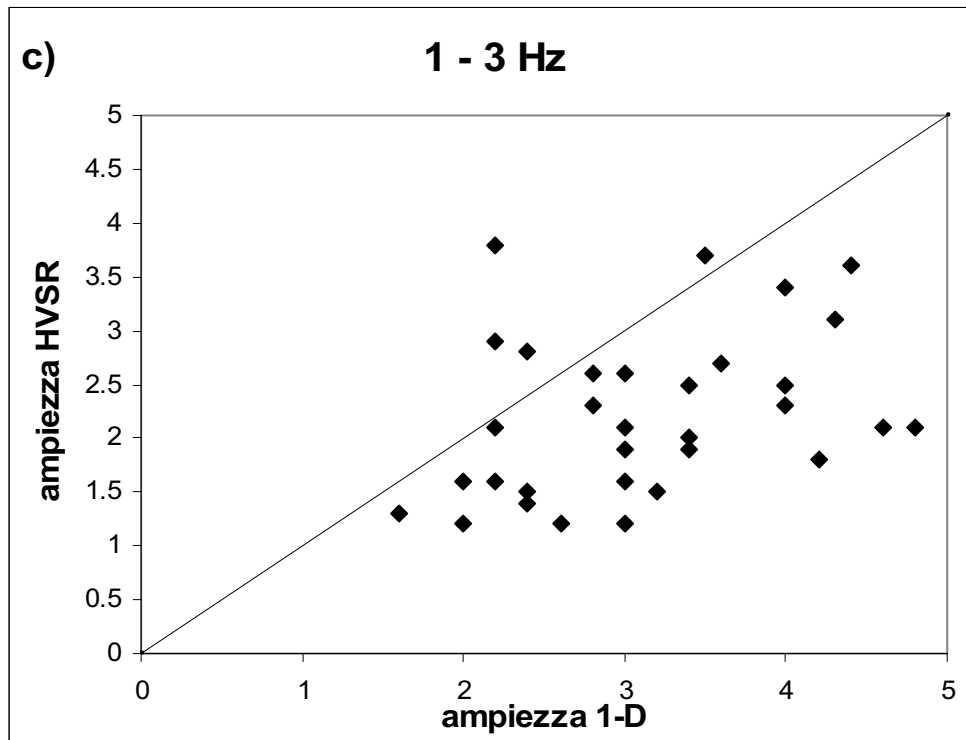
I grafici 5.18.a, b e c riportano i dati calcolati nell'intervallo compreso tra 1 e 3 Hz. Nel grafico 5.18.a, ancor più che nel 5.17.a, è evidente la proporzionalità inversa tra ampiezze e  $V_{S,30}$  per le classi B e C, poiché in questo intervallo ricorrono le frequenze fondamentali della classe C. Inoltre le ampiezze relative alle classi B e C sono ben distinte. Il basso valore di ampiezza dell'unico sito appartenente alla classe D è spiegabile con il fatto che il suo massimo cade nell'intervallo compreso tra 0.5 e 1 Hz: il valore calcolato per questo grafico è quindi relativo alle armoniche superiori, caratterizzate da ampiezza minore.

Per quanto riguarda invece il grafico 5.18.b i valori di ampiezza non risultano così ben discriminati tra le varie classi. Per il caso di Colfiorito, si rimanda inoltre allo studio eseguito da Di Giulio et al., 2006, che testimonia come sia presente l'effetto 2D/3D dovuto alla geometria del bacino.

Il grafico 5.18.c conferma ancora una volta che i rapporti spettrali H/V sottostimano l'ampiezza, infatti la maggioranza dei siti si trovano al di sotto della linea della perfetta corrispondenza tra le due stime.



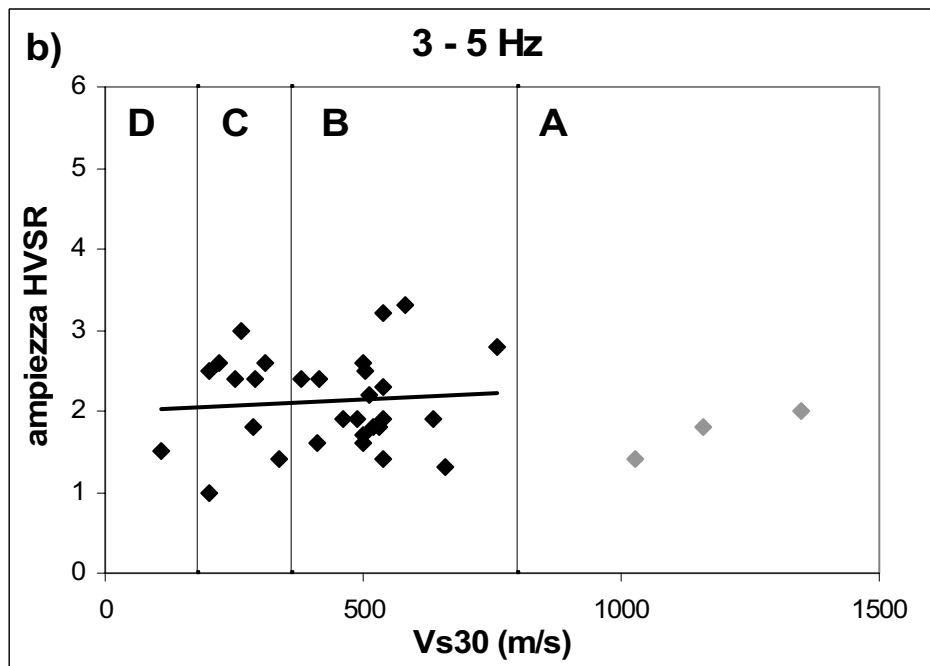
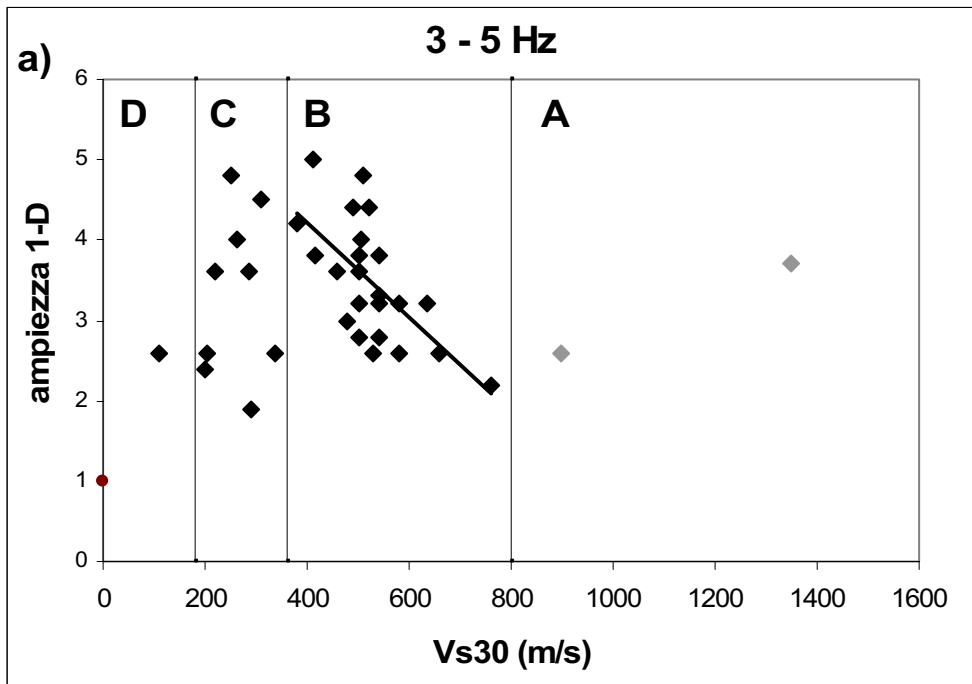


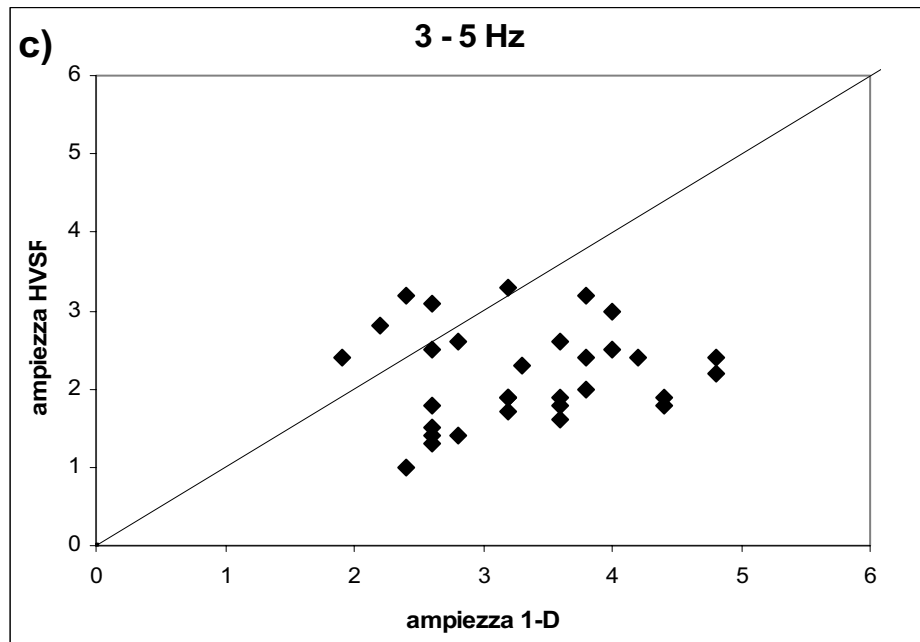


**5.18: Confronto tra i risultati delle stime della risposta di sito: a) ampiezza ottenuta dal modello teorico 1-D in funzione della  $V_{s,30}$  b) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVSAR) in funzione della  $V_{s,30}$ ; c) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVSAR) in funzione dell'ampiezza ricavata dal modello teorico 1-D, la linea diagonale indica la perfetta corrispondenza.**

### 5.5.3.3 Intervallo 3 – 5 Hz

Questo intervallo comprende un range di frequenze leggermente superiori a quelle a cui di solito si ha la massima amplificazione per la classe C e le frequenze di risonanza della classe B. Come si può notare dai grafici 5.19 a, b e c le ampiezze medie tendono ad essere inferiori a quelle dei due intervalli analizzati nei paragrafi precedenti. Infatti questo intervallo non comprende i picchi di massima amplificazione per la classe C, ma quelli delle armoniche superiori, che hanno dei valori di ampiezza minori rispetto ai picchi principali. Questo spiega anche perché nel grafico 5.19.a non risulti evidente la proporzionalità inversa tra i valori delle ampiezze e la velocità delle onde di taglio (la linea di tendenza è quasi piatta), che invece era ben visibile nei grafici 5.17.a e 5.18.a. Una seconda osservazione riguarda i valori delle ampiezze (figura 5.19.c). Come emerso precedentemente dai grafici 5.17.c e 5.18.c. le ampiezze calcolate sulla base del modello teorico monodimensionale sono superiori di quelle ricavate dai rapporti spettrali H/V, specialmente per la classe B.





**5.19: Confronto tra i risultati delle stime della risposta di sito: a) ampiezza ottenuta dal modello teorico 1-D in funzione della  $V_{S,30}$  b) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVSF) in funzione della  $V_{S,30}$ ; c) ampiezza ottenuta dalle registrazioni (HVSF) in funzione dell'ampiezza ricavata dal modello teorico 1-D, la linea diagonale indica la perfetta corrispondenza.**

## 5.6 Conclusioni

Dalle analisi effettuate è risultato che:

- le classi A, B e C sono ben distinguibili in base al profilo stratigrafico. Inoltre per le classi A e C la dispersione intorno alla media è bassa, mentre per la classe B esiste una certa dispersione rispetto ad essa, dovuta alla maggiore ampiezza dell'intervallo di velocità che la caratterizza;
- le frequenze fondamentali distribuite rispetto alle classi B, C, D ed E occupano intervalli di frequenza di risonanza ben definiti, sia per quanto riguarda i valori ottenuti col metodo dei rapporti spettrali H/V che con il modello teorico monodimensionale; occorre però precisare che l'intervallo contenente i siti di classe B è molto più ampio degli altri e che il valore dell'unica stazione appartenente alla classe D è molto vicino all'intervallo di frequenza occupato dai siti della classe C;
- per quanto riguarda i valori di amplificazione in corrispondenza delle frequenze fondamentali, in funzione delle classi di sito, risultano distinti solo quelli ricavati dal modello teorico 1-D, mentre quelli calcolati con i rapporti spettrali H/V mostrano una parziale sovrapposizione. Comunque è ben noto dalla letteratura che il valore di amplificazione ottenuto con il metodo dell'HVSR è poco attendibile (Bard, 1999).

Perciò si può sostenere che il parametro della  $V_{S,30}$  può essere utilizzato per la classificazione dei siti, in quanto la maggior parte dei parametri ad esso correlabili sono ben distinti rispetto alle classi. In particolare le classi di sito possono essere discriminate sulla base della frequenza di risonanza, ma non dell'amplificazione.

Inoltre la classificazione attualmente in uso potrebbe essere migliorata modificando in parte gli intervalli di  $V_{S,30}$  che definiscono ciascuna classe. Infatti la classe B occupa un intervallo di velocità troppo ampio (360 – 800 m/s) rispetto alle altre e, di conseguenza, può comprendere siti con caratteristiche geologiche molto diverse.

Circa la classe C bisogna precisare che in essa ricadono sia siti con spessore dei sedimenti limitato che siti con sedimenti molto profondi (come nel caso di Gubbio). Inoltre è stato osservato che in corrispondenza di bacini sedimentari si possono verificare effetti di amplificazione di tipo bidimensionale e tridimensionale. È stato osservato ad esempio che nel bacino di Gubbio (Pacor et al., 2007) si generano onde diffratte ai bordi del bacino, con la formazione di onde di superficie, che possono modificare il moto del suolo sia in termini di ampiezza che di contenuto spettrale e durata. Infine può verificarsi l'amplificazione della componente verticale del moto che può rendere il rapporto spettrale H/V poco attendibile.

Sulla base delle considerazioni effettuate gli sviluppi di questo studio potranno essere:

1. lo studio della classe C in termini di variabilità di condizioni geologico - geomorfologiche e geofisiche per caratterizzare la risposta sismica locale delle varie configurazioni.
2. la valutazione dell'entità dell'amplificazione con altre tecniche, come ad esempio i rapporti tra spettri di risposta e tentare di valutare uno "Standard Spectral Ratio" inteso come rapporto tra spettri delle componenti orizzontali del sito e spettri valutati per siti in roccia attraverso leggi predittive del moto del suolo.

## 6. NOTE TECNICHE

### 6.1 Calcolo della funzione di trasferimento dal modello teorico 1-D

La funzione di trasferimento del sito è stata calcolata tramite un software basato sul metodo di Haskell e Thomson (Haskell, 1953, Thomson 1950), che simula la propagazione di onde SH incidenti verticalmente in un semispazio formato da strati piano-paralleli. Perciò il programma richiede un file di input che descriva il profilo con determinati parametri. Il profilo viene diviso in strati per i quali devono essere specificati lo spessore, la densità, la velocità media delle onde di taglio e il fattore di qualità Q. Lo spessore degli strati e la Vs media di ciascuno strato vengono ricavati direttamente dal profilo stratigrafico, mentre i valori della densità e del fattore di qualità vengono dalla letteratura (Pergalani et al., 1999). Il modello 1D relativo al sito di Garigliano è mostrato in Tabella 1.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
26	17.7	185.8	12.5
17	19.6	430.2	25
6	19.6	391.8	25
6	19.6	606	25
11	19.6	461.3	25
22	19.6	427.3	25
0	19.6	700	25

**Tabella 1: Modello 1D relativo al sito di Garigliano.**

Questi dati vengono poi inseriti in un file chiamato garigliano.txt che contiene anche l'id della stratigrafia (alla prima riga) e il numero degli strati che sovrastano il substrato (alla seconda riga), con a seguire l'elenco dei parametri degli strati stessi.

-30

6

26.0 17.7 185.8 12.5

17.0 19.6 430.2 25.0

6.0 19.6 391.8 25.0

6.0 19.6 606.0 25.0

11.0 19.6 461.3 25.0

22.0 19.6 427.3 25.0

0.0 19.6 620.0 25.0

A questo punto si può costruire il file di input, richiesto del programma HASKELL. Questo file (chiamato FNPAR.DAT) è in formato ASCII ed è composto come segue:

```
1
garigliano.txt
0.0
0.025 512
garigliano.fdt
```

dove nella prima riga c'è l'id della funzione di trasferimento (FDT), nella seconda il nome del file di input, nella terza il valore iniziale della frequenza, nella quarta la spaziatura temporale ed il numero di frequenze su cui calcolare lo spettro di Fourier, nella quinta il nome del file di output.

In questo caso l'intervallo di frequenza su cui verrà calcolata la FDT va da 0 Hz a 20 Hz e la funzione di trasferimento sarà formata da 256 punti. Per alcune stazioni, si è reso necessario estendere il calcolo della FDT fino a 40 Hz, modificando il valore della spaziatura temporale, portandolo da 0.025 a 0.0125.

Il risultato calcolato dal programma ha questa forma:

```
1 256 20.0000 gariglia.txt
      .00000
.0000 2.0000      .0000      2.0000
.0781 2.0012     -.1364      2.0058
.....      .....      .....      .....
```

Nella prima riga ci sono l'id della funzione di trasferimento, il numero delle frequenze (pari alla metà del valore definito nel file FNPAR.DAT), la frequenza massima ed il nome del file che contiene i parametri del sito; nella seconda riga c'è l'identificativo del profilo; nella terza riga contiene la frequenza (da 0 Hz a 20 Hz) (prima colonna), la parte reale della FDT (seconda colonna), la parte immaginaria della FDT (terza colonna) e l'ampiezza della FDT, ottenuta come modulo (quarta colonna).

A questo punto è possibile costruire il grafico della FDT mettendo in ascisse le frequenze e in ordinate le ampiezze (prima e quarta colonna).



## 6.2 Calcolo dei rapporti spettrali H/V

Il calcolo dei rapporti spettrali H/V avviene tramite una serie di routine, implementate in Matlab<sup>®</sup>, create per leggere e processare le serie temporali, in formato ASCII con un header di 43 righe.

Per utilizzare le routine è necessario copiare i file da analizzare in una directory locale, importarla in Matlab con il comando *addpath* e digitare *itaca* nel prompt dei comandi: appare una schermata (figura 6.1) in cui si devono specificare i file da analizzare e il loro formato. In questo caso al programma è stato chiesto di leggere un file ASCII che contiene la lista delle registrazioni (in gruppi di tre componenti). Il file che contiene la lista ha questo formato:

```
19980405_155221ITDPC_ANNI_NSC.DAT
19980405_155221ITDPC_ANNI_UPC.DAT
19980405_155221ITDPC_ANNI_WEC.DAT
19980405_155221ITDPC_ASS_NSC.DAT
19980405_155221ITDPC_ASS_UPC.DAT
19980405_155221ITDPC_ASS_WEC.DAT
19980405_155221ITDPC_BVG_NSC.DAT
19980405_155221ITDPC_BVG_UPC.DAT
19980405_155221ITDPC_BVG_WEC.DAT
19980405_155221ITDPC_CAG_NSC.DAT
```

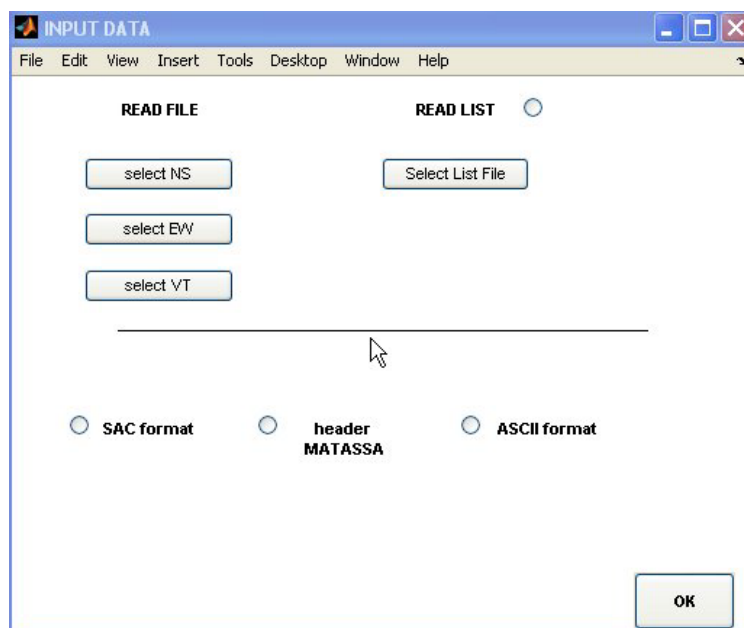


Figura 6.1: Schermata per l'immissione dei dati.

A questo punto compare la schermata principale, dove è possibile modificare le opzioni di visualizzazione e quelle del processamento (figura 6.2). In particolare è possibile eseguire queste operazioni:

- Modificare la visualizzazione delle tracce sullo schermo (angolo superiore sinistro);
- Processare i dati;
- Scorrere il file di lista, riavviare il sistema o chiudere;
- Vedere la testata del programma;

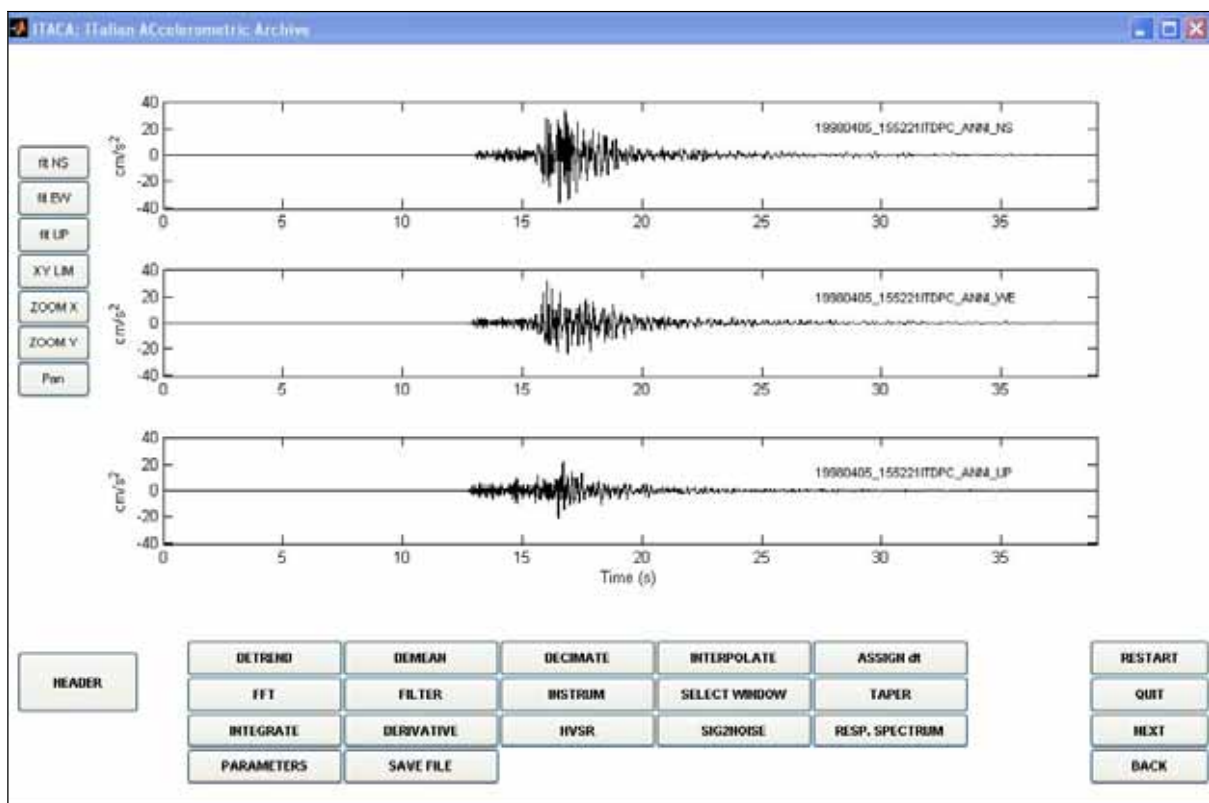


Figura 6.2: Schermata principale.

Per quanto riguarda il processamento dei dati sono state utilizzate alcune delle funzioni presenti nella parte inferiore della schermata principale:

- *Select window*: permette di selezionare solo la parte di segnale desiderata. In questo lavoro è stata quasi sempre utilizzata una finestra di 10 secondi, a partire da circa due secondi prima del primo arrivo delle onde S. Comunque, per ciascuna stazione, è importante scegliere finestre temporali della stessa lunghezza, per poter in seguito calcolare la media tra le tracce.

- *Taper*: applica un taper di tipo coseno del segnale (la percentuale viene scelta dall'utente (2% in questo caso)).
- *FFT* : calcola la Fast Fourier transform del segnale e crea il relativo grafico in una finestra separata. Sulla trasformata viene eseguito lo smoothing, in accordo con lo schema proposta da Konno e Ohmachi (1998). I valori dei parametri sono: l'esponente  $b$  a cui è assegnato 20 come valore di default, il parametro  $sm$  (valore di default =1) e la metà della larghezza su cui viene eseguito lo smoothing (= 50).
- *HVSR*: calcola il rapporto spettrale della componente orizzontale su quella verticale. Le opzioni di smoothing sono le stesse disponibili per il calcolo dello spettro di Fourier.

Dopo aver calcolato il rapporto spettrale H/V per ciascuna traccia si può procedere al calcolo della media degli H/V relativi a tutte le tracce di una stazione.

## 7. SCHEDE TECNICHE DELLE STAZIONI ACCELEROMETRICHE

### 7.1

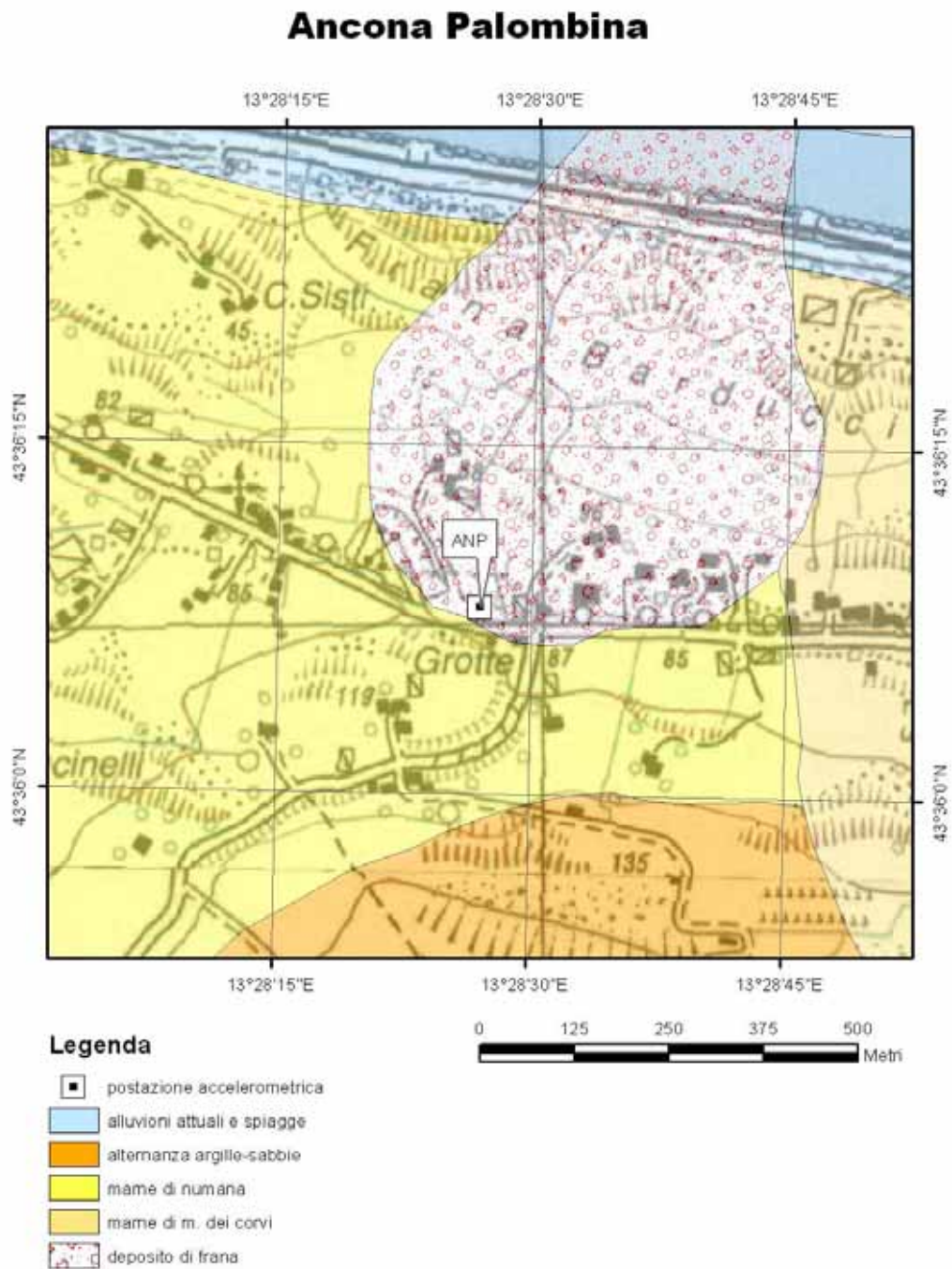


Figura 7.1.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 sovrapposta alla base topografica IGM alla scala 1:25.000.

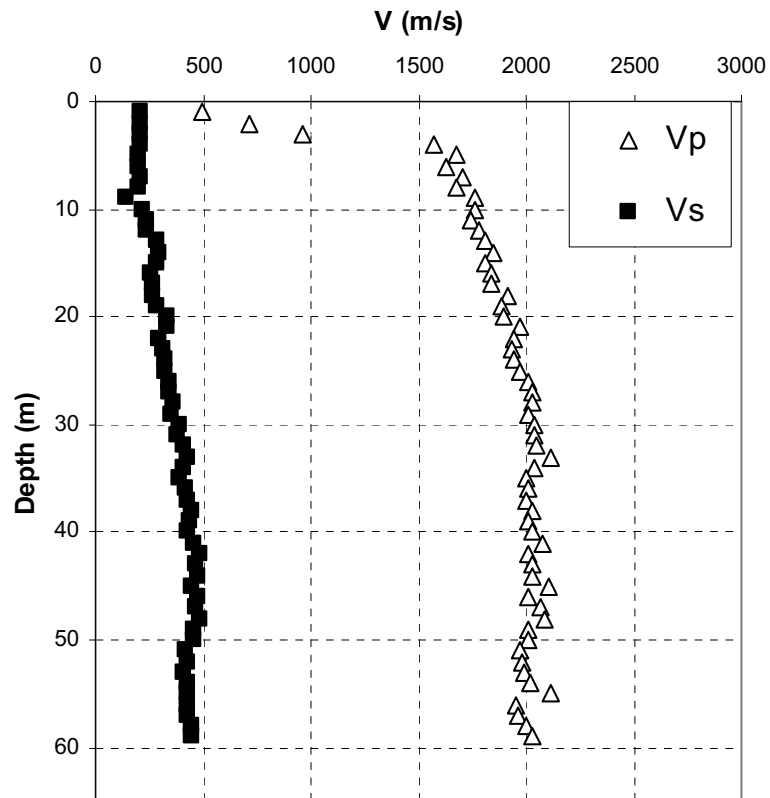


Figura 7.1.2: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ENEA)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,copertura}$ (m/s)
262.7	C	-

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
10.0	17.7	201.3	10.0
10.0	17.7	274.1	12.0
10.0	17.7	337.2	12.0
10.0	19.6	418.8	12.0
10.0	19.6	466.9	12.0
10.0	19.6	429.4	12.0
40.0	20.0	500.0	12.0
0.0	21.0	1000.0	50.0

Tabella 2: Modello 1D (il substrato è ipotizzato ad una profondità di 100m dal p.c.).

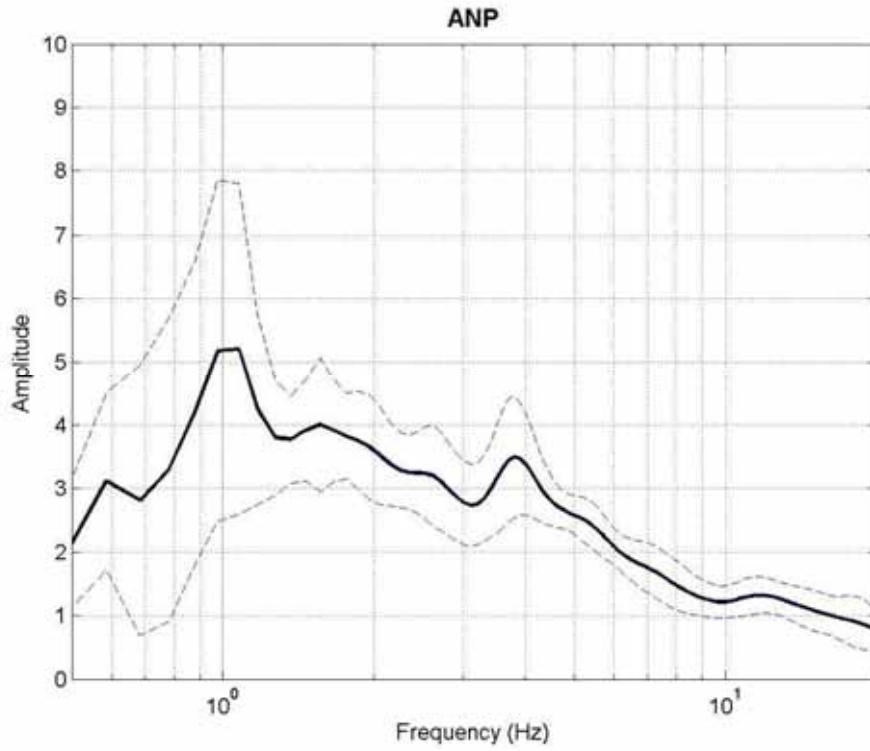


Figura 7.1.3: HVSr eseguito su dati strong-motion (8 registrazioni).  $f_0 = 1$  Hz

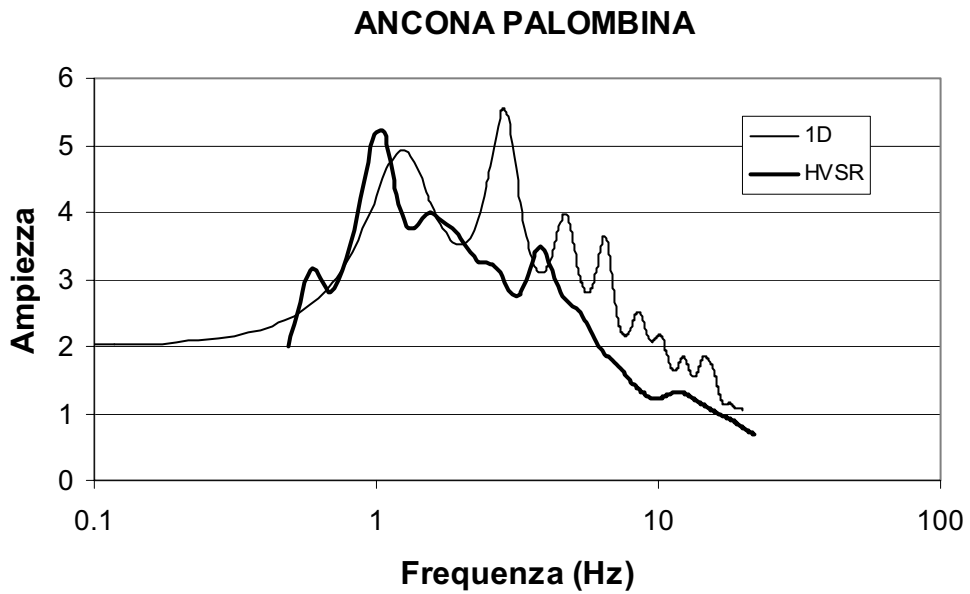


Figura 7.1.4: Modello 1D ottenuto con il profilo di velocità e HVSr.

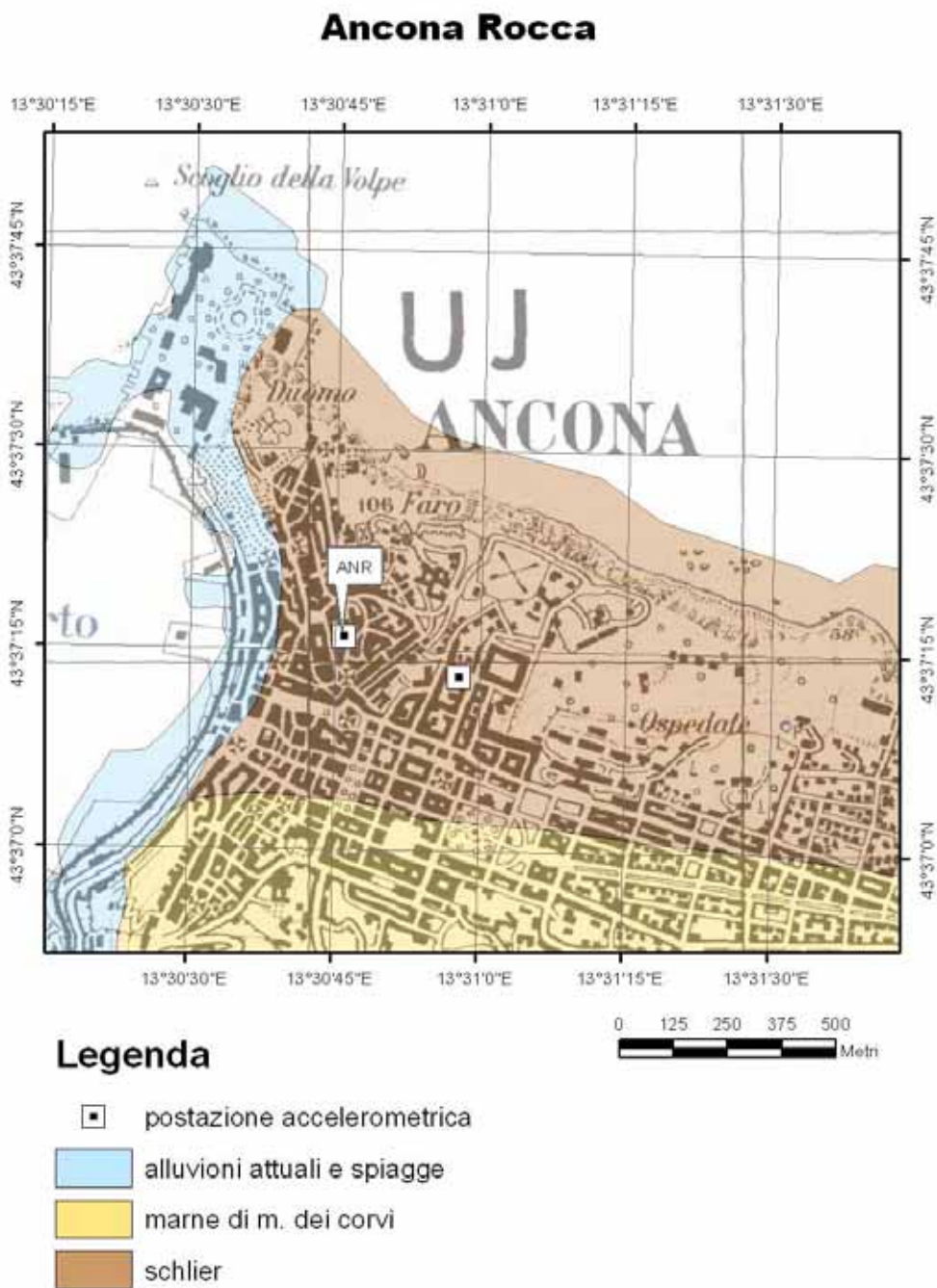


Figura 7.2.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

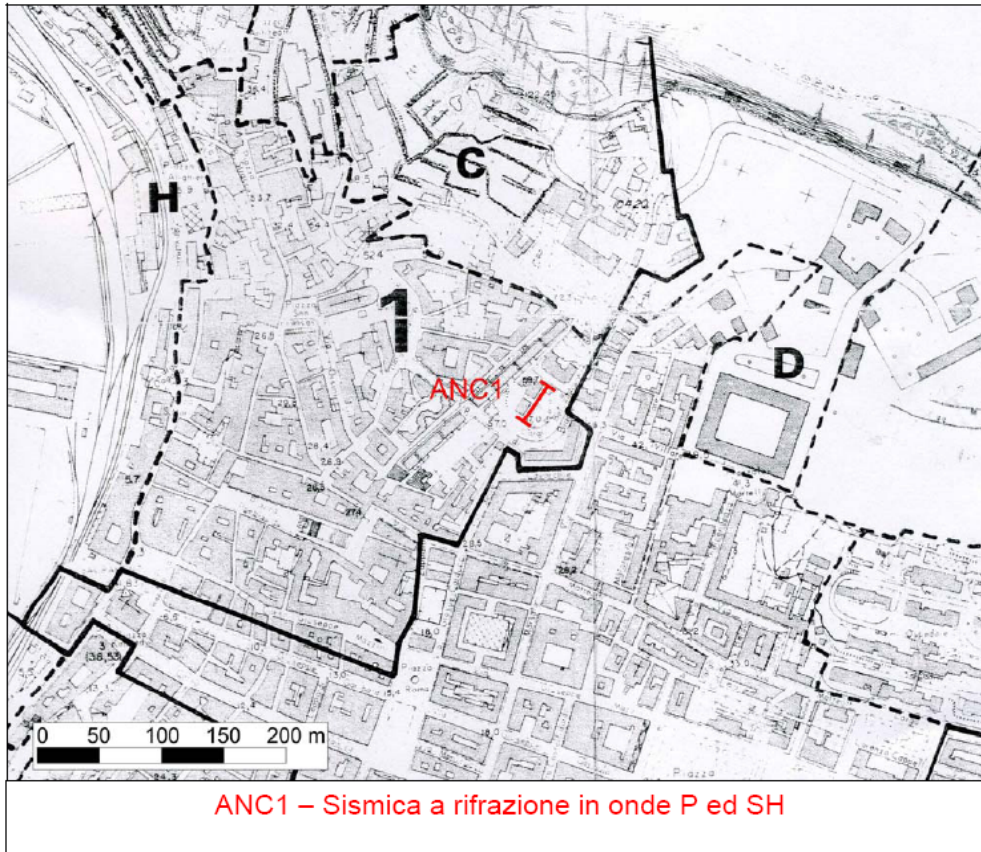


Figura 7.2.2.: Ubicazione delle indagini di sismica a rifrazione (Progetto S-6).

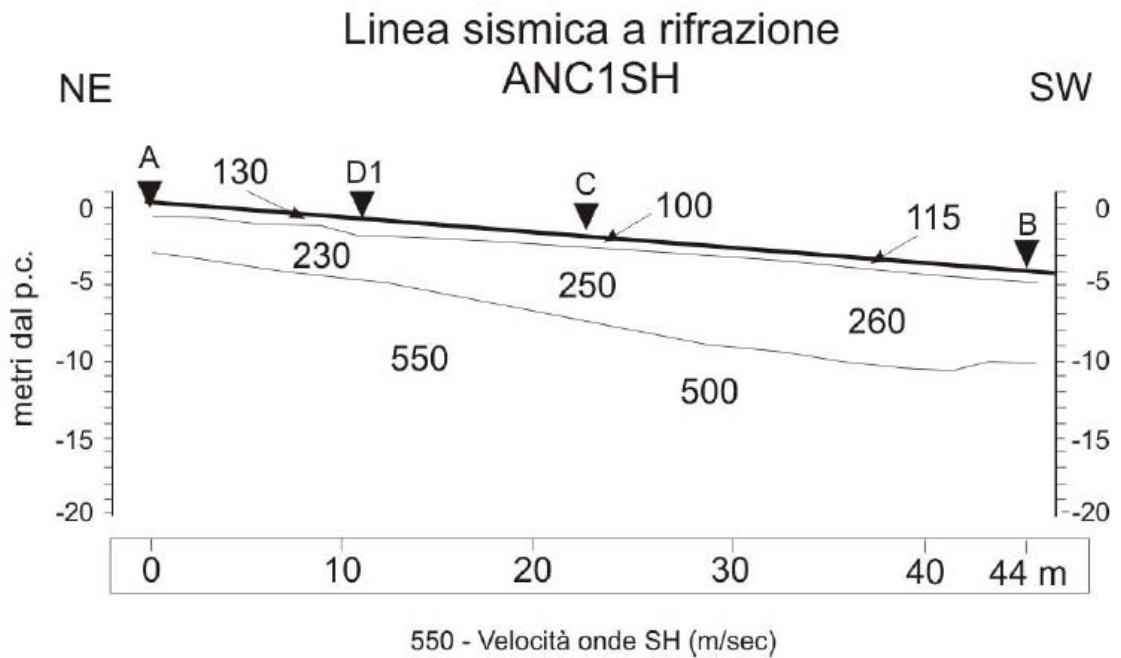
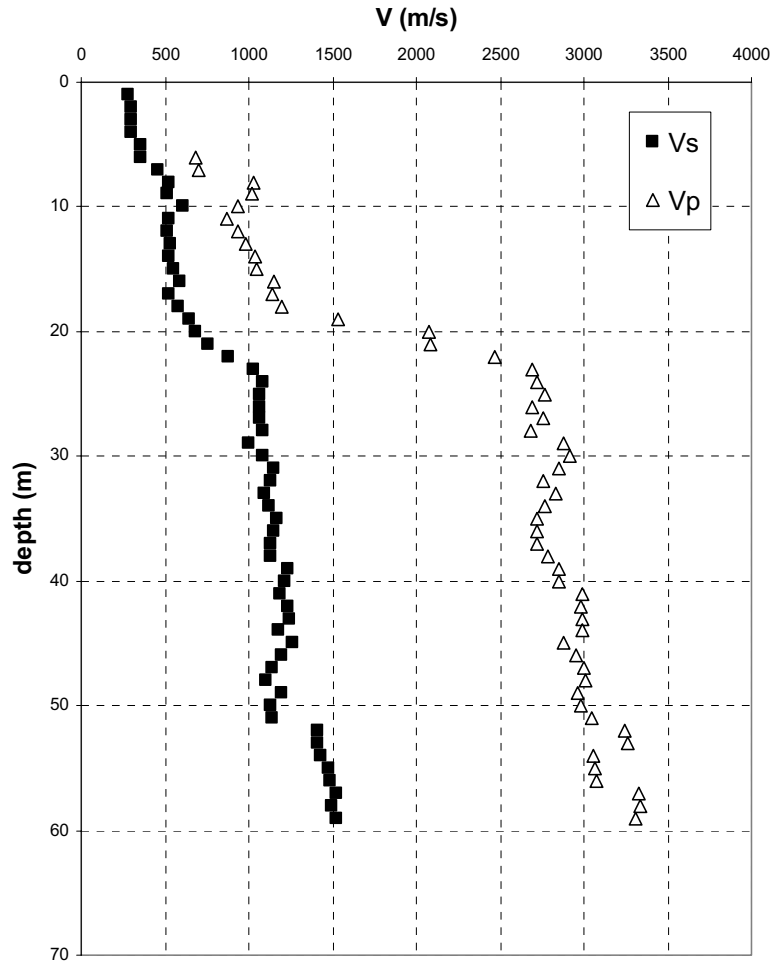


Figura 7.2.3: Risultati della sismica a rifrazione per le onde SH (Progetto S-6).





**Figura 7.2.4: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ENEA)**

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,21}$ (m/s)
581	B	435

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
6.0	18.0	320.0	10.0
14.0	19.0	530.0	10.0
2.0	19.0	810.0	10.0
0.0	20.5	1200.0	50.0

**Tabella 2:Modello 1D.**

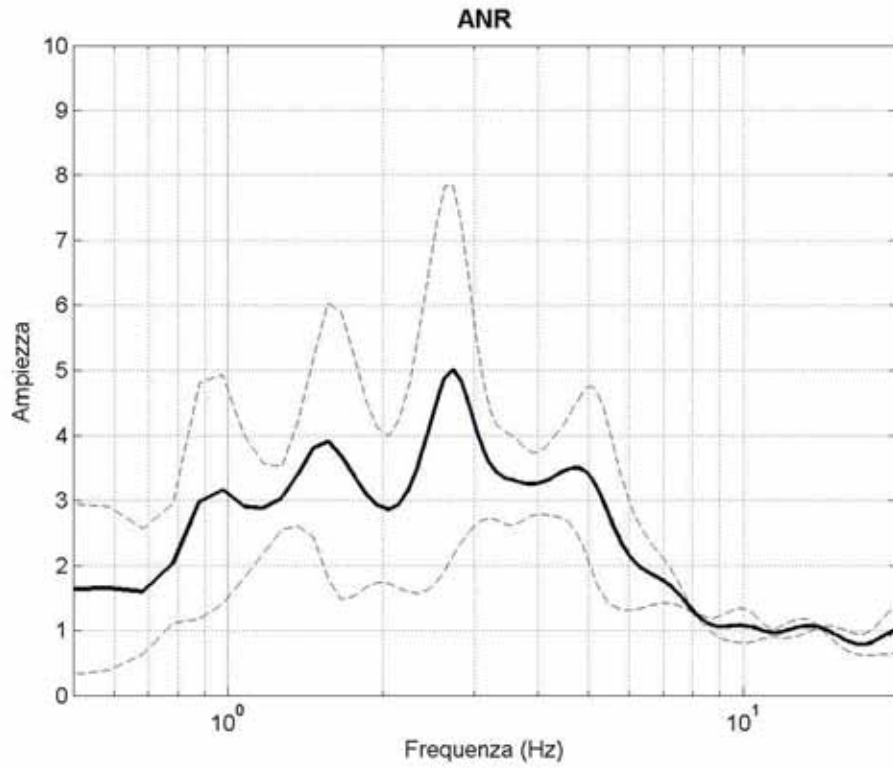


Figura 7.2.5: HVSr eseguito su dati strong-motion (3 registrazioni).  $f_0=2.73$  Hz.

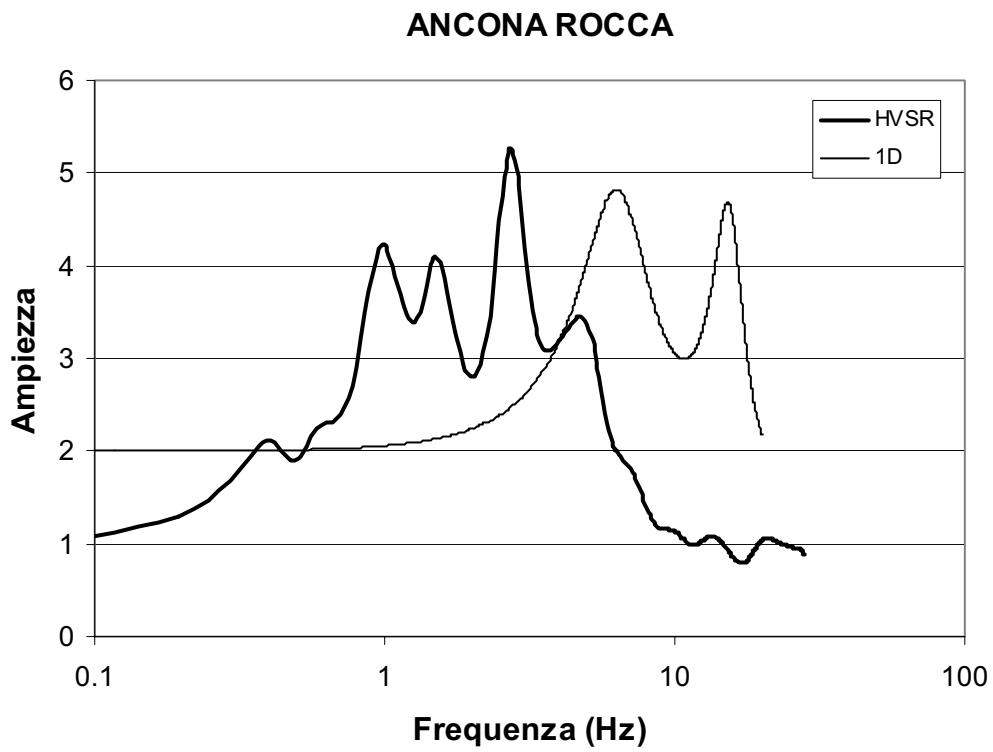


Figura 7.2.6: Confronto tra il modello 1D ottenuto dal profilo di velocità,  $f_0$  1-D = 6.4 Hz.

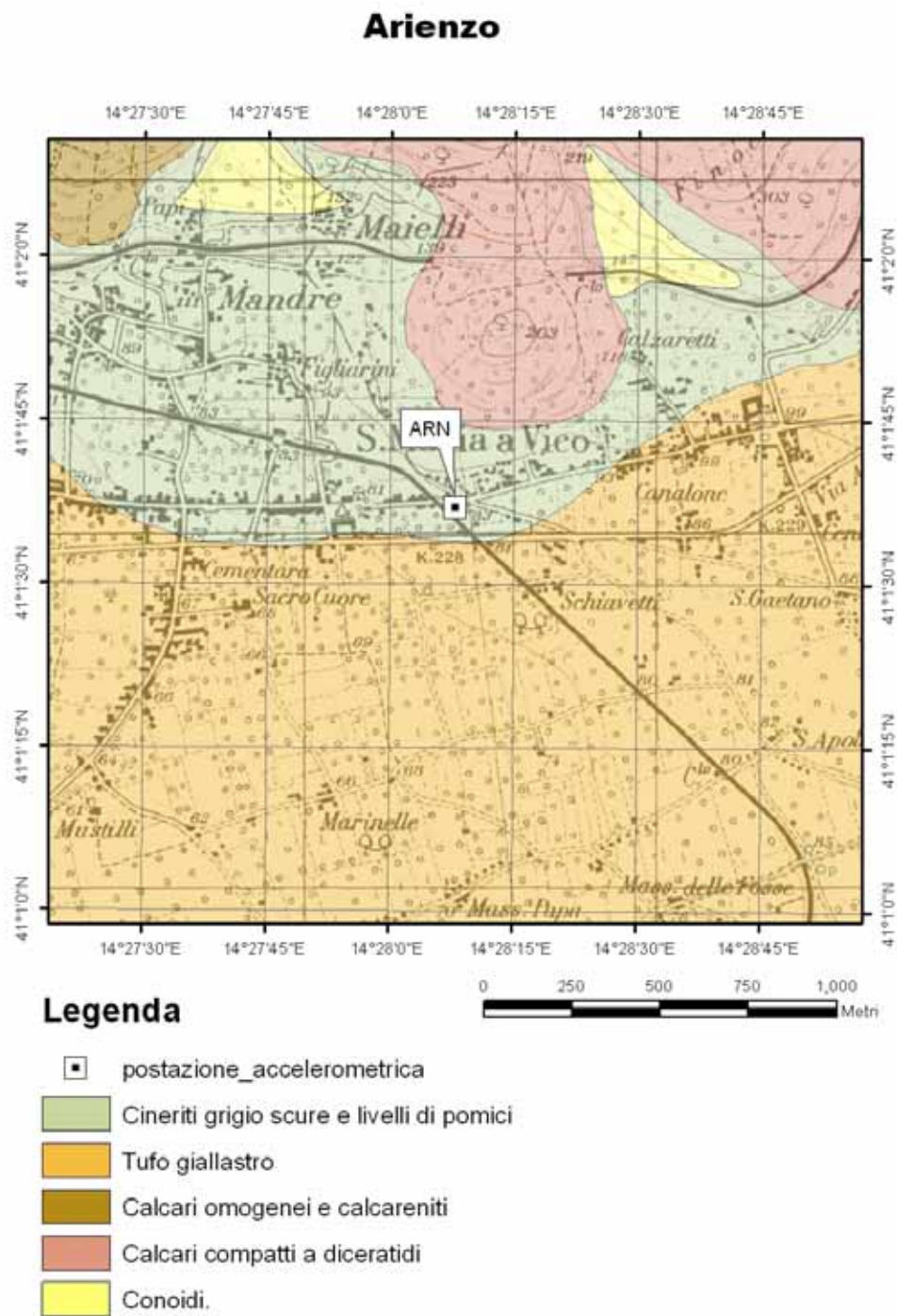


Figura 7.3.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Arienzo (Postazione 6) - Stratigrafia sintetica (SG 6/1)

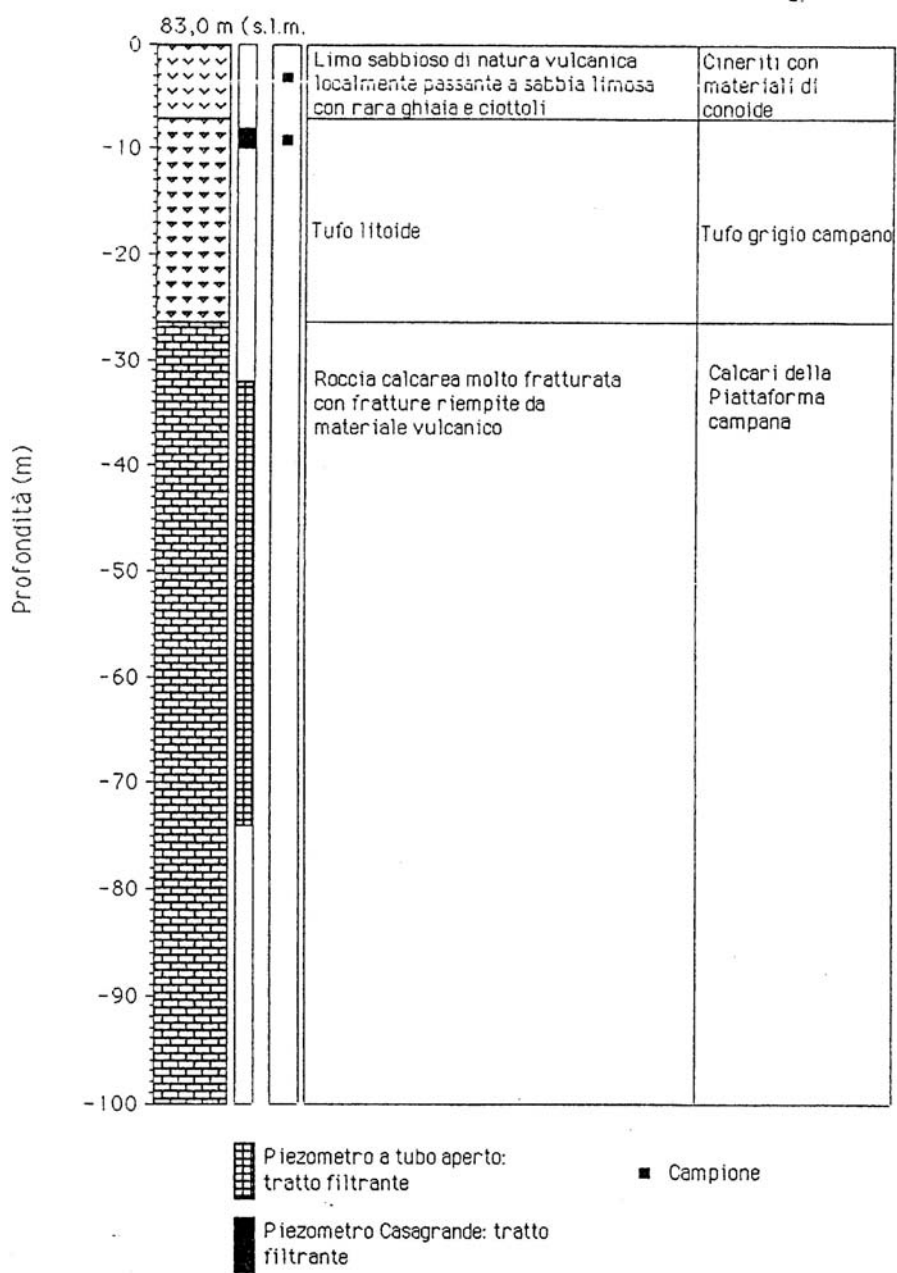


Figura 7.3.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

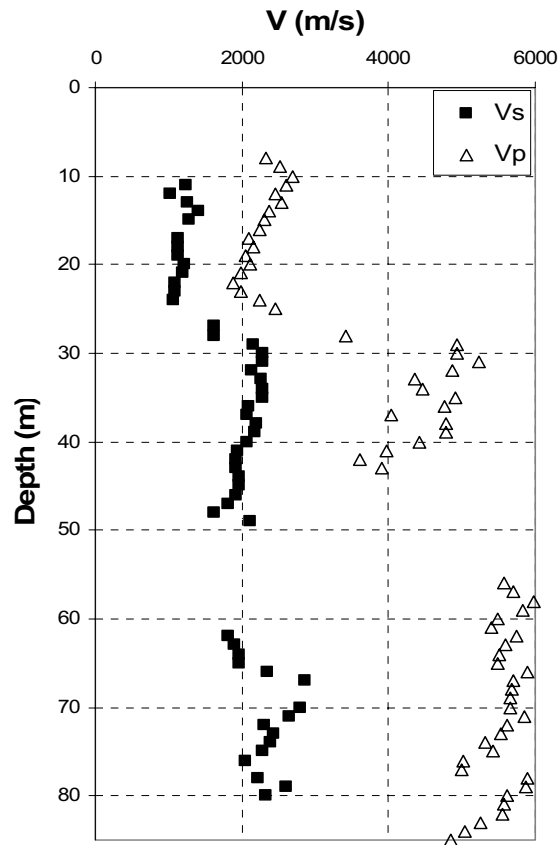


Figura 7.3.4: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES)

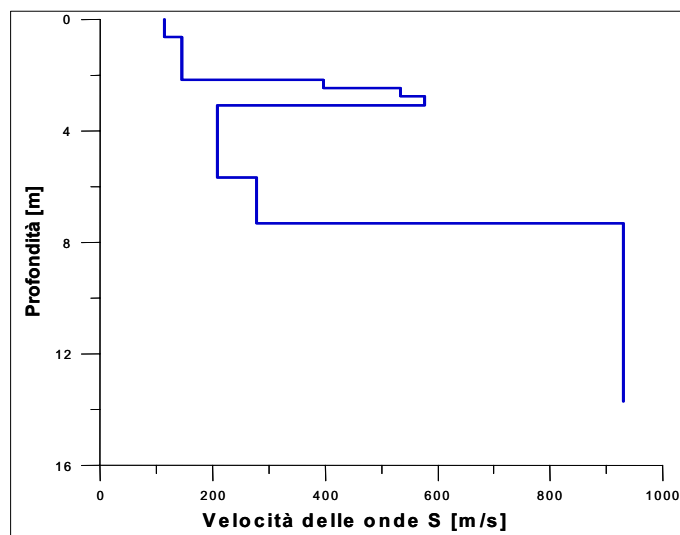


Figura 7.3.5: Profilo di velocità delle onde di taglio ottenuto con il metodo REMI (Gruppo di lavoro S6, 2007)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,8}$ (m/s)
1160	E	200

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
8.0	18.0	200.0	5.0
7.0	20.0	900.0	12.0
15.0	21.0	1100.0	100.0
0.0	21.0	2000.0	100.0

Tabella 2: Modello 1D.

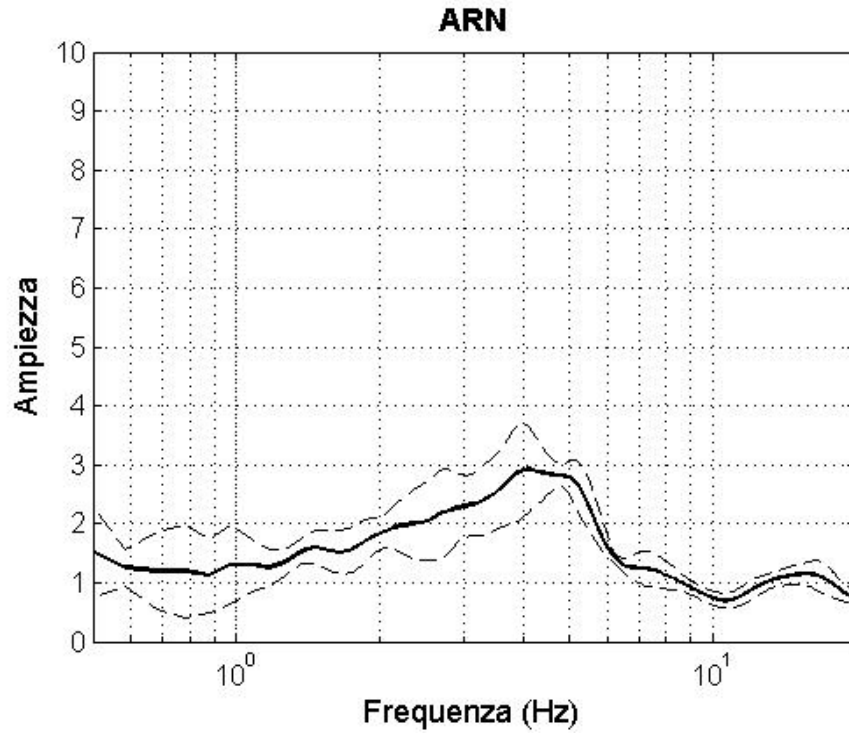


Figura 7.3.6: HVSr eseguito su dati strong-motion ( 5 registrazioni),  $f_0=4$  Hz.

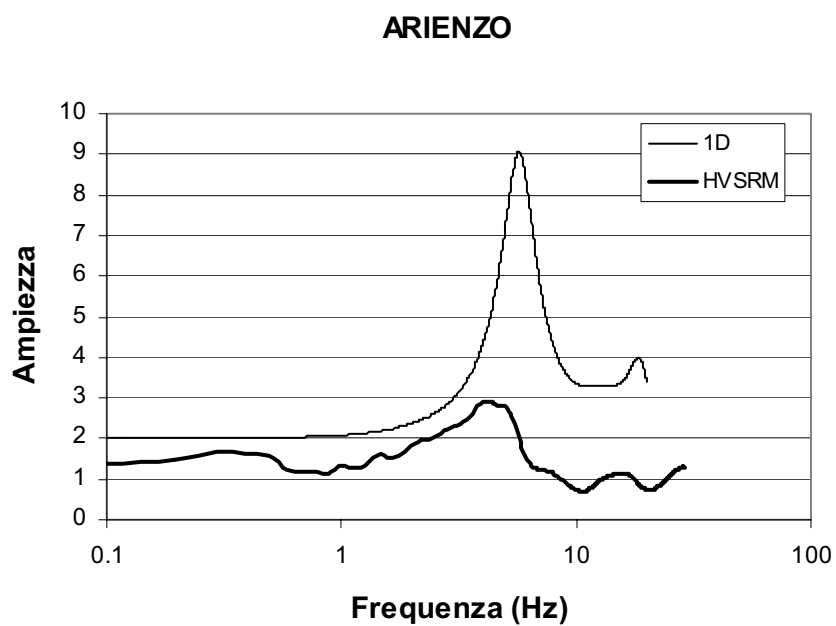


Figura 7.3.7: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità e HVSr.  $F_0$  1D= 5.8 Hz

7.4

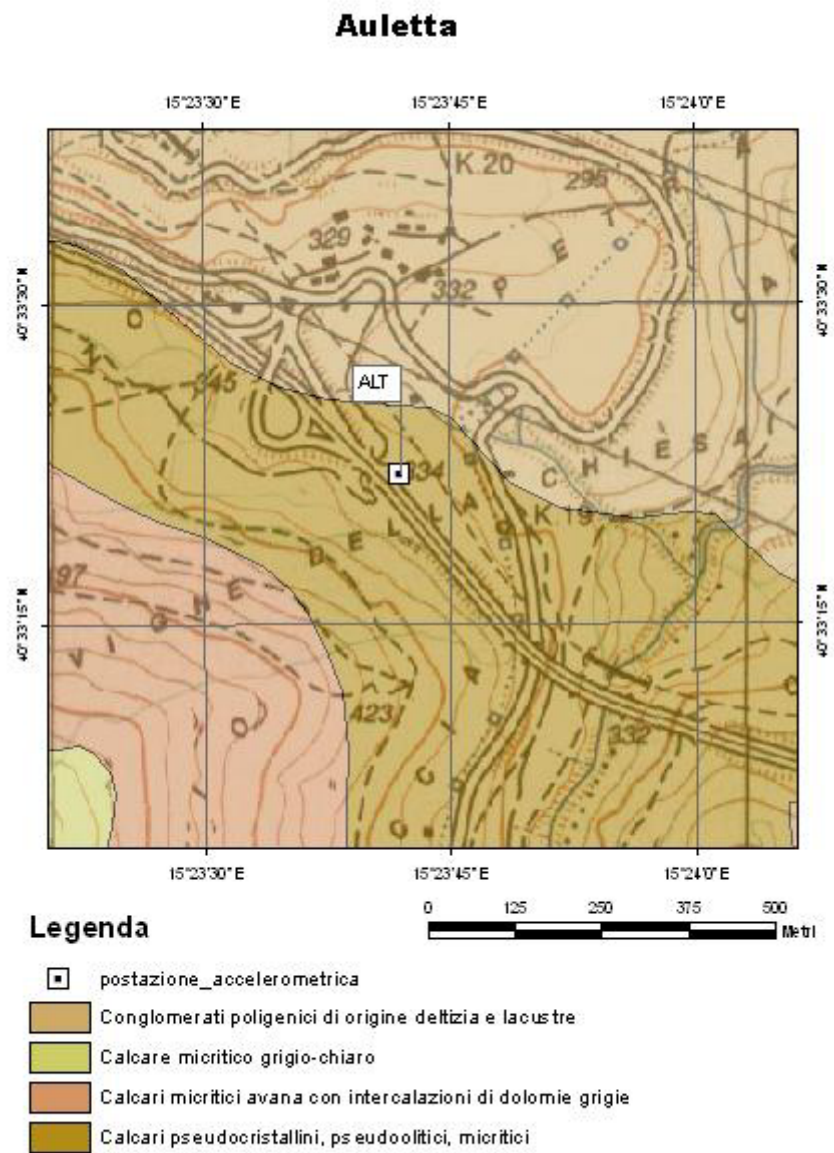


Figura 7.4.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000

Auletta (Postazione 7) - Stratigrafia sintetica (SG 7/1)

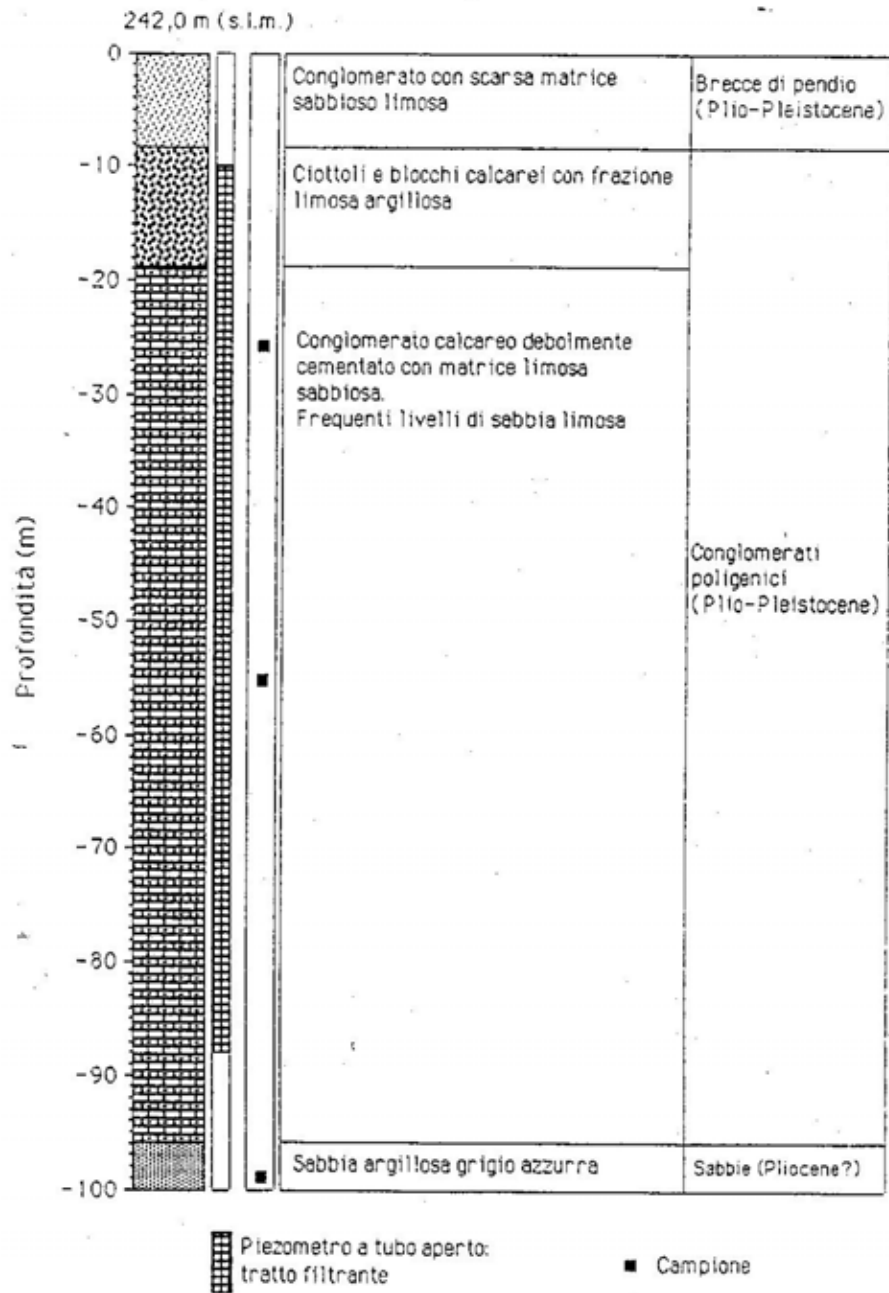


Figura 7.4.2: profilo stratigrafico (da ISMES).



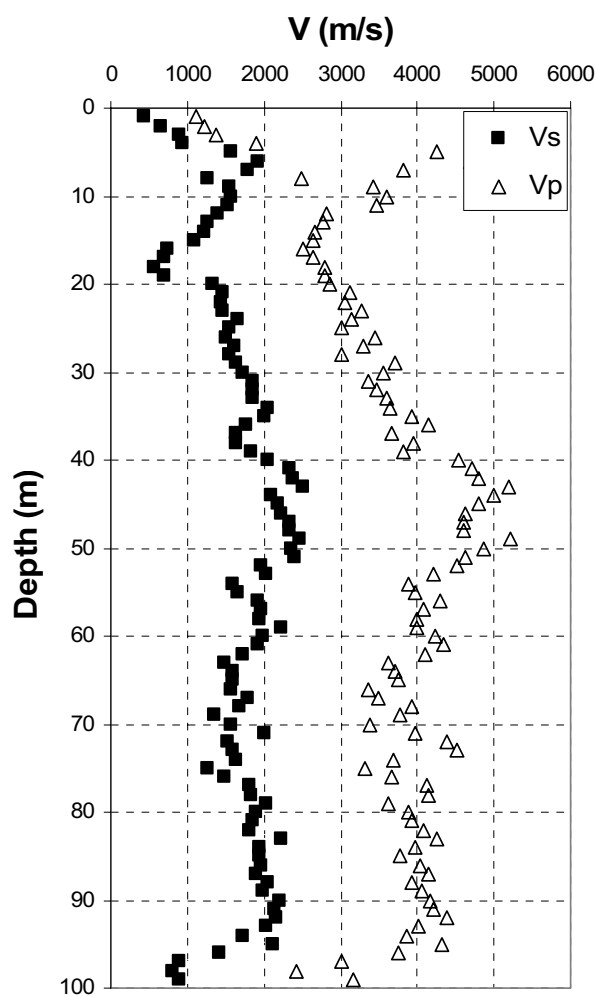
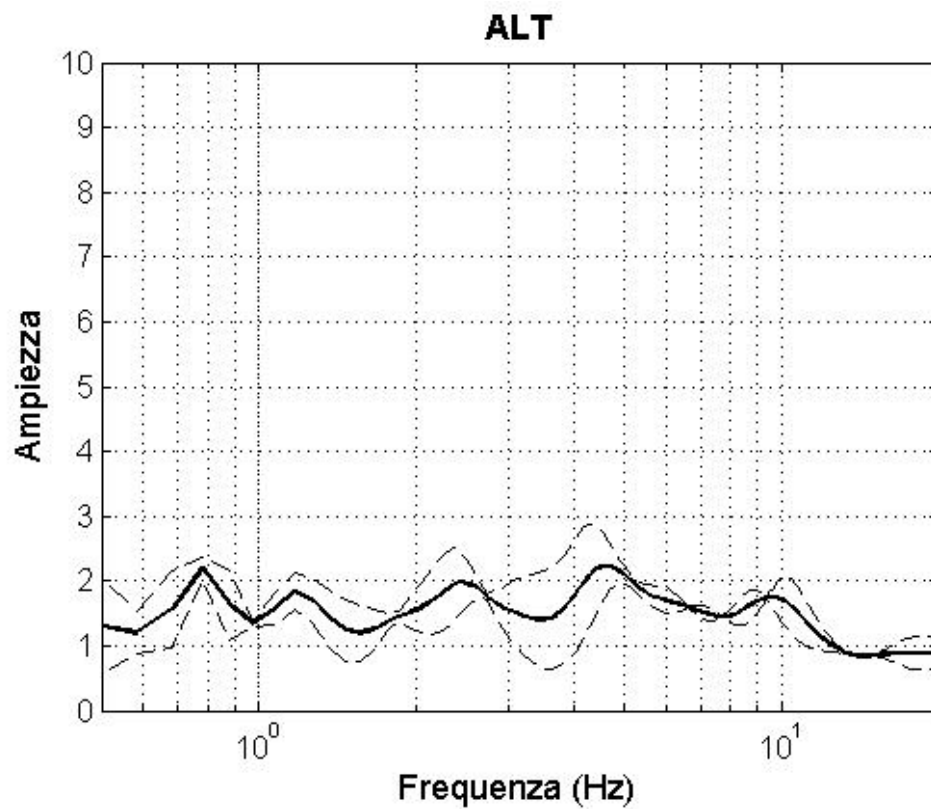


Figura 7.4.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,5}$ (m/s)
1160	A	550

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.



**Figura 7.4.4: HVSR eseguito su dati strong-motion ( 2 registrazioni). Non c'è una frequenza fondamentale distinguibile: il sito è sicuramente su roccia.**

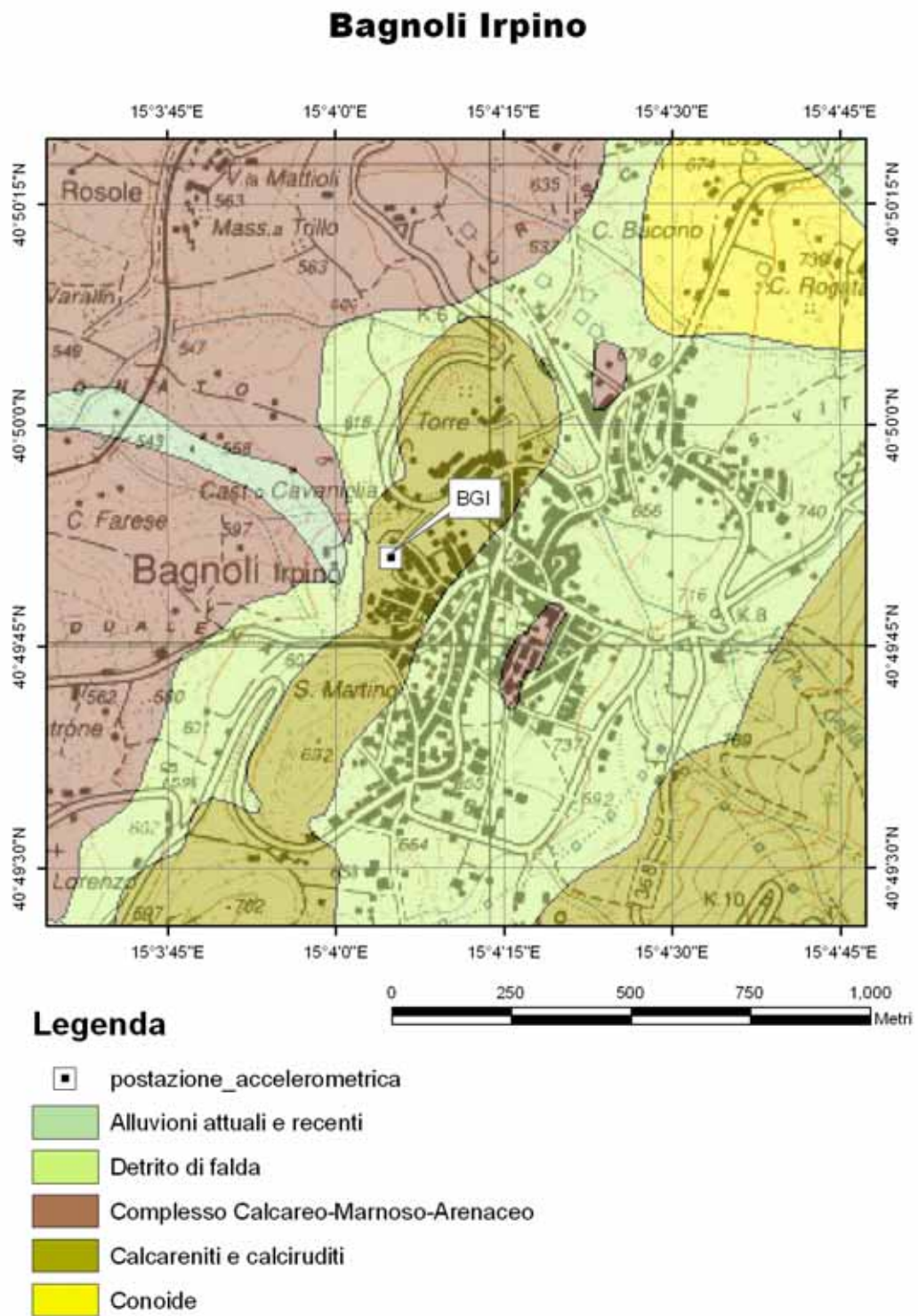
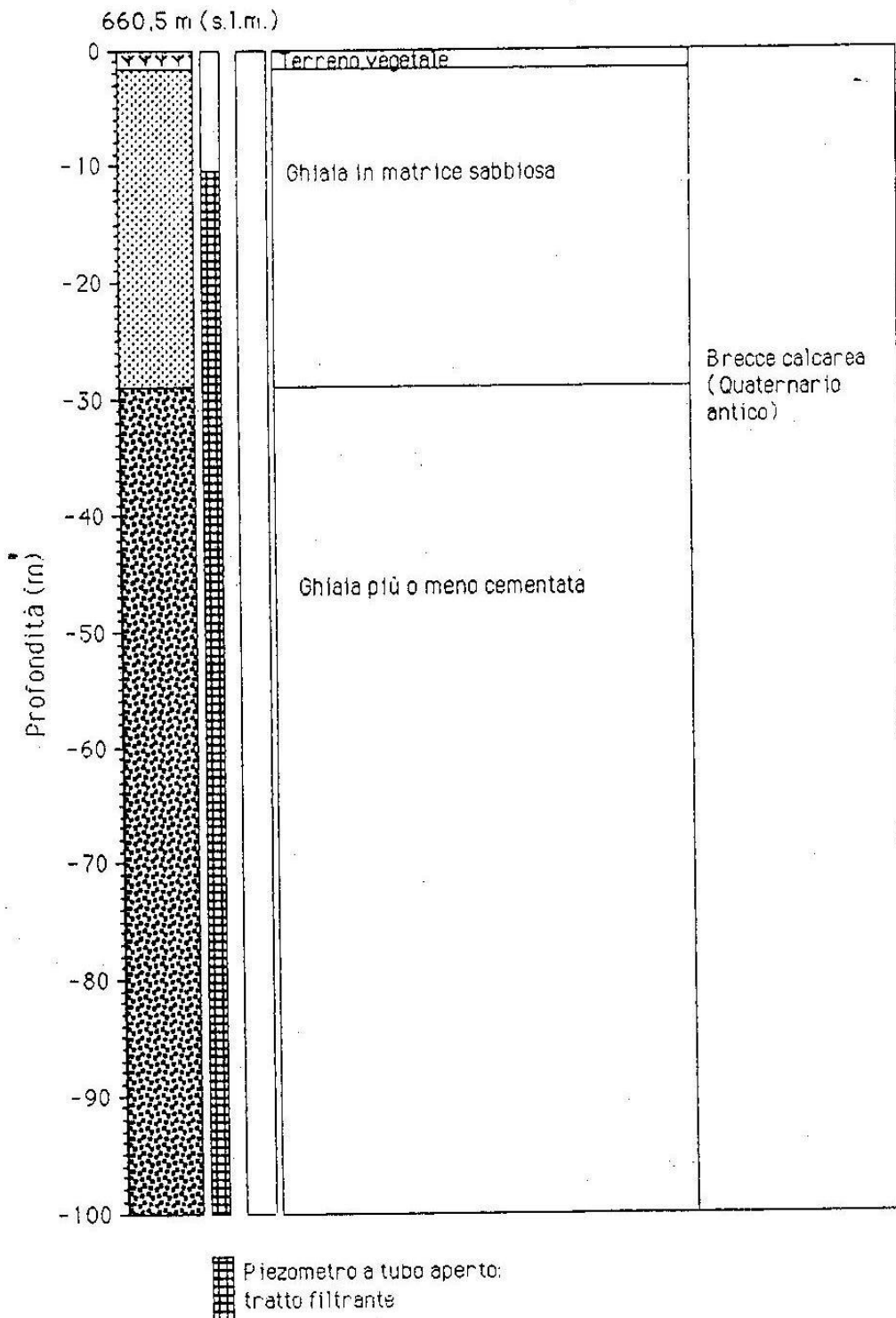


Figura 7.5.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000



**Figura 7.5.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).**

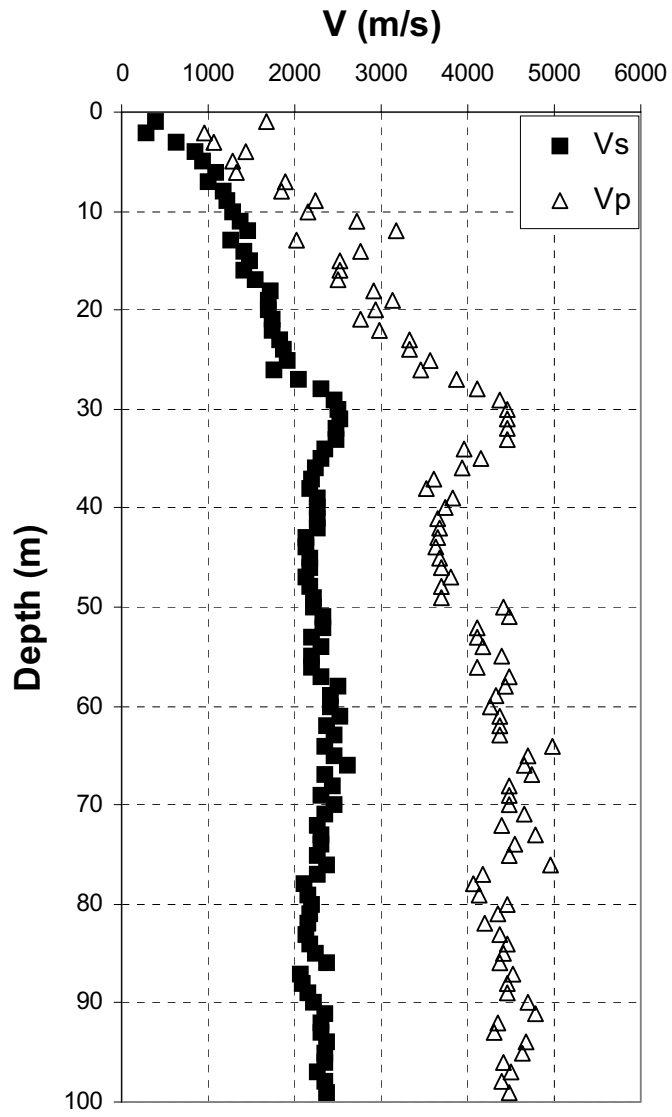


Figura 7.5.3: Profilo di Vs (da ENEA).

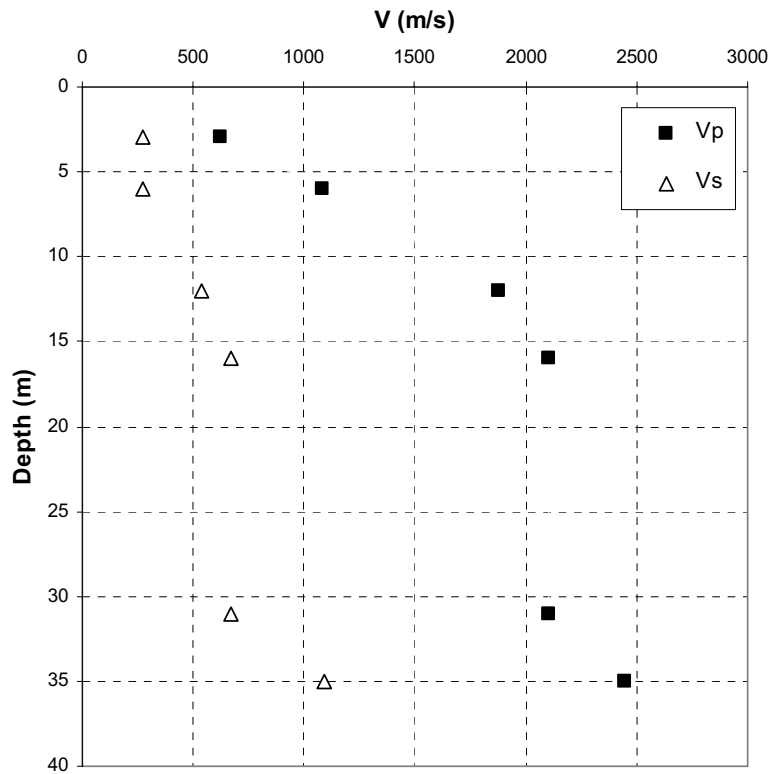


Figura 7.5.4: Profilo di velocità delle onde di taglio (da Gruppo di lavoro S6, 2007).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,coertura}$ (m/s)
1250 (ISMES)	A (ISMES)	556 (su 4m, ISMES)
500 (S6)	B (S6)	500 (su 30m, S6)

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
6.0	18.0	270.0	10.0
6.0	19.0	540.0	12.0
19.0	19.	670.0	12.0
0.0	21.6	1110.0	100.0

Tabella 2: Modello 1D (dal profilo del Progetto S6).

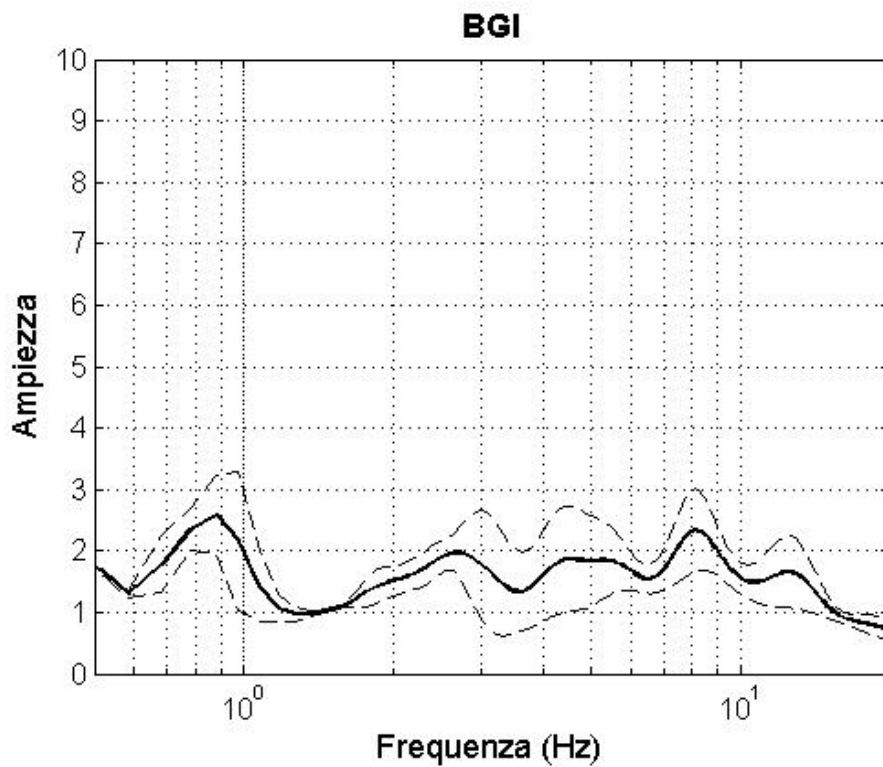


Figura 7.5.5: HVSr eseguito su dati di strong-motion (2 registrazioni). Non c'è una fo distinguibile: il sito sembrerebbe roccia.

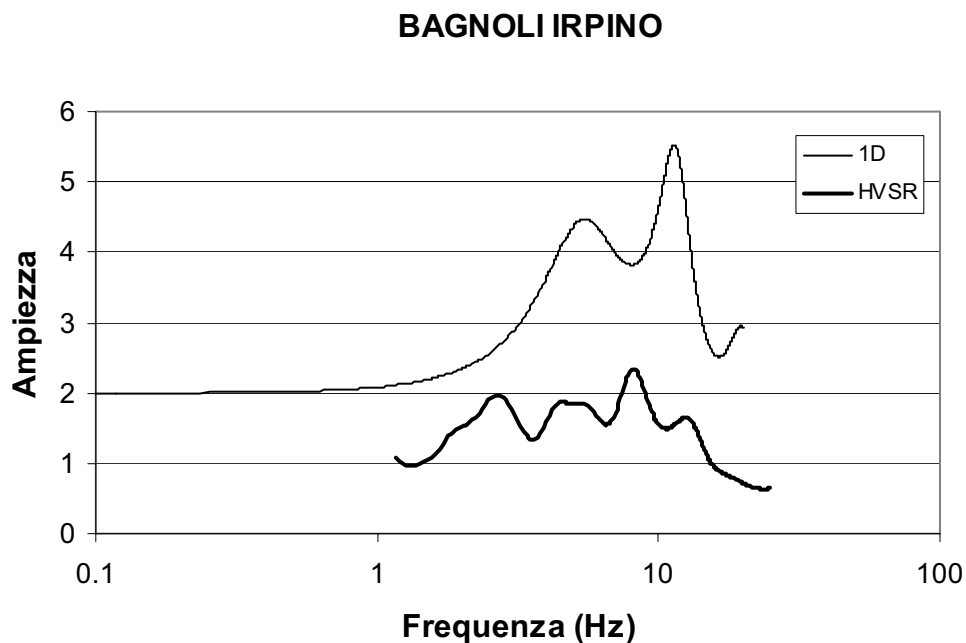


Figura 7.5.6: Confronto tra il modello 1D ( $f_0 = 5.8$ ) e l'HVSr.

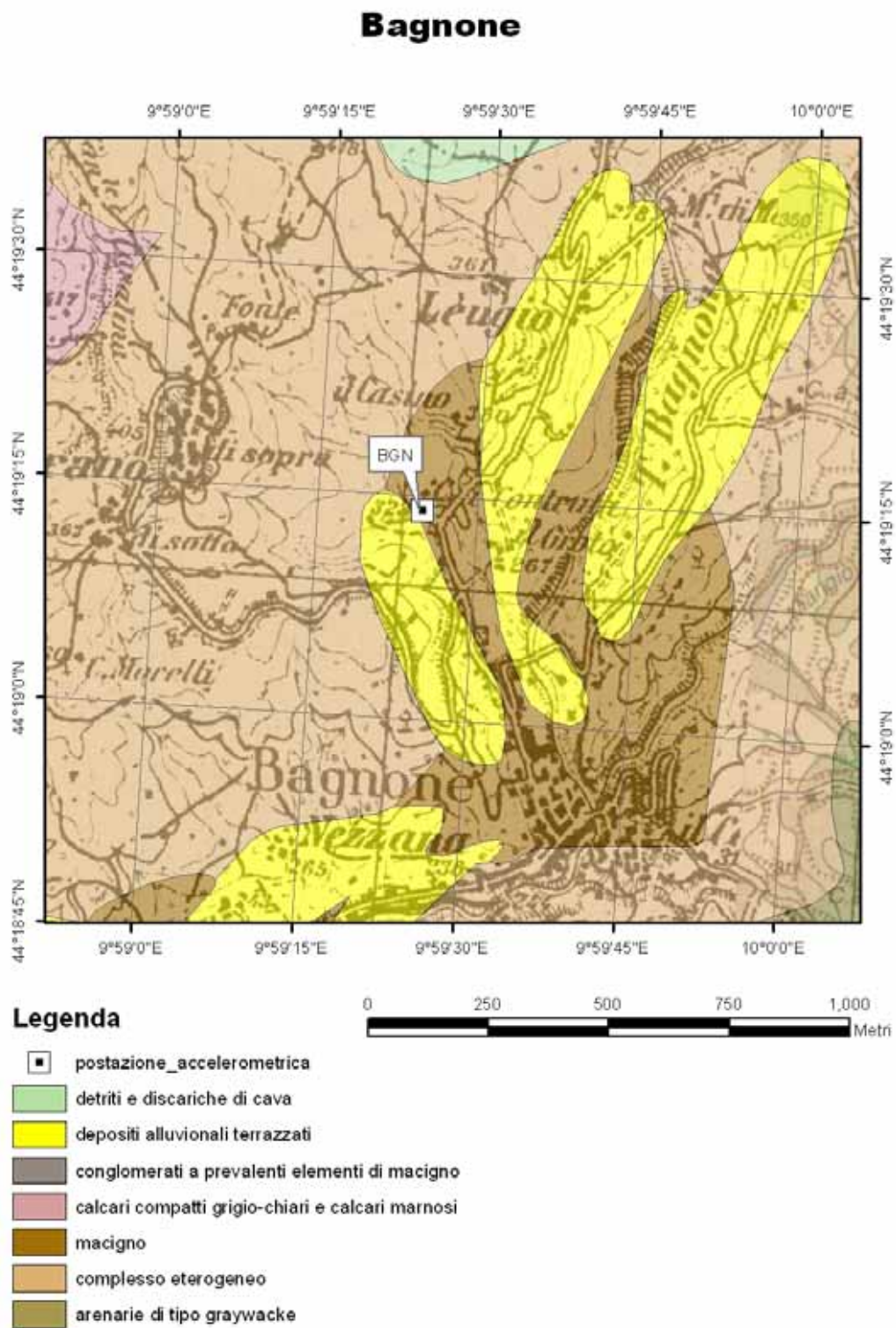


Figura 7.6.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.







Figura 7.6.2.: profilo stratigrafico del sottosuolo (dati da Regione Toscana – Progetto VEL - finanziamento OPCM 3362/06).

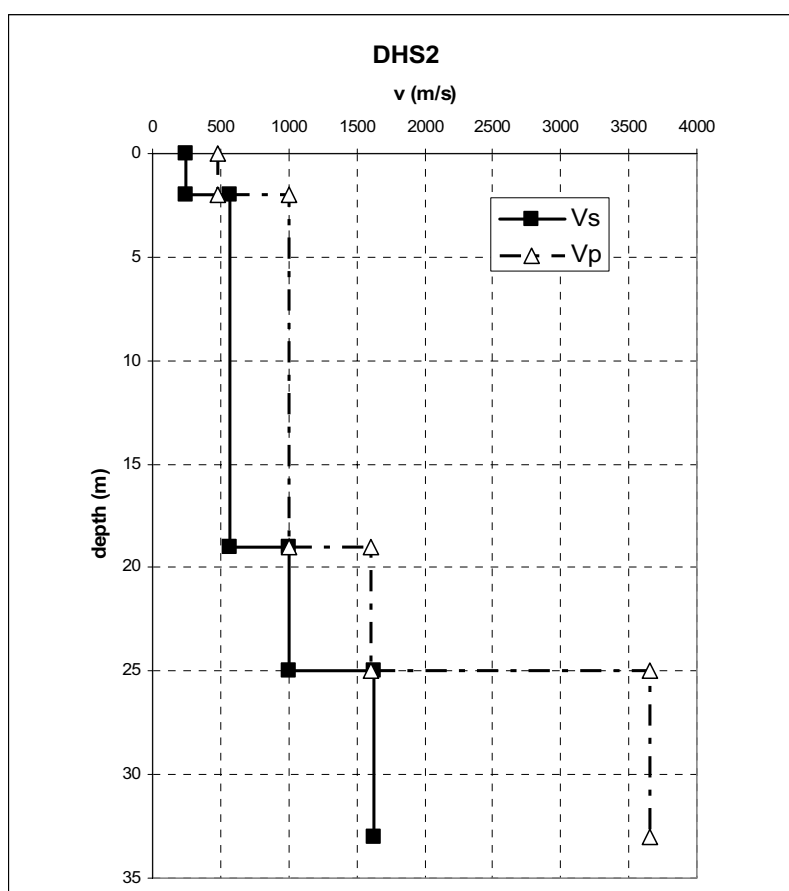


Figura 7.6.3: Profilo di Vs (dati da Regione Toscana – Progetto VEL - finanziamento OPCM 3362/06).

Vs <sub>30</sub> (m/s)	Classe EC8	Vs <sub>19</sub> (m/s)
636	B	476

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
2.0	19.6	250	10
17.0	19.6	570	12.5
6.0	20.6	1000	25
0.0	24.5	1630	100

Tabella 2: modello 1D.

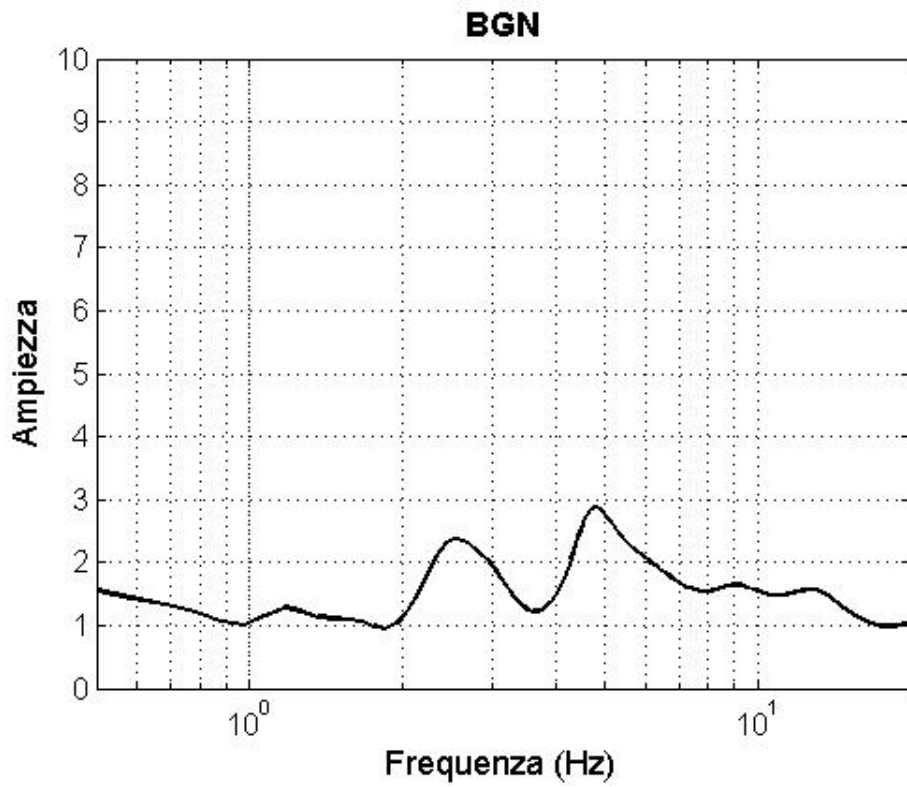


Figura 7.6.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion (1 registrazione).  $F_0=4.7$  Hz.

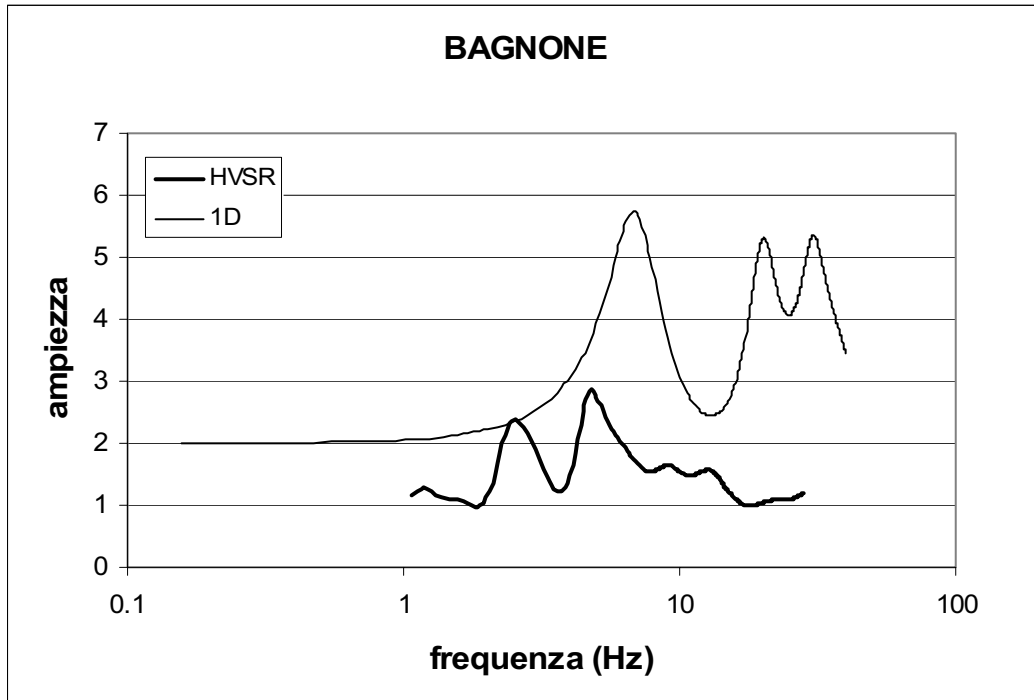


Figura 7.6.5: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità e HVSr.  $F_0$  1D = 7.1 Hz.

## Benevento

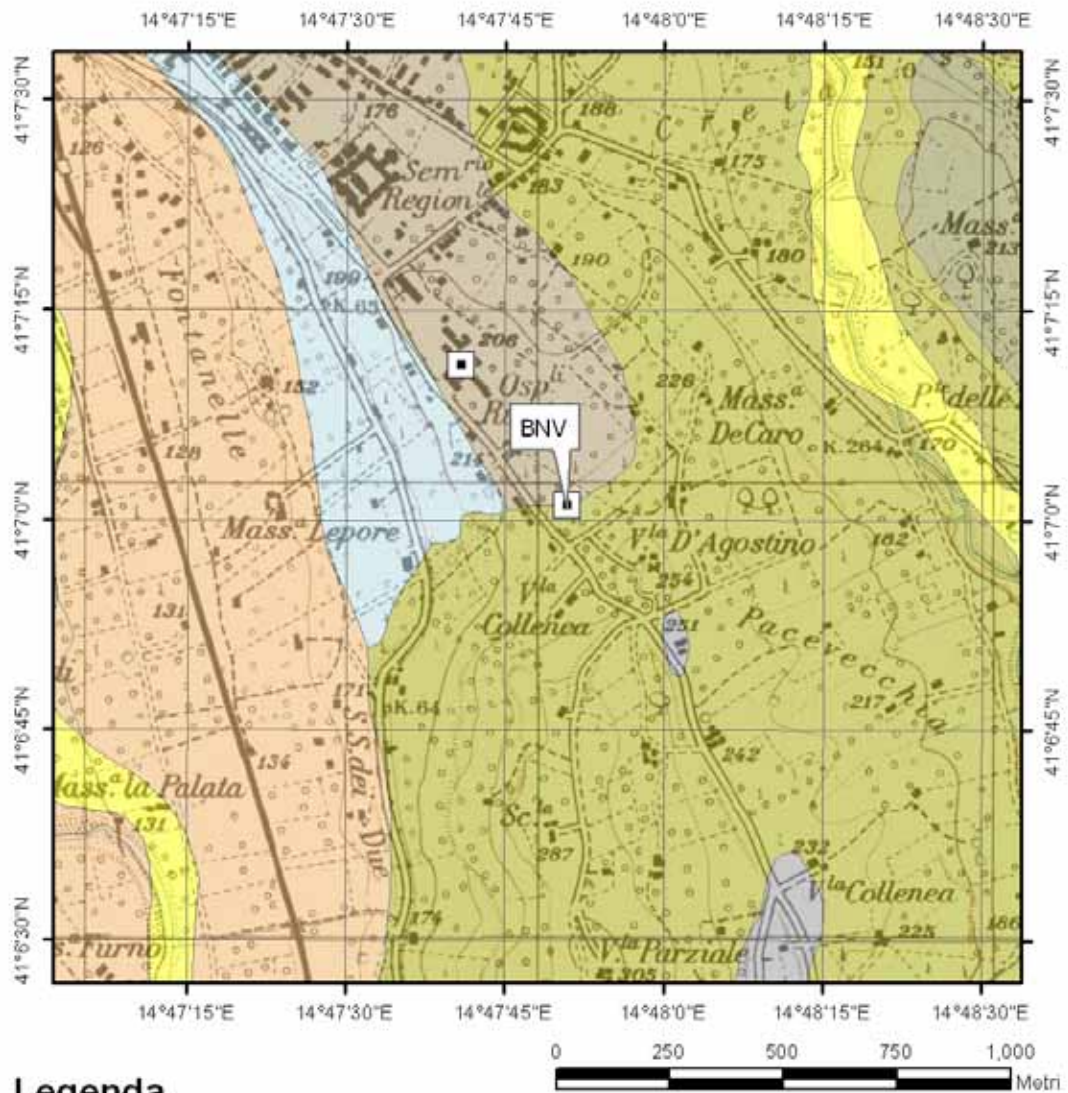


Figura 7.7.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

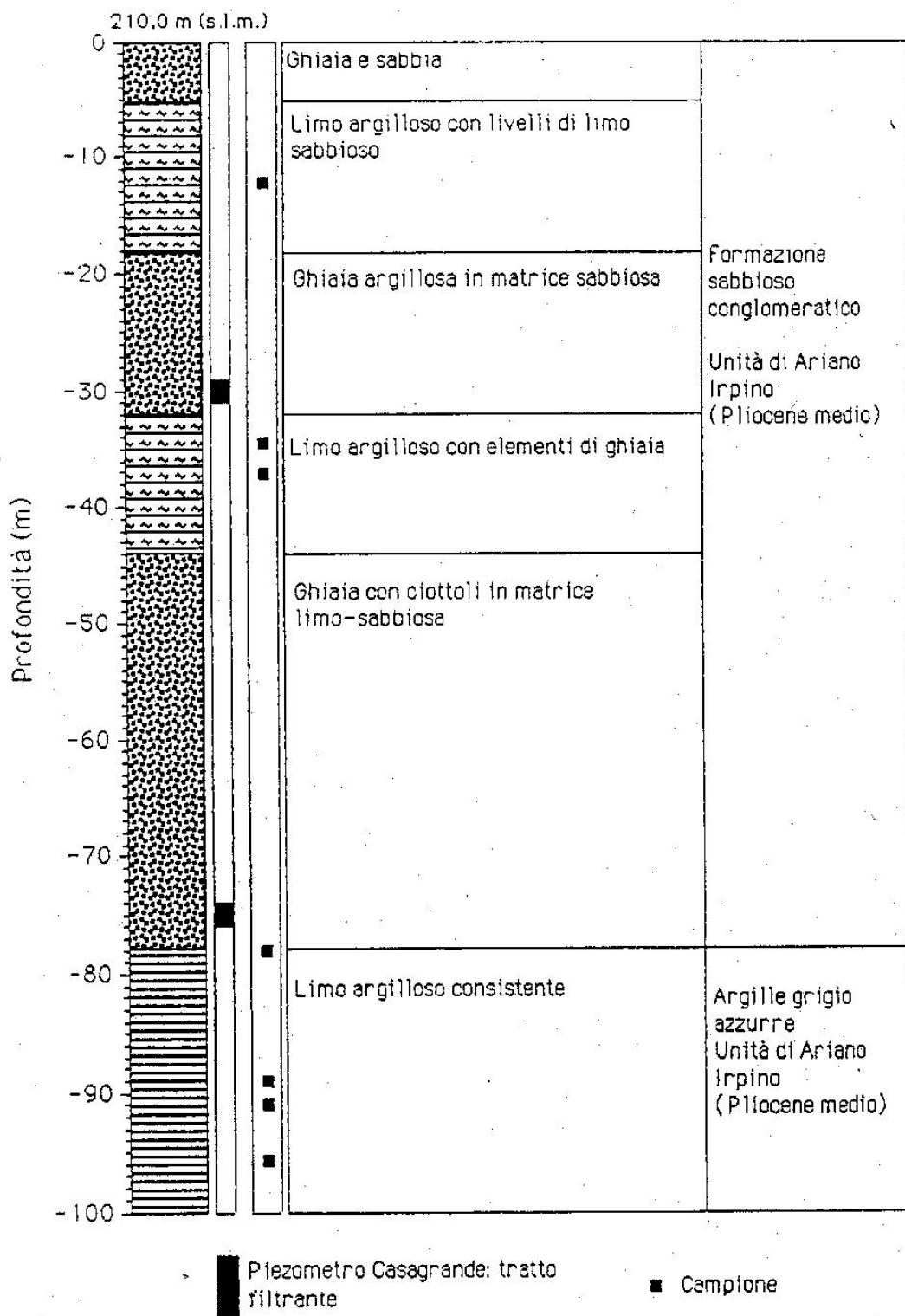


Figura 7.7.2: Profilo stratigrafico del sottosuolo (da ISMES).

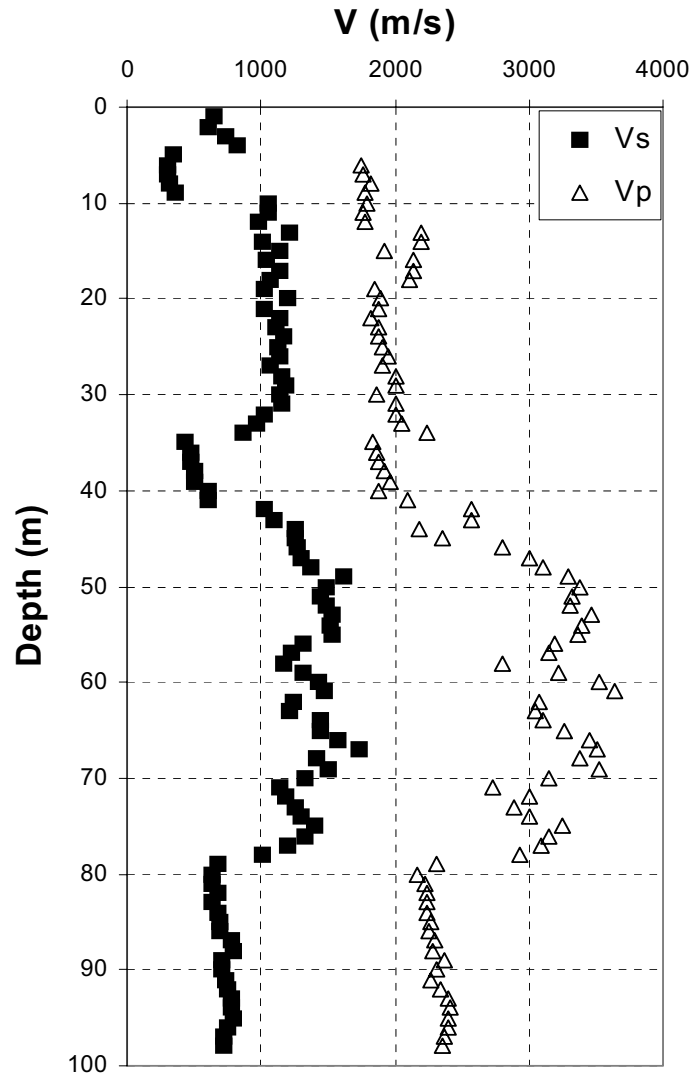


Figura 7.7.3: Profilo di Vs (da ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,9}$ (m/s)
760	B/A	400

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
10.0	19.6	350.0	12.0
22.0	19.6	1100.0	12.0
9.0	19.6	500.0	12.0
36.0	19.6	1200.0	25.0

Tabella 2: Modello 1D.

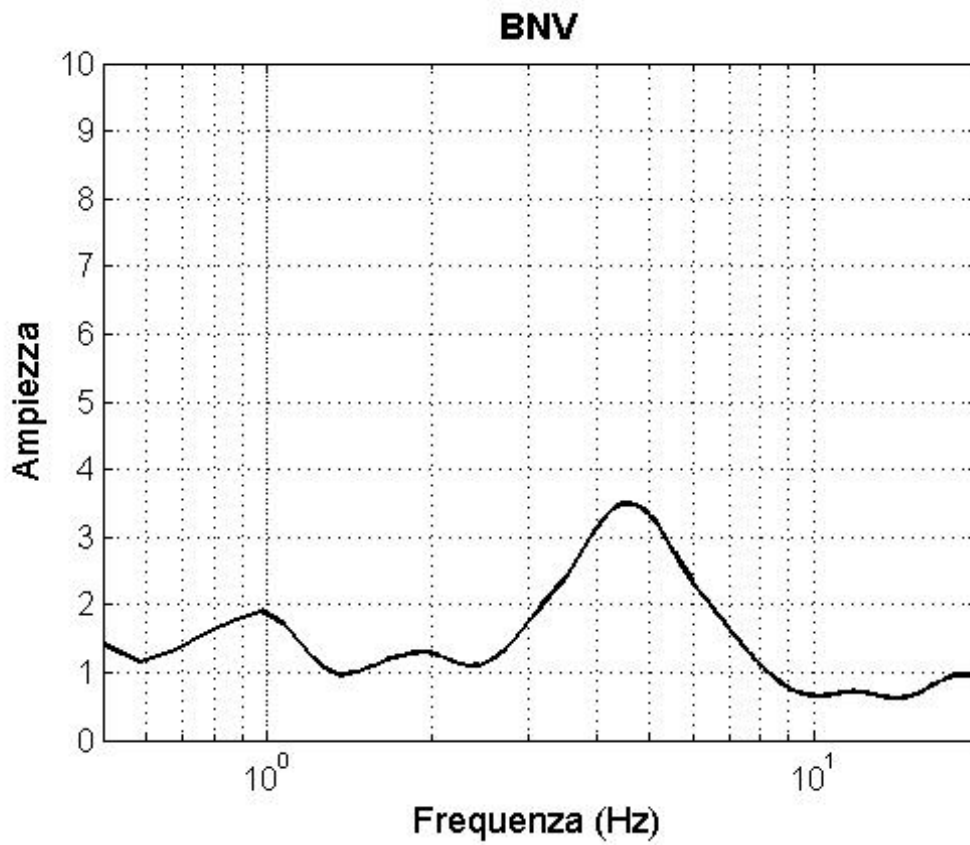


Figura 7.7.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion (1 registrazione)  $f_0 = 4.8$  Hz.

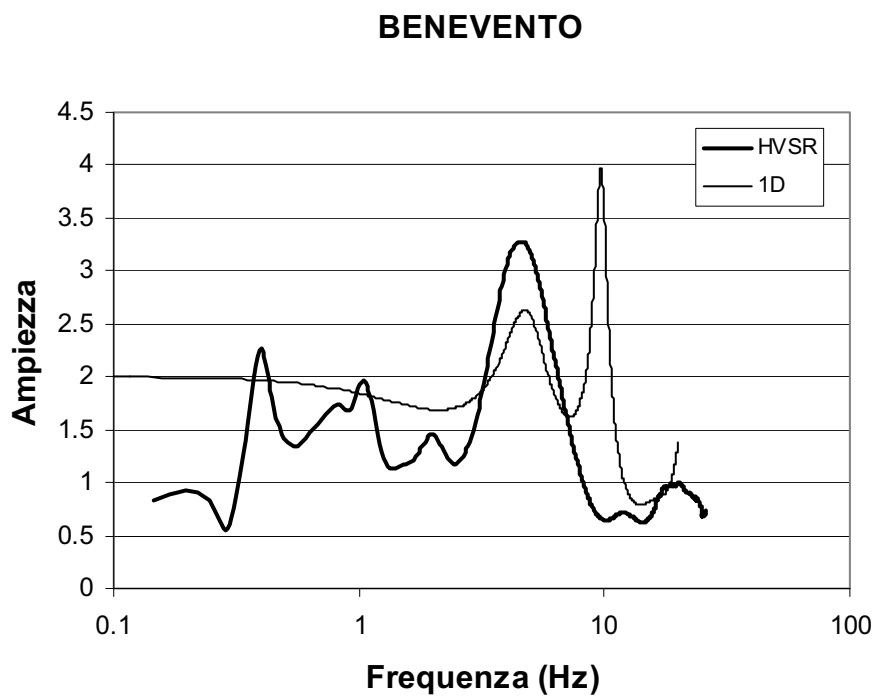


Figura 7.7.5: Confronto tra il modello 1D ottenuto col profilo di velocità e HVSr ( $f_{01D} = 5$  Hz).

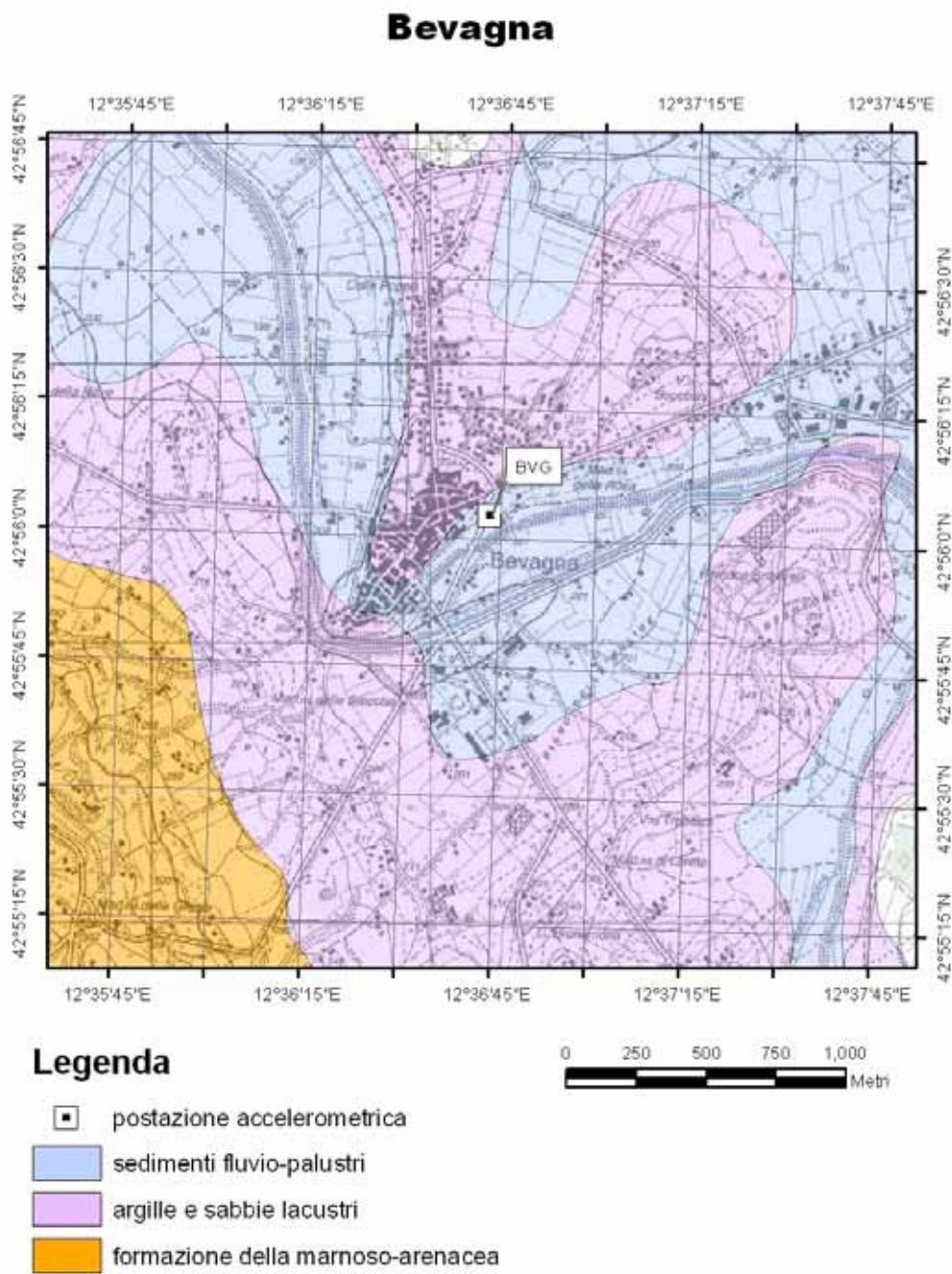


Figura 7.8.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRIESTE Dipartimento di Geologia	Committente	Prog PS6	SONDAGGIO	FOGLIO
	Cantiere	BEVAGNA		
	Località	Stazione RAN		
	Data Inizio	07/05/2007	Data Fine	11/05/2007
			Il geologo	

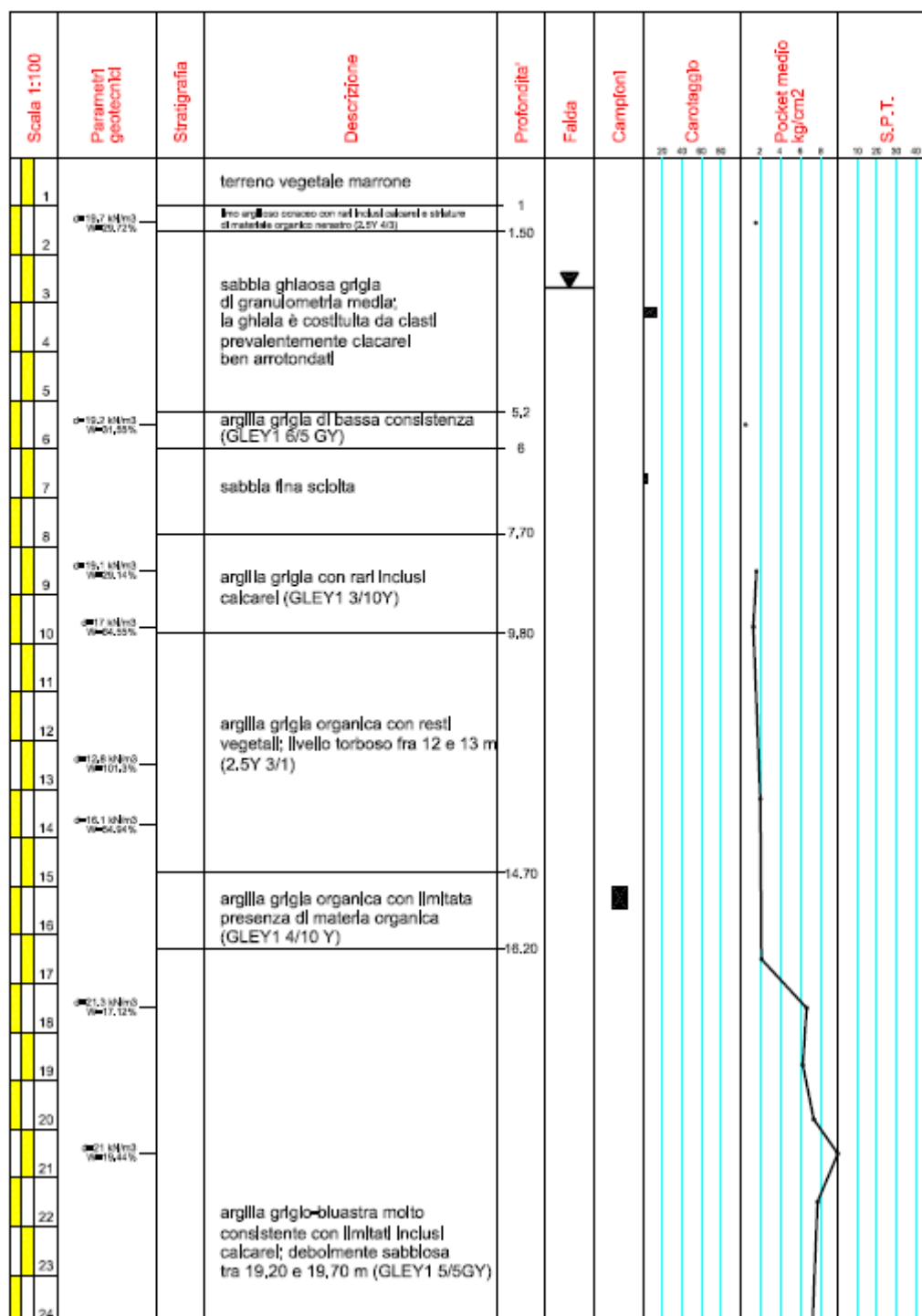


Figura 7.8.2: Profilo stratigrafico (0-24 m dal p.c.) (Progetto S-6)

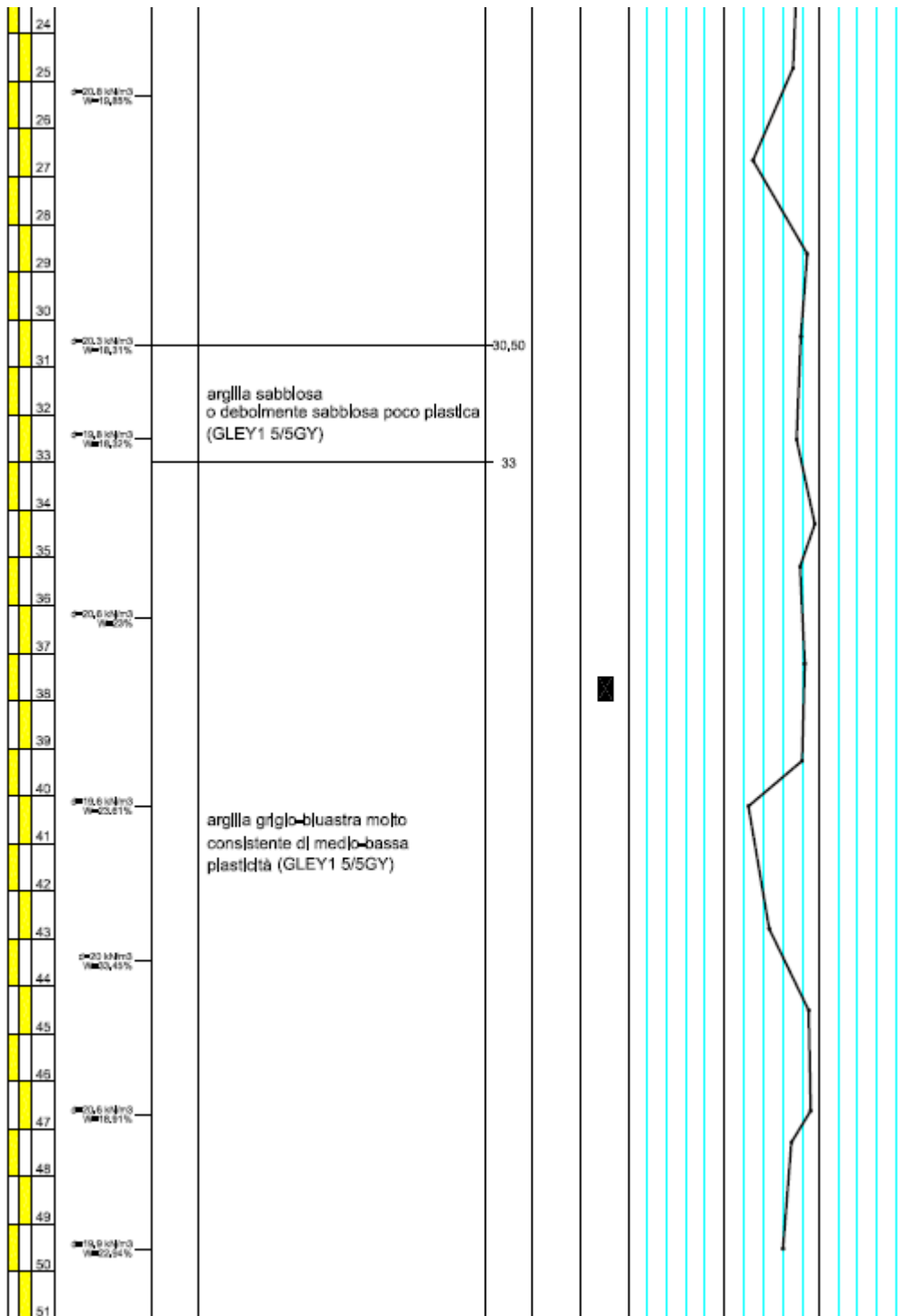


Figura 7.8.3: Profilo stratigrafico (24-51 m dal p.c.) (Progetto S-6).

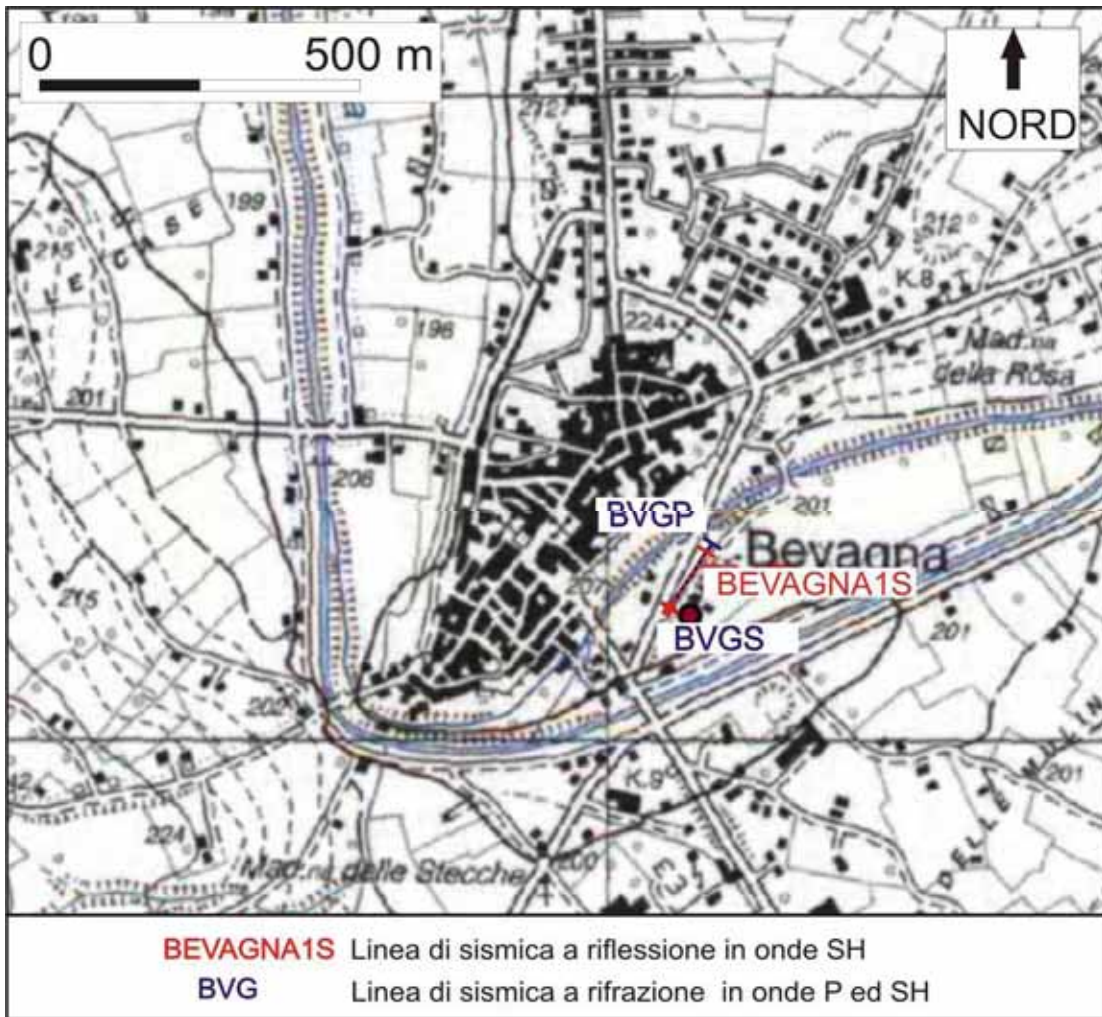


Figura 7.8.4: Ubicazione delle indagini di sismica a rifrazione (Progetto S-6).

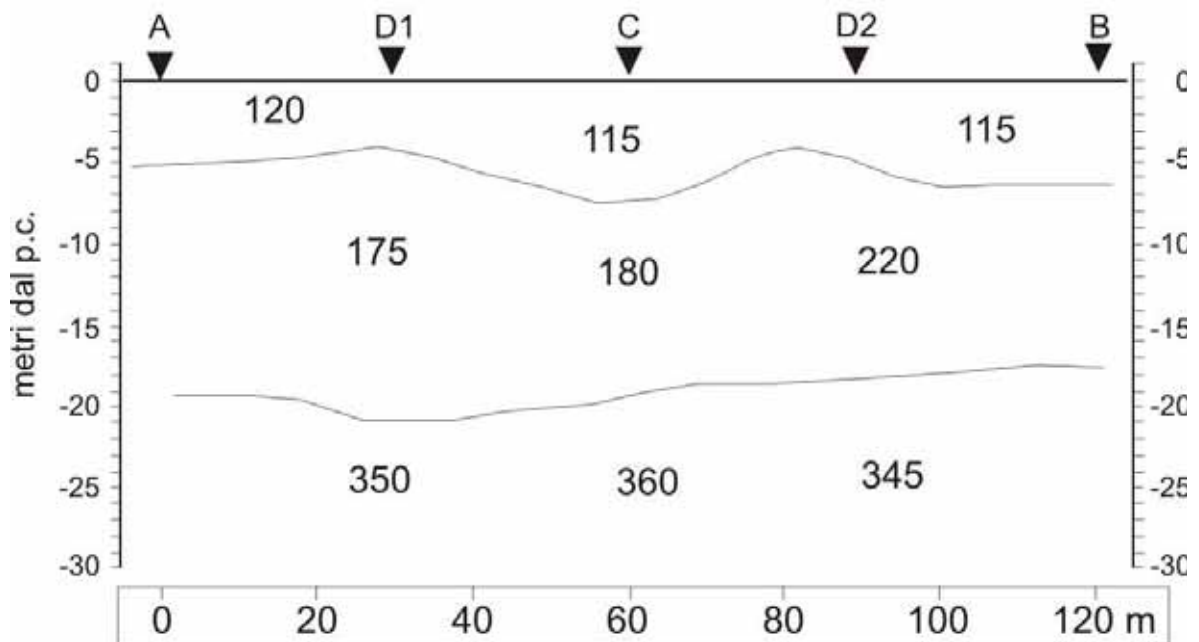


Figura 7.8.5: Risultato della sismica a rifrazione, onde S (progetto S-6).

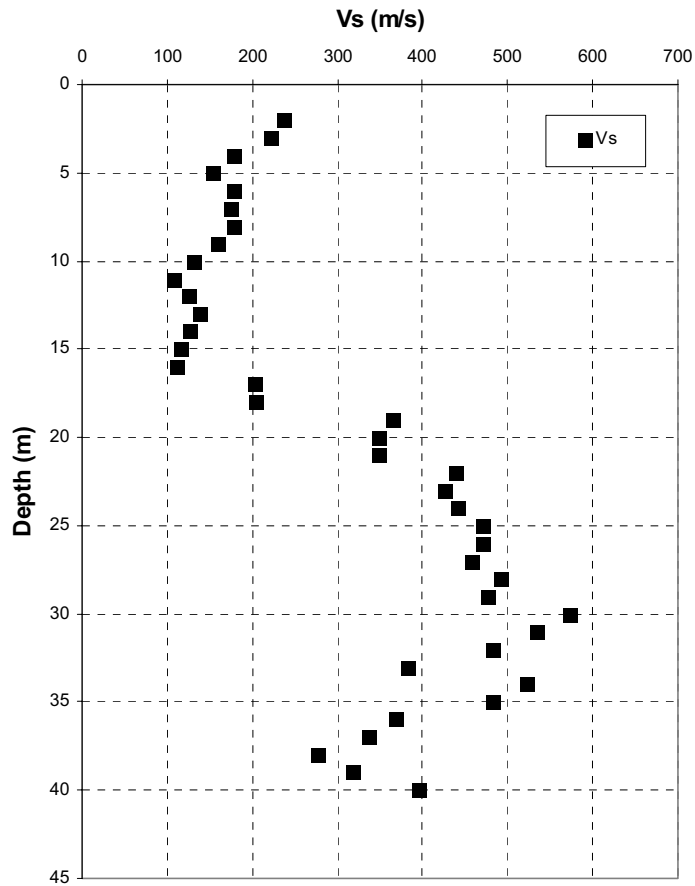


Figura 7.8.6: Profilo di Vs ottenuto con la tecnica cross-hole (Progetto S6)

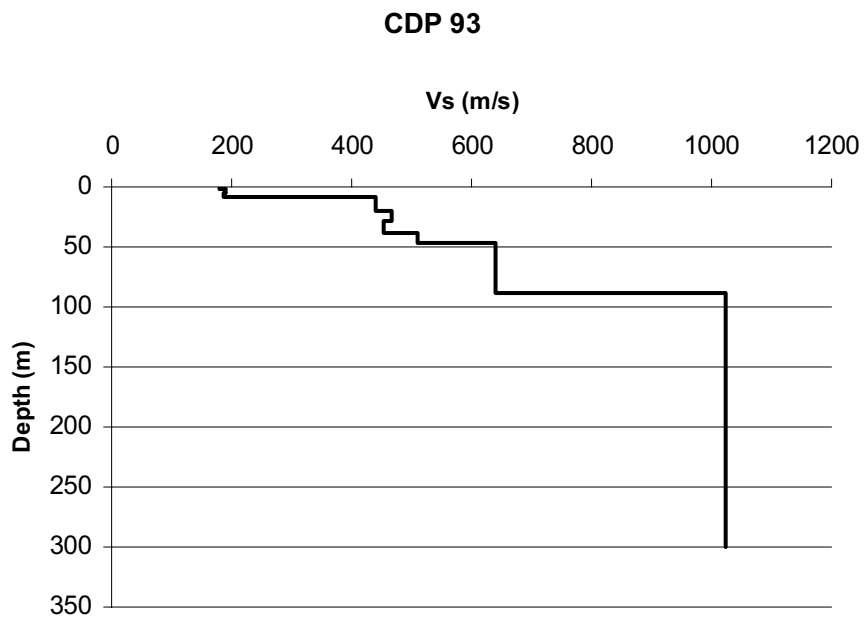


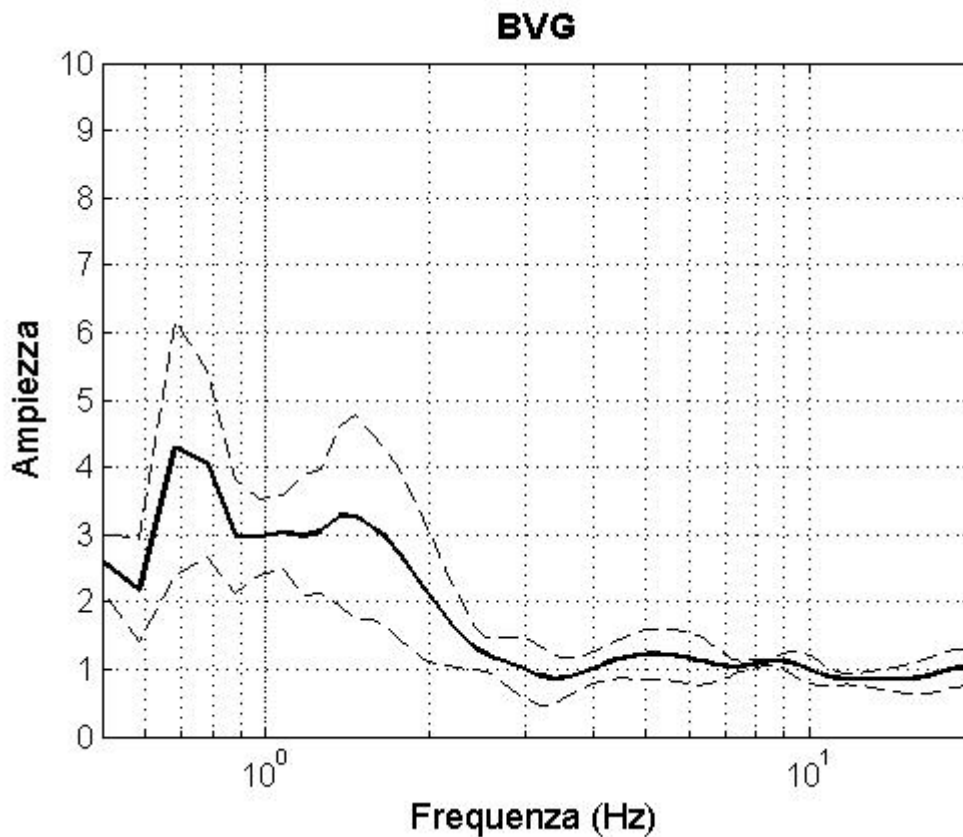
Figura 7.8.7: Profilo di Vs ottenuto mediante la sismica a riflessione (Progetto S-6).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_s$ (m/s)
200	C/D	

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
20.0	19.6	160.0	5.0
30.0	19.6	450.0	10.0
50.0	19.6	650.0	12.5
0	20.5	1000.0	50.0

**Tabella 2: Modello 1D.**



**Figura 7.8.8: HVSR eseguito su dati strong-motion ( 5 registrazioni).  $F_0=0.7$  Hz**

## BEVAGNA

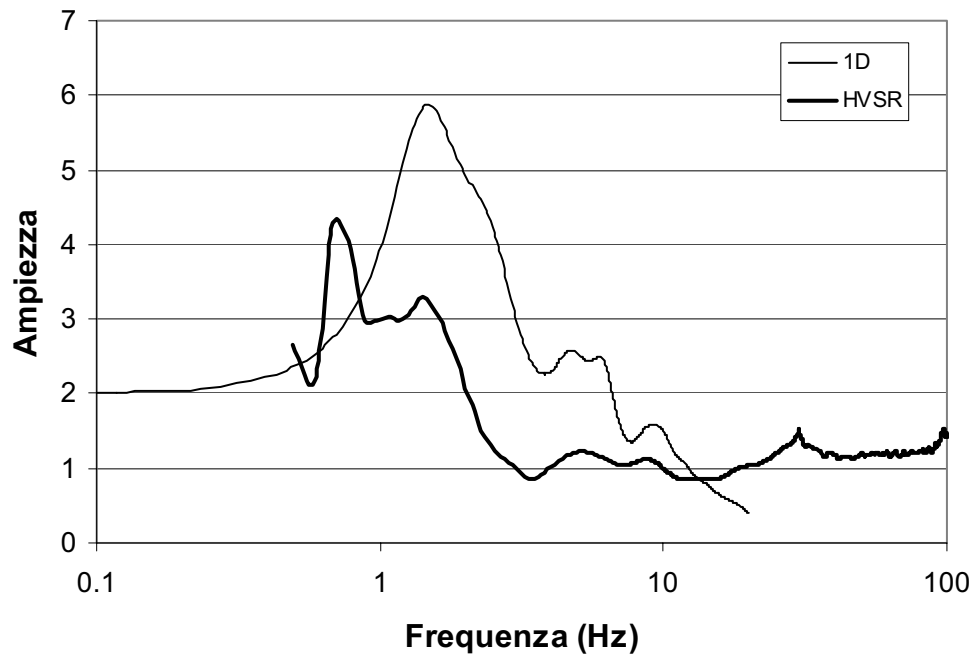
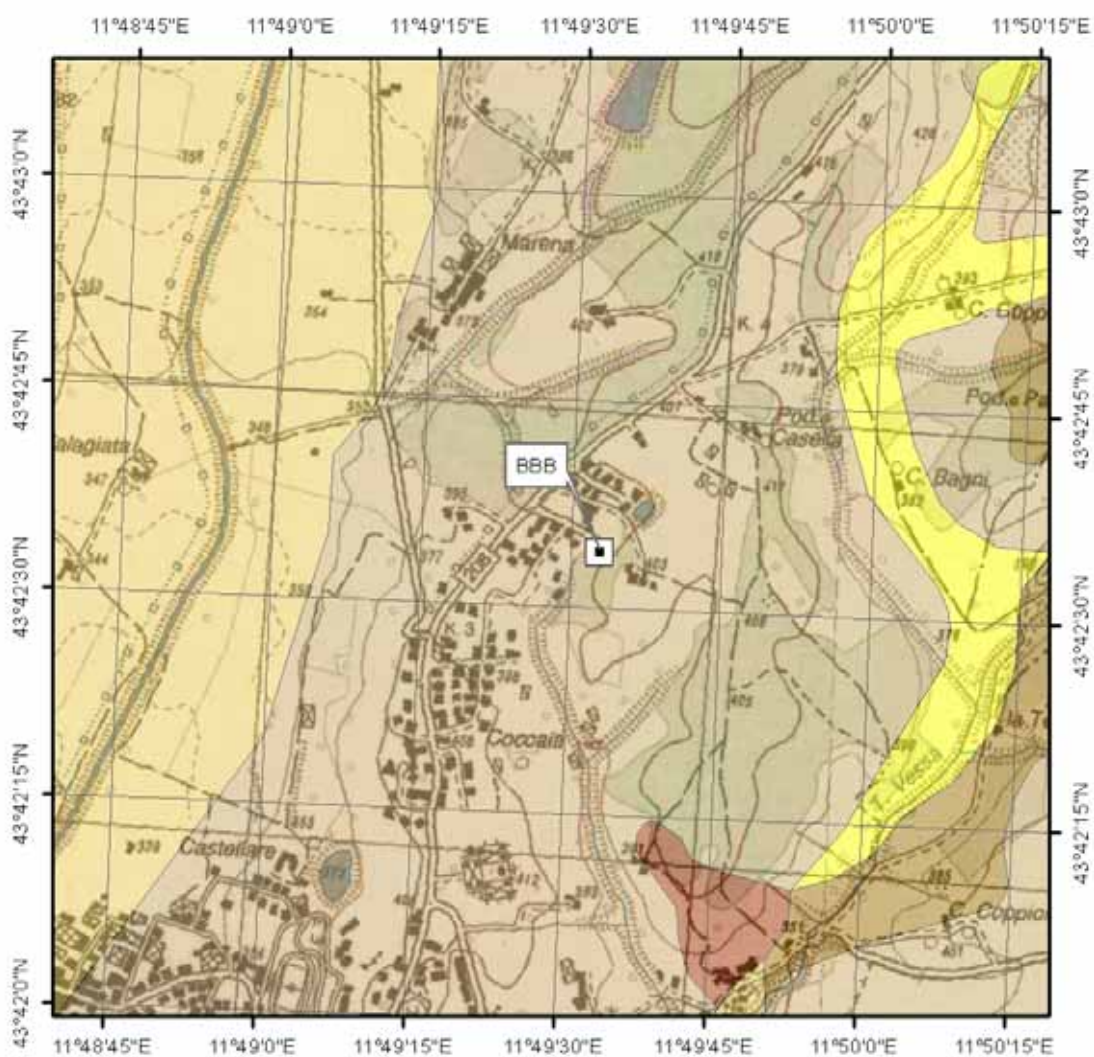


Figura7.8.9: Confronto tra modello 1D e HVSR (fo 1D=1.5 Hz).

## 7.9

**Bibbiena****Legenda**

- ▣ postazione\_accelerometrica
- depositi fluviali di ciottoli e sabbie
- depositi
- sabbie argillose
- calcari a briozoi
- complesso indifferenziato



Figura 7.9.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

CANTIERE <b>PARTINA</b>		SONDAGGIO N. <b>S 5</b>		GEOLOGO INCARICATO PER L'ASSISTENZA A <b>FRANCESCO VZ</b>	
QUOTA ASS. P.C. <b>425</b>	COORDINATE X Y <b>1727154 4847815</b>	TIPO DI SONDA <b>ATLAS COPCO 5-F4 - 1300</b>		TIPO DI FLUIDO <b>ACQUA</b>	
DATA INIZIO/FINE <b>13/07/06 - 19/07/06</b>		METODO DI PERFORAZIONE <b>ASTE</b>		CASSE CATALOGATE N. <b>10</b>	

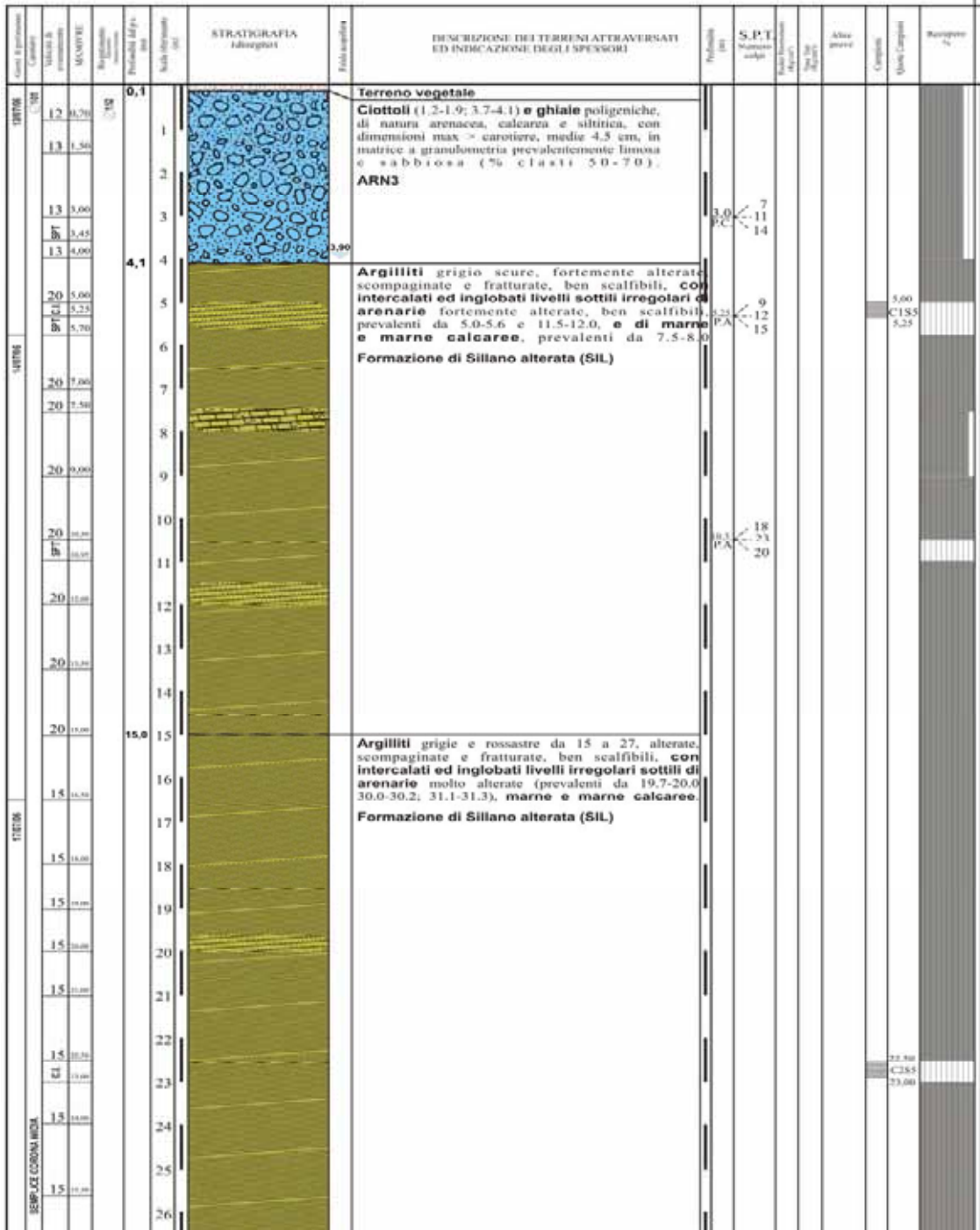
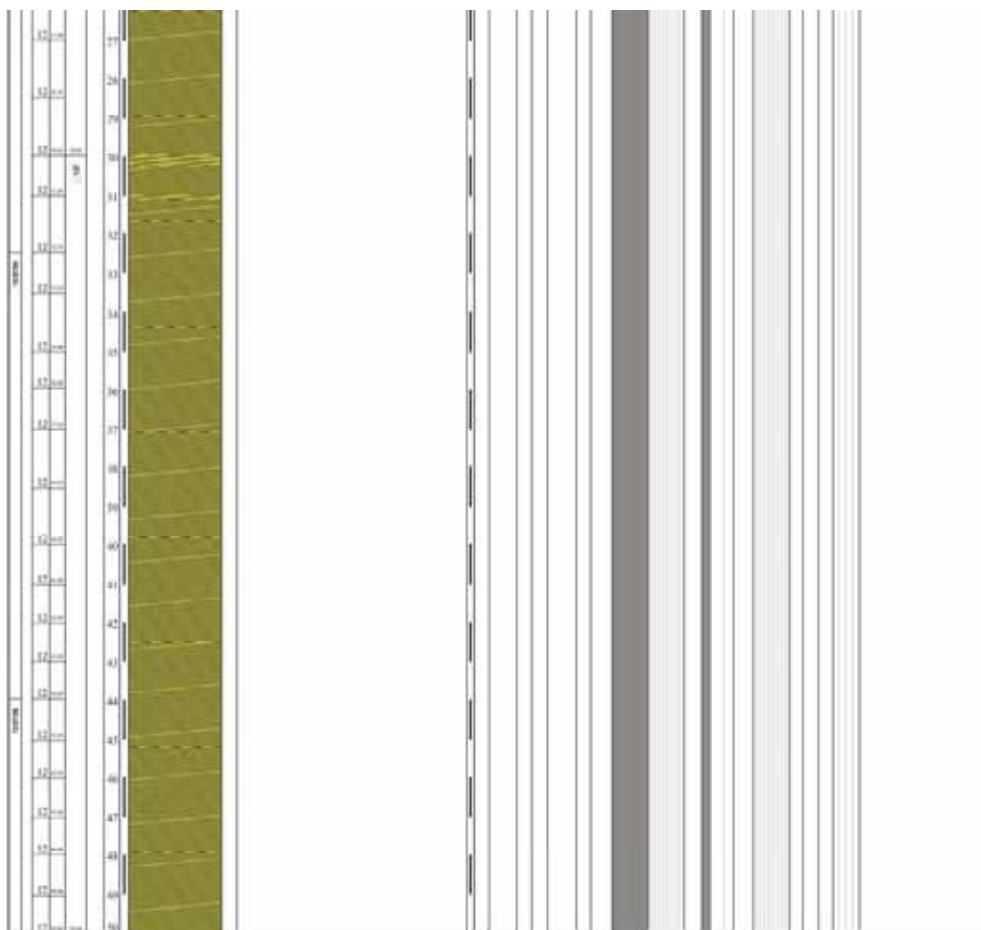


Figura 7.9.2: Profilo stratigrafico da 0 a 26 m (dal p.c.) (Docup Toscana 2000-2006).





**Figura 7.9.3: Profilo stratigrafico da 26 a 50 m (dal p.c.) (Docup Toscana 2000-2006).**

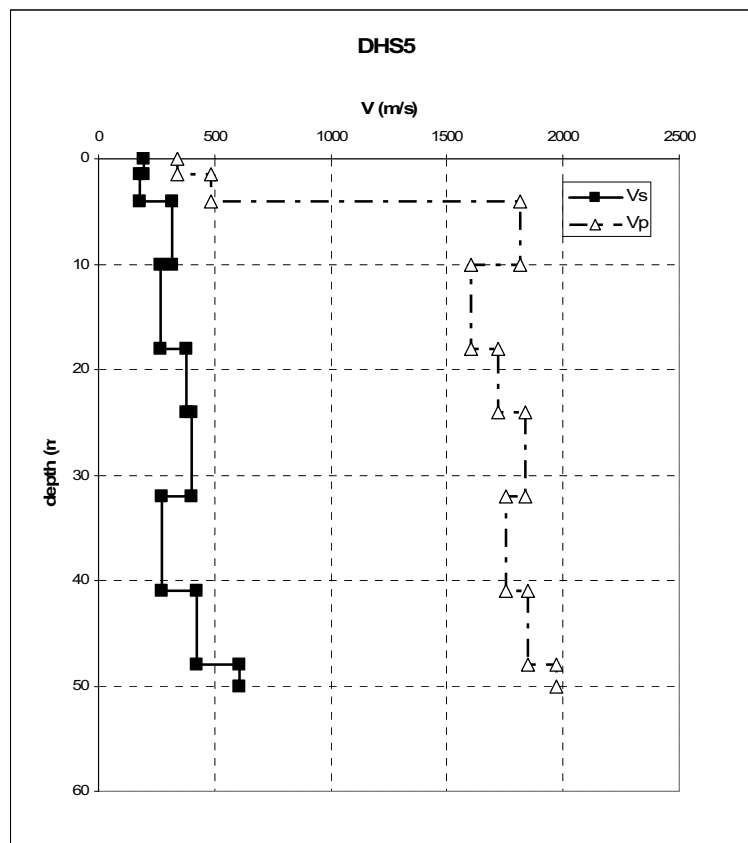


Figura 7.9.4: Profilo di velocità delle onde di taglio (Docup Toscana 2000-2006).

$V_{S,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{S,50}$ (m/s)
287	C	

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
1.5	19.6	195.0	12.0
2.5	19.6	180.0	12.0
6.0	20.6	320.0	12.0
8.0	20.6	265.0	12.0
6.0	20.6	380.0	12.0
8.0	20.6	400.0	12.0
9.0	20.6	275.0	25.0
7.0	20.6	425.0	25.0
10.0	20.6	605.0	25.0
0.0	21	1100.0	100.0

Tabella 12: Modello 1D.

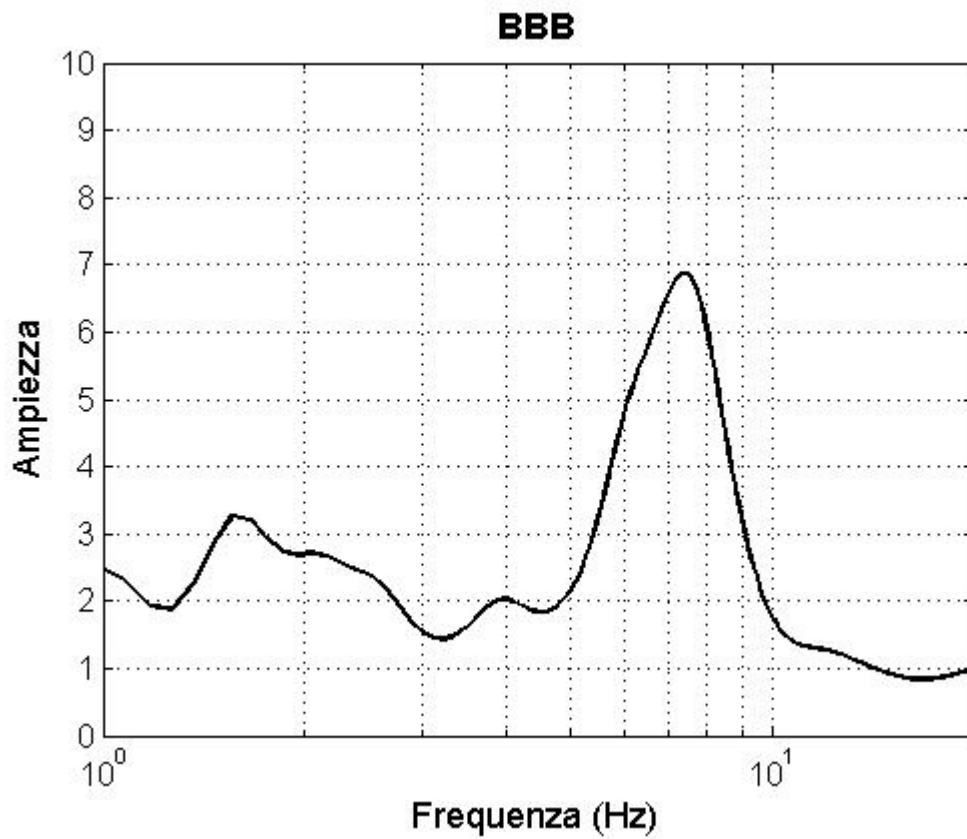


Figura 7.9.5: HVSR eseguito su dati strong-motion (1 registrazione).  $f_0 = 1.5$  Hz.

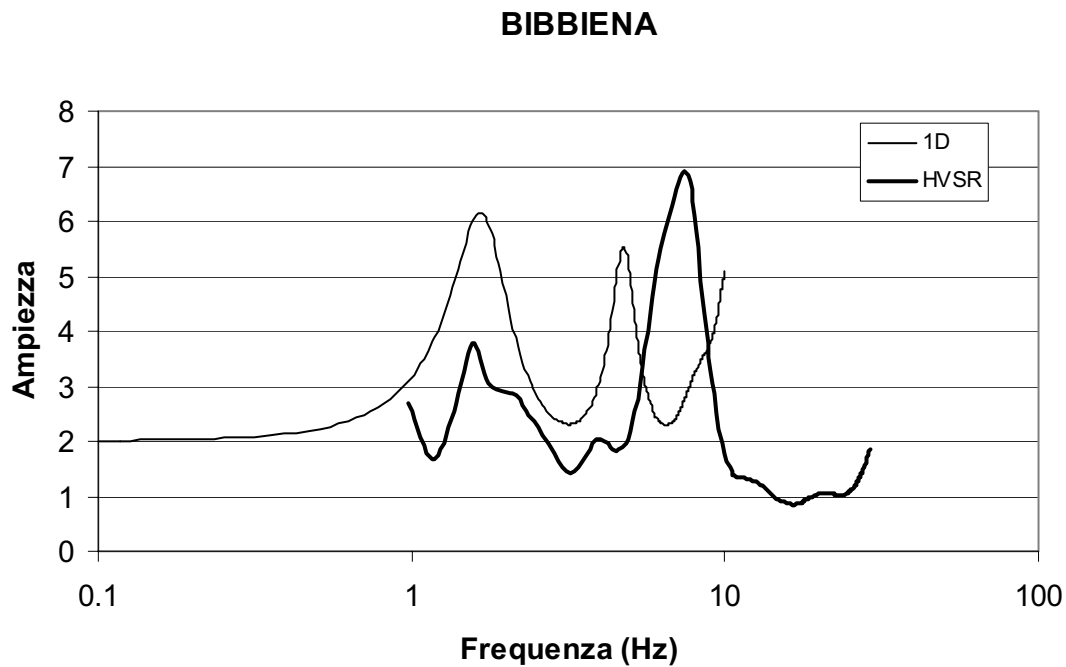


Figura 7.9.6: Confronto tra il modello 1D e HVSR.  $f_{01D} = 1.8$  Hz.

7.10

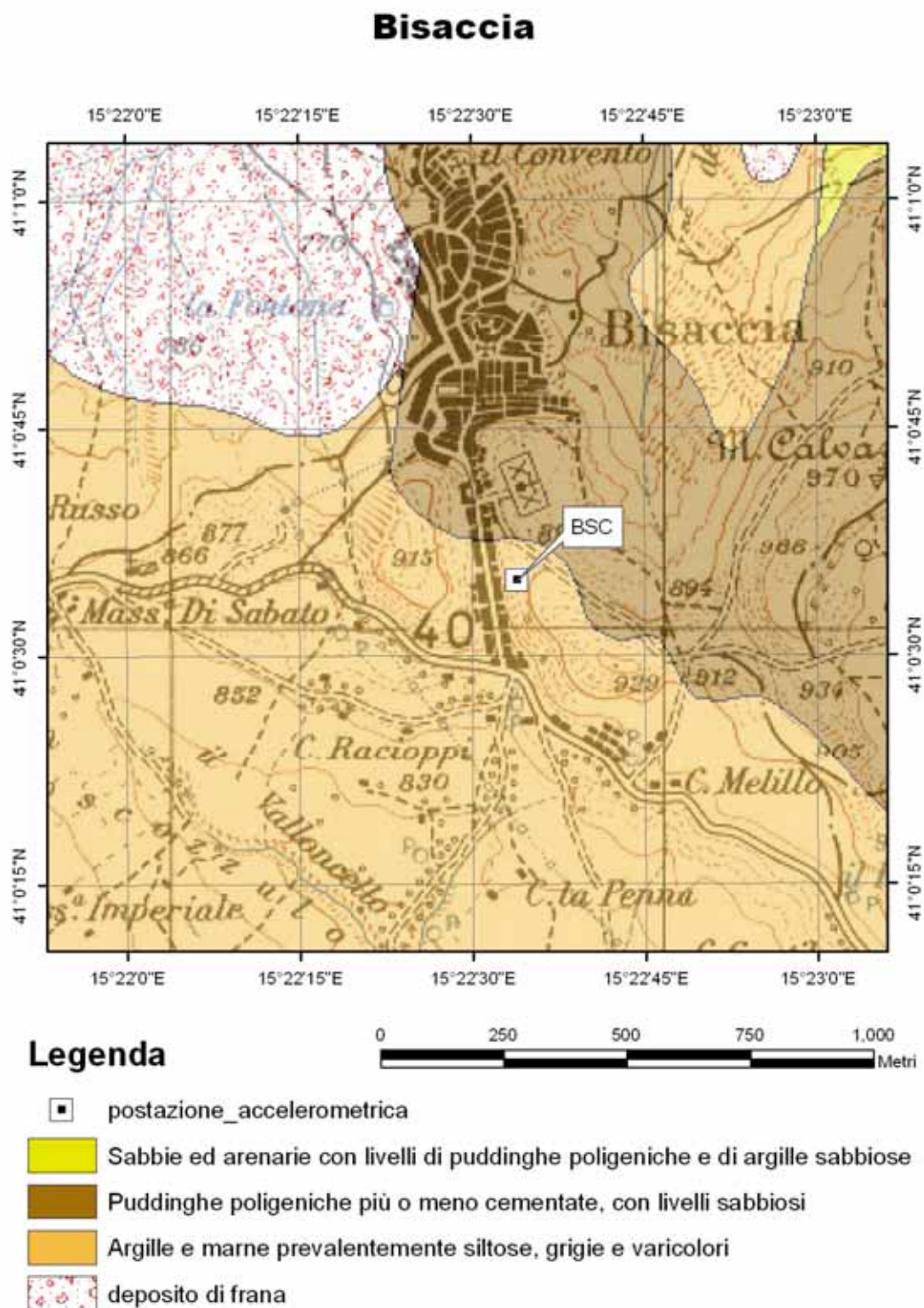


Figura 7.10.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Bisaccia (Postazione 8) - Stratigrafia sintetica (SG 8/1)

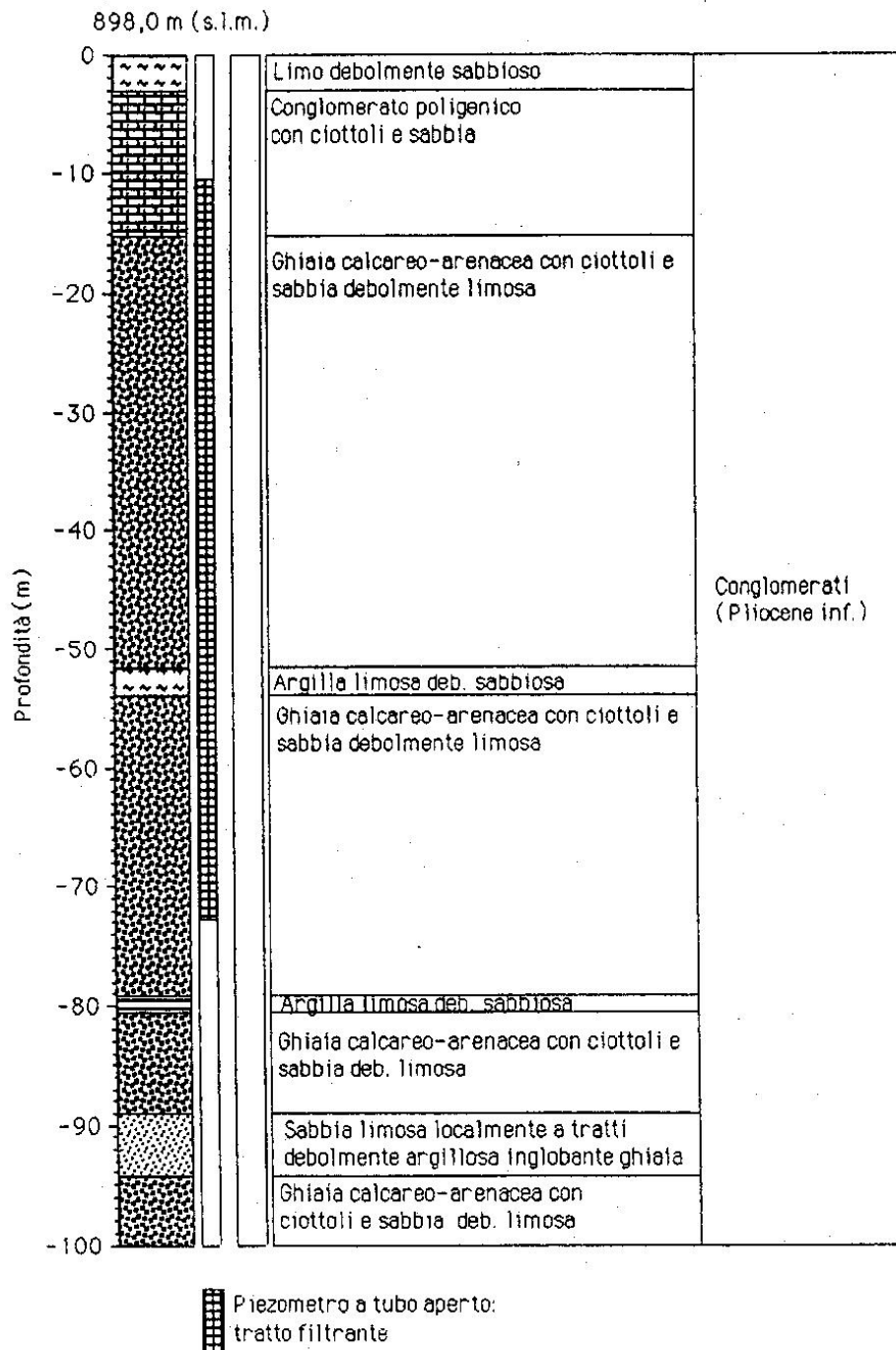


Figura 7.10.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

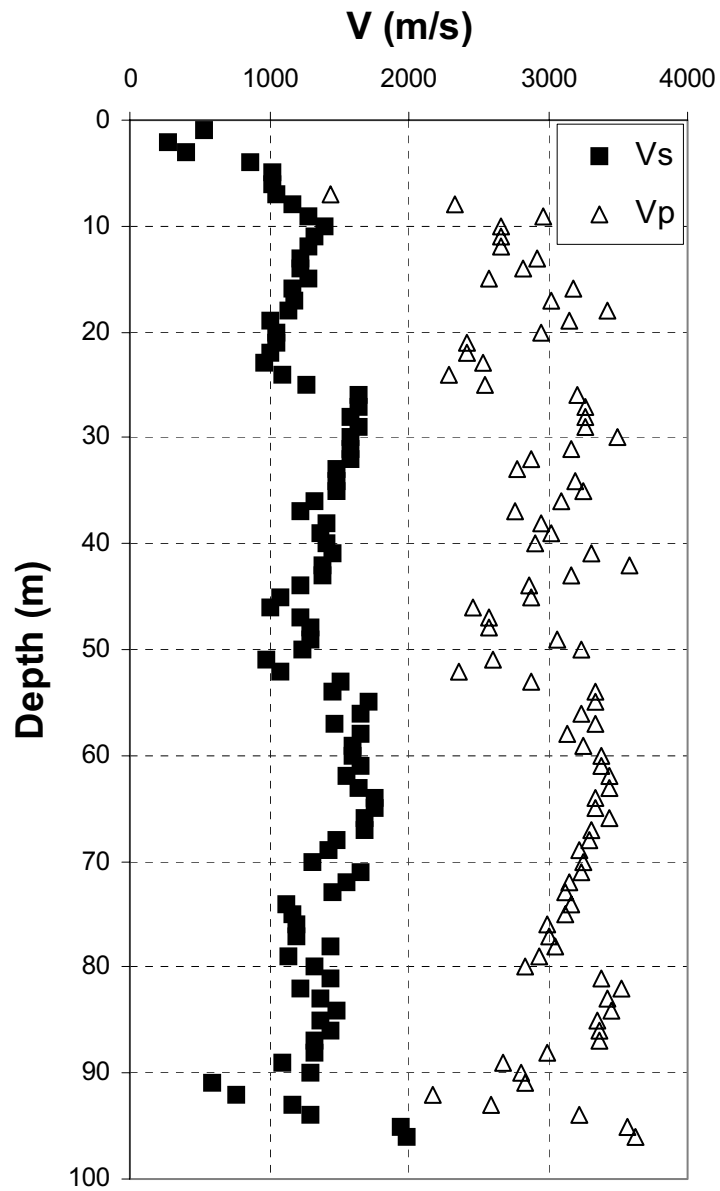
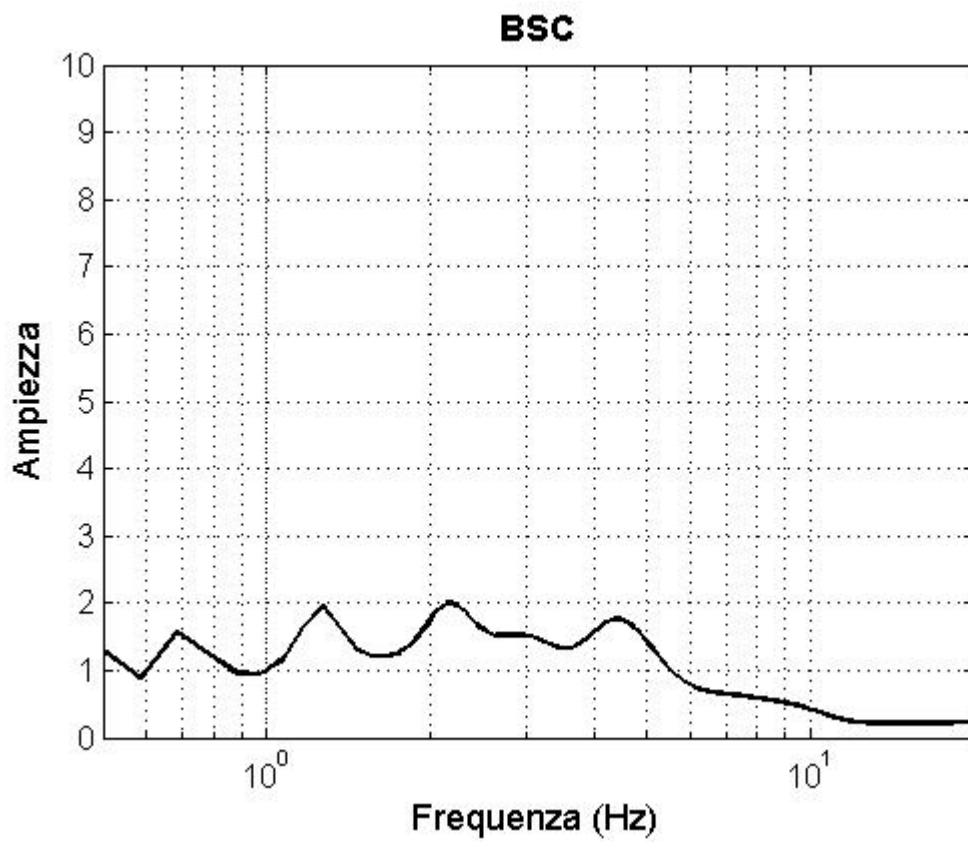


Figura 7.10.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES).

$V_{S,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{S,3}$ (m/s)
1028.5	A	320

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.



**Figura 7.10.4: HVSR eseguito su dati strong-motion (1 registrazione). Non c'è una frequenza fondamentale riconoscibile, il sito è classificabile come roccia.**

## Bovino

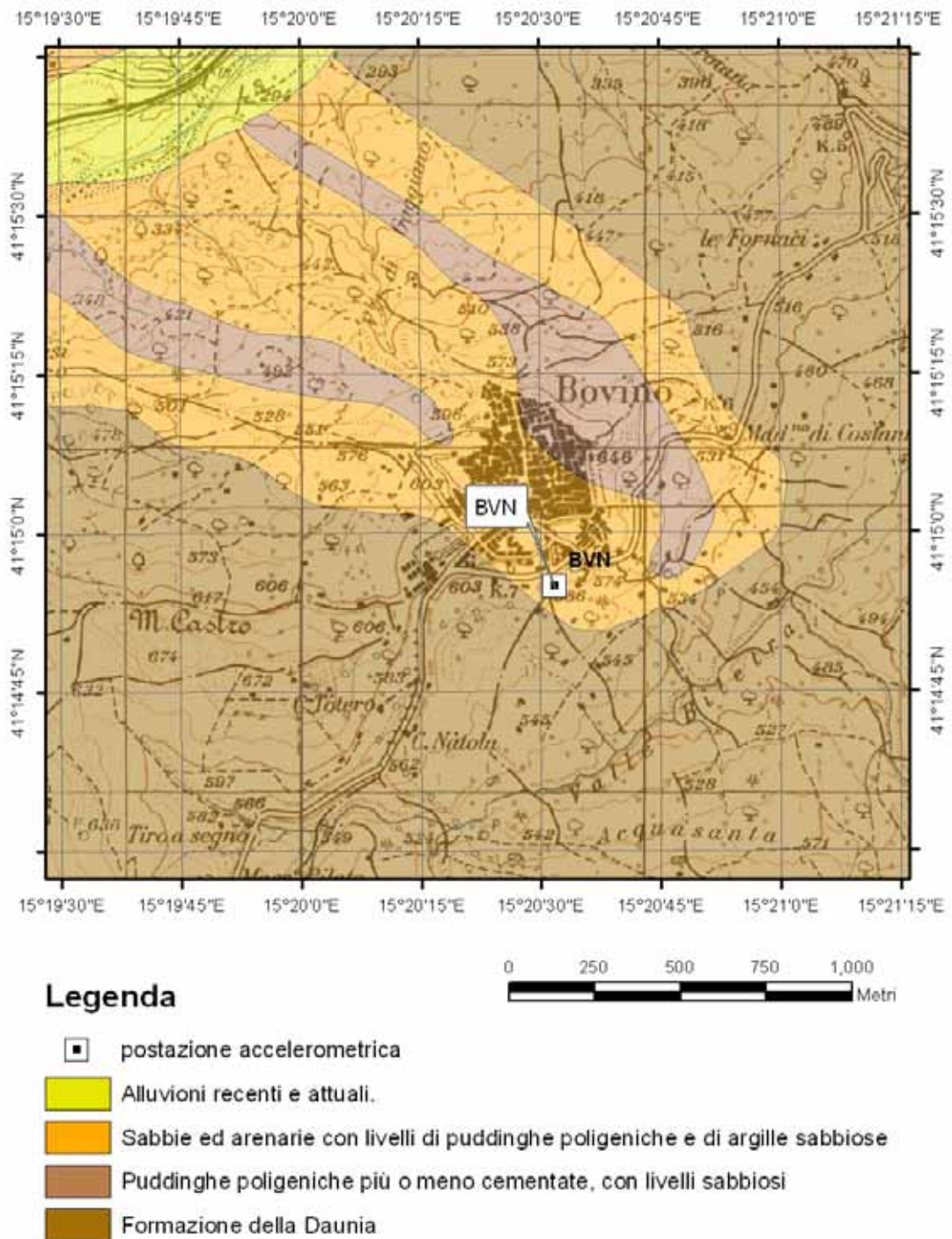
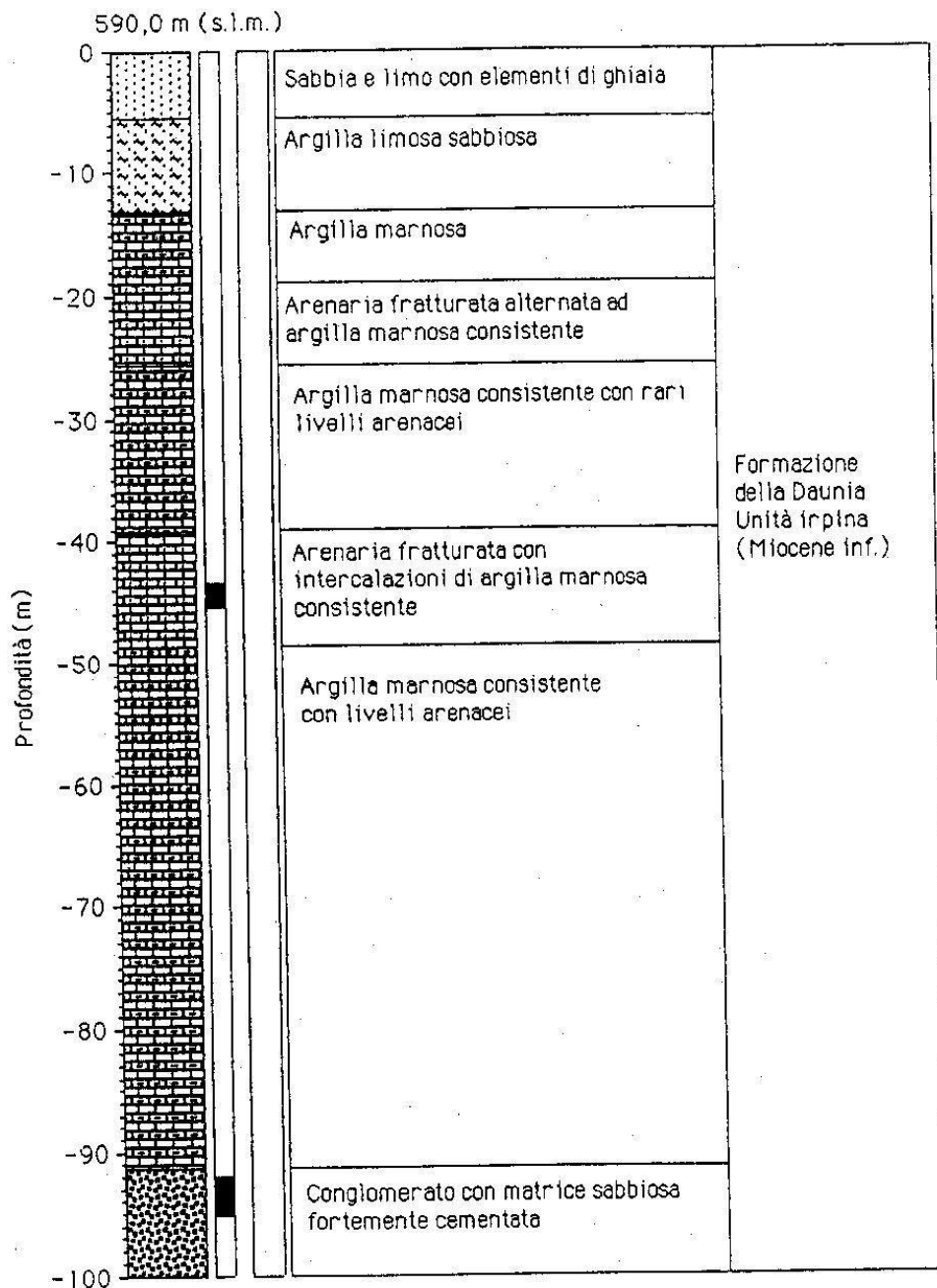


Figura 7.11.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.



Bovino (Postazione 9) - Stratigrafia sintetica (SG 9/1)



■ Piezometro Casagrande: tratto filtrante

Figura 7.11.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

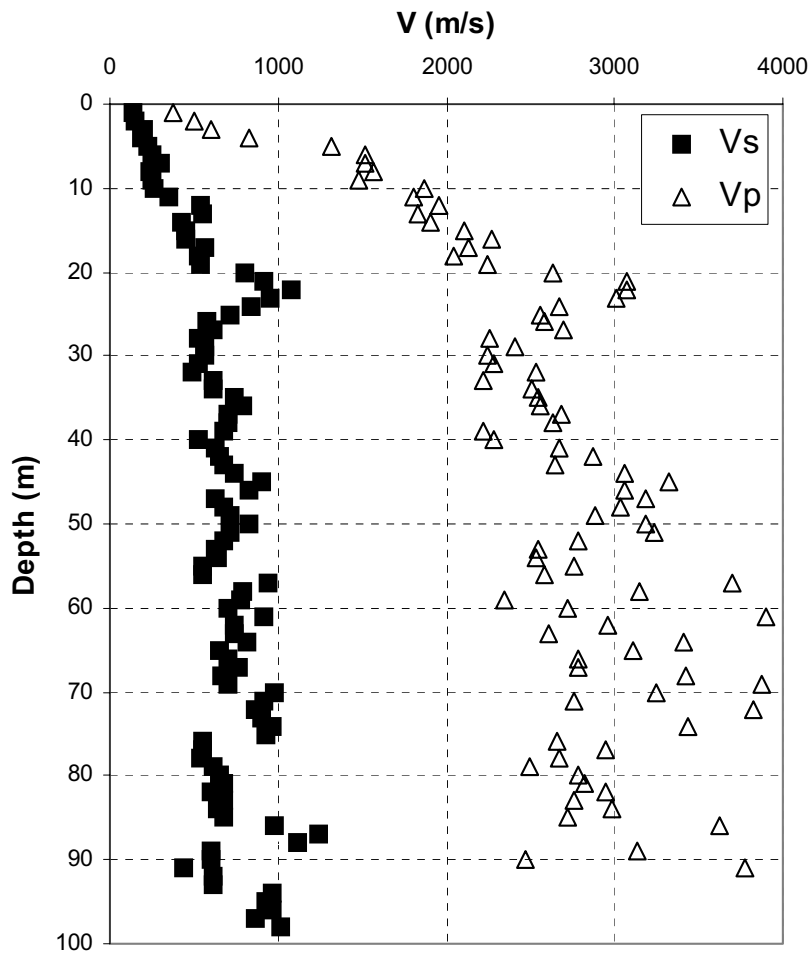


Figura 7.11.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,19}$ (m/s)
410	B	302

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
11	17.5	233	12.5
8	18.0	504	50
6	18.0	886	50
9	19.6	565	50
12	19.6	714	50
10	19.6	723	50
13	19.6	761	50
6	19.6	927	100
10	19.6	618	100
3	19.6	1110	100
5	19.6	574	100
5	19.6	947	100

Tabella 2: Modello 1D.

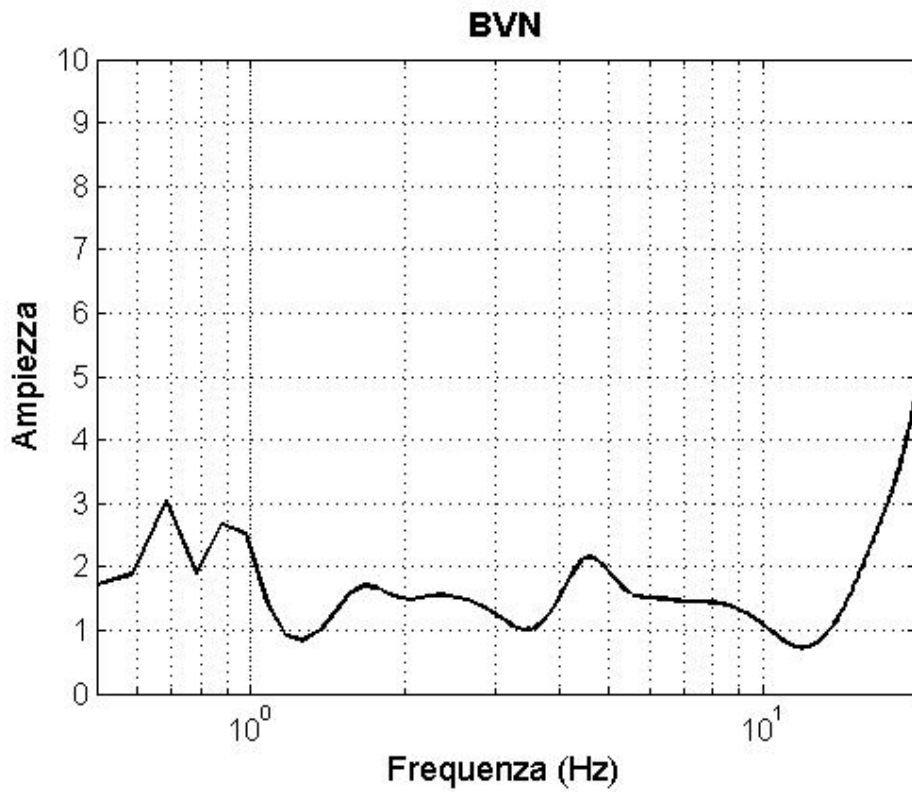


Figura 7.11.4: HVSR eseguito su dati strong-motion (1 registrazione). Non è distinguibile una frequenza fondamentale.

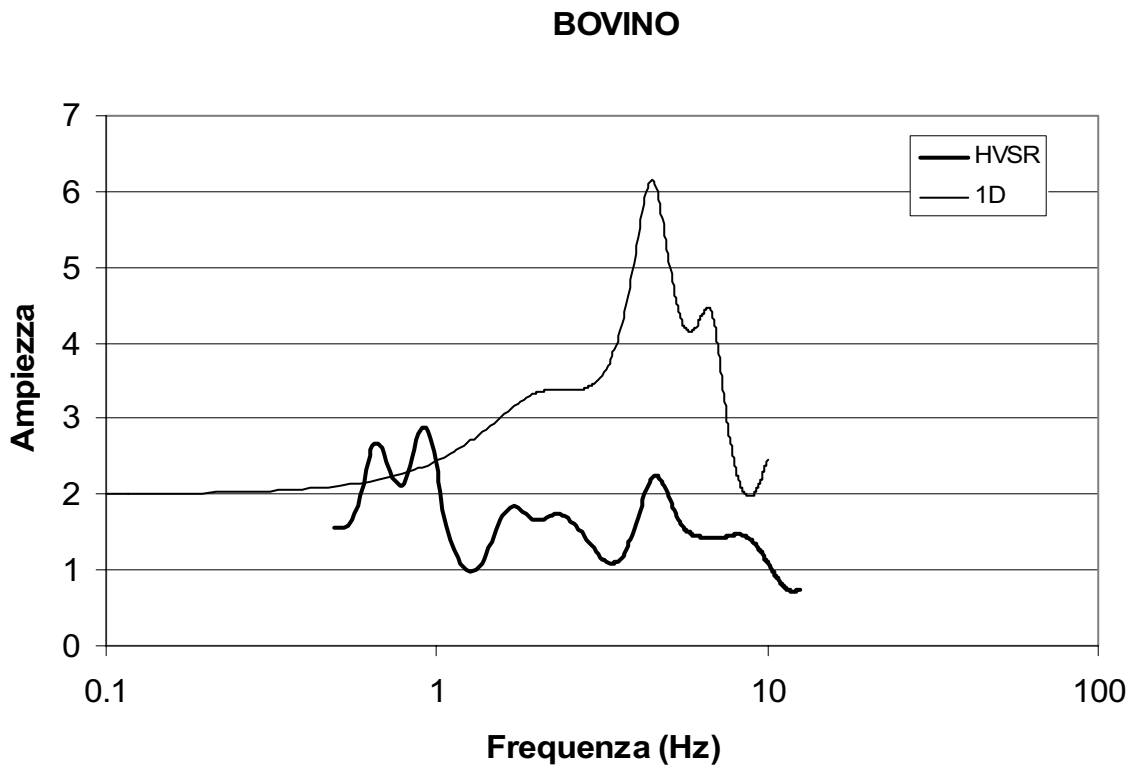


Figura 7.11.5: Confronto tra modello 1D e HVSR.  $f_{01D} = 4.5$  Hz.

## Brienza

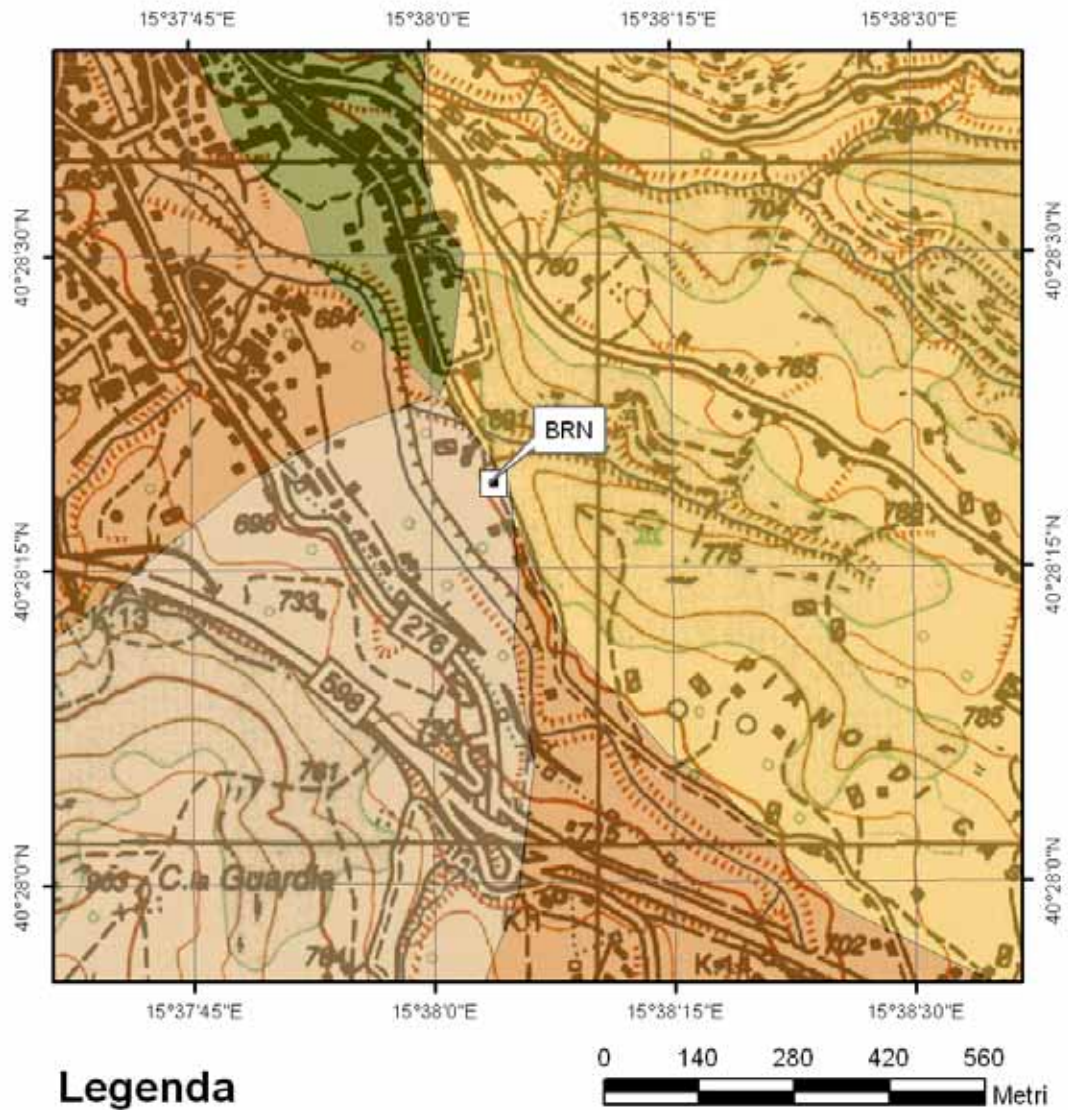


Figura 7.12.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Brienza (Postazione 10) - Stratigrafia sintetica (SG 10/1)

690,0 m (s.l.m.)

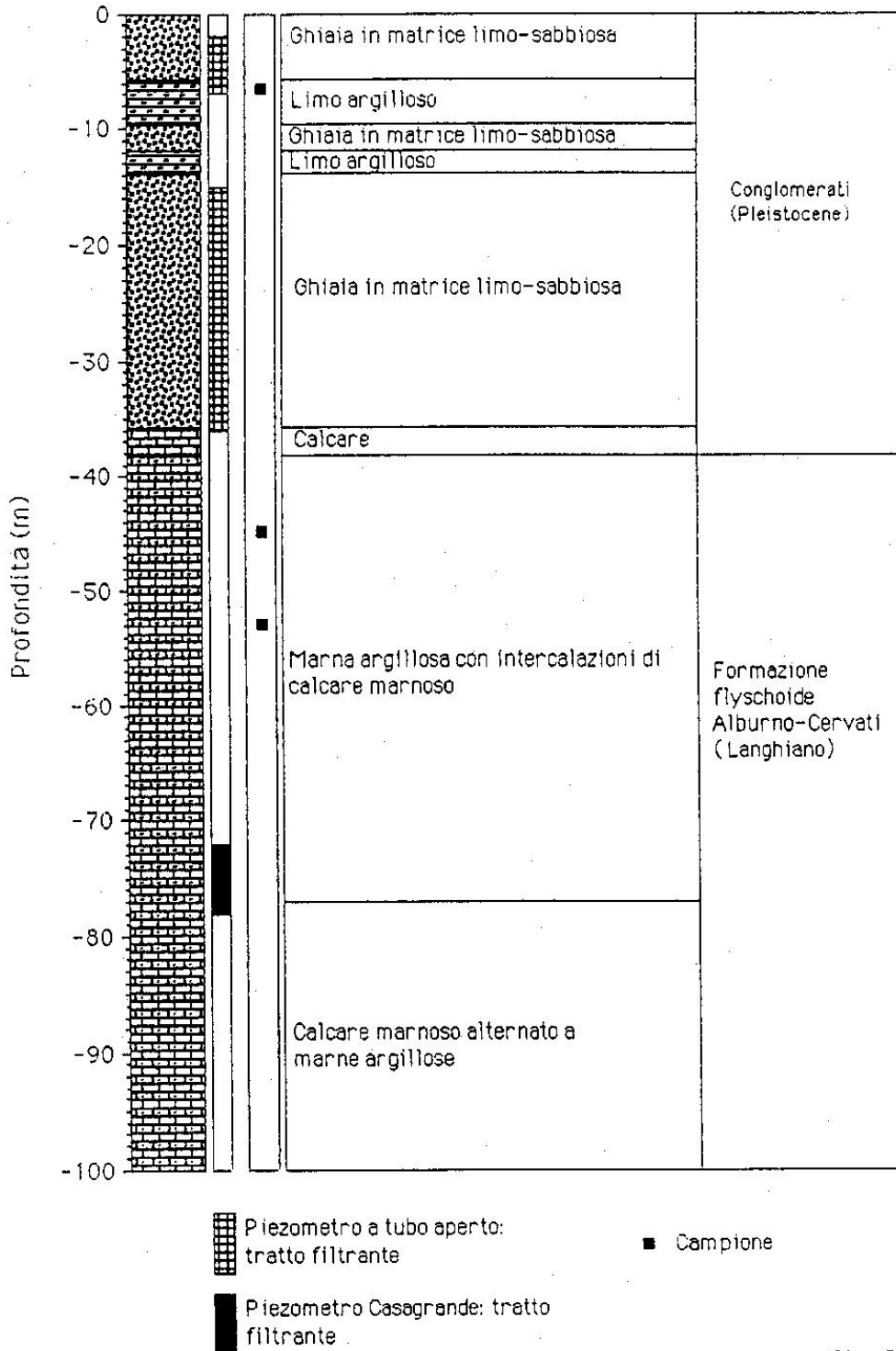


Fig. 8.2

Figura 7.12.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

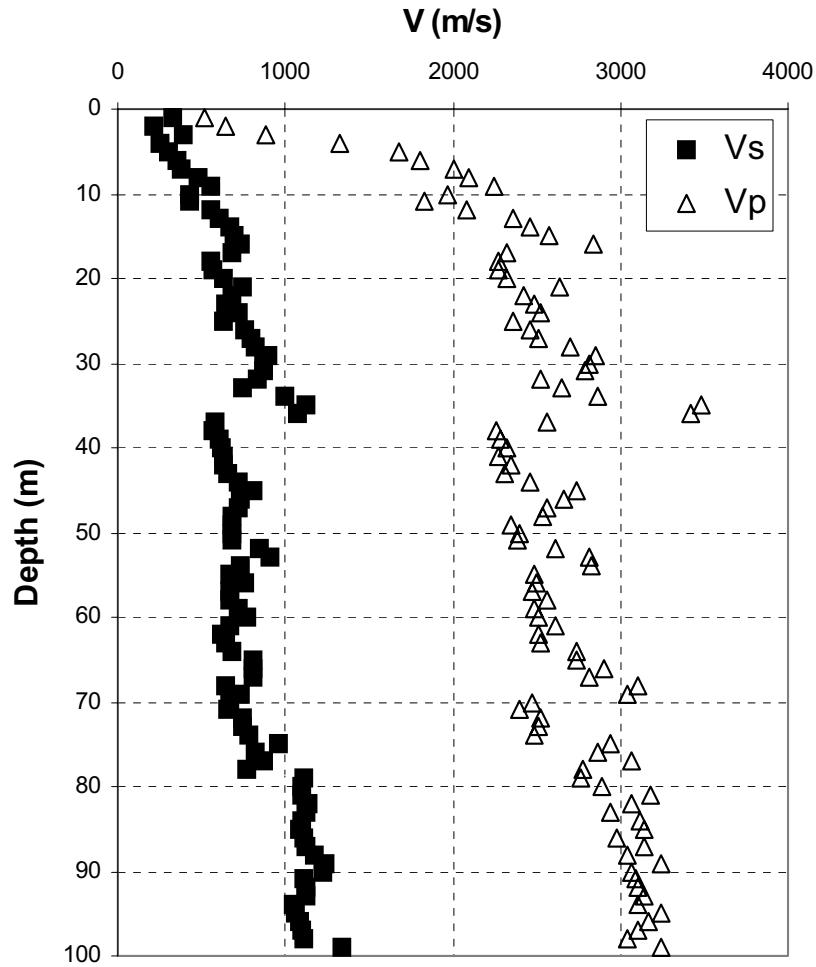


Figura 7.11.63: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,27}$ (m/s)
530	B	480

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
11	19.6	374	10
22	19.6	715	25
3	20.0	1065	25
42	20.0	717	25
0	21.0	1130	100

Tabella 2: Modello 1D,

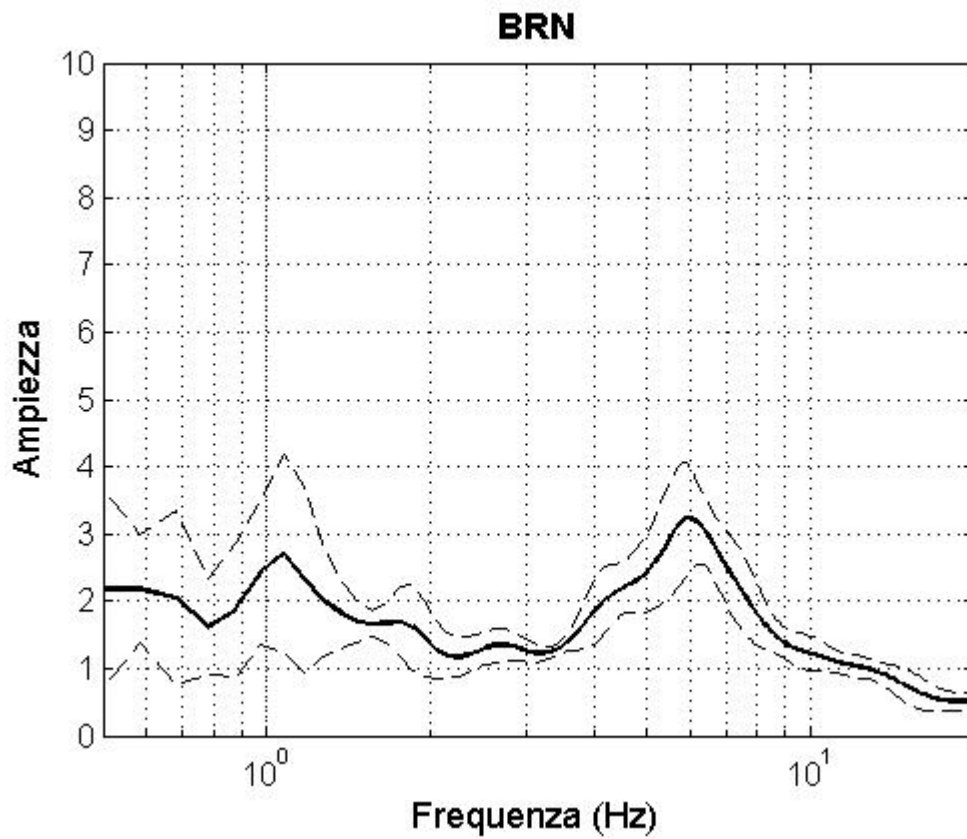


Figura 7.12.3: HVSr eseguito su dati strong-motion (5 registrazioni).  $f_0 = 6$  Hz.

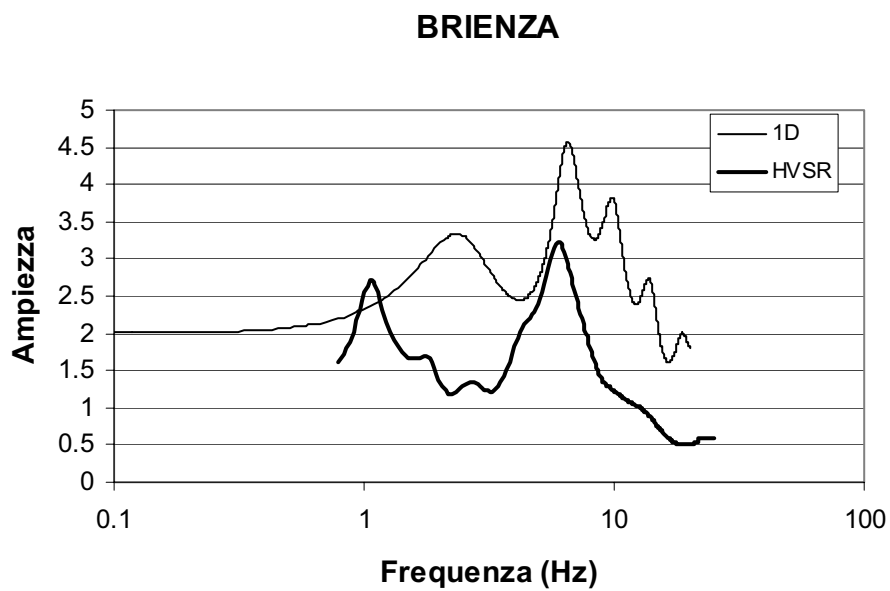


Figura 7.12.4: Confronto tra modello 1D e HVSr.  $f_{01D} = 6$  Hz.

7.13

**Buia**

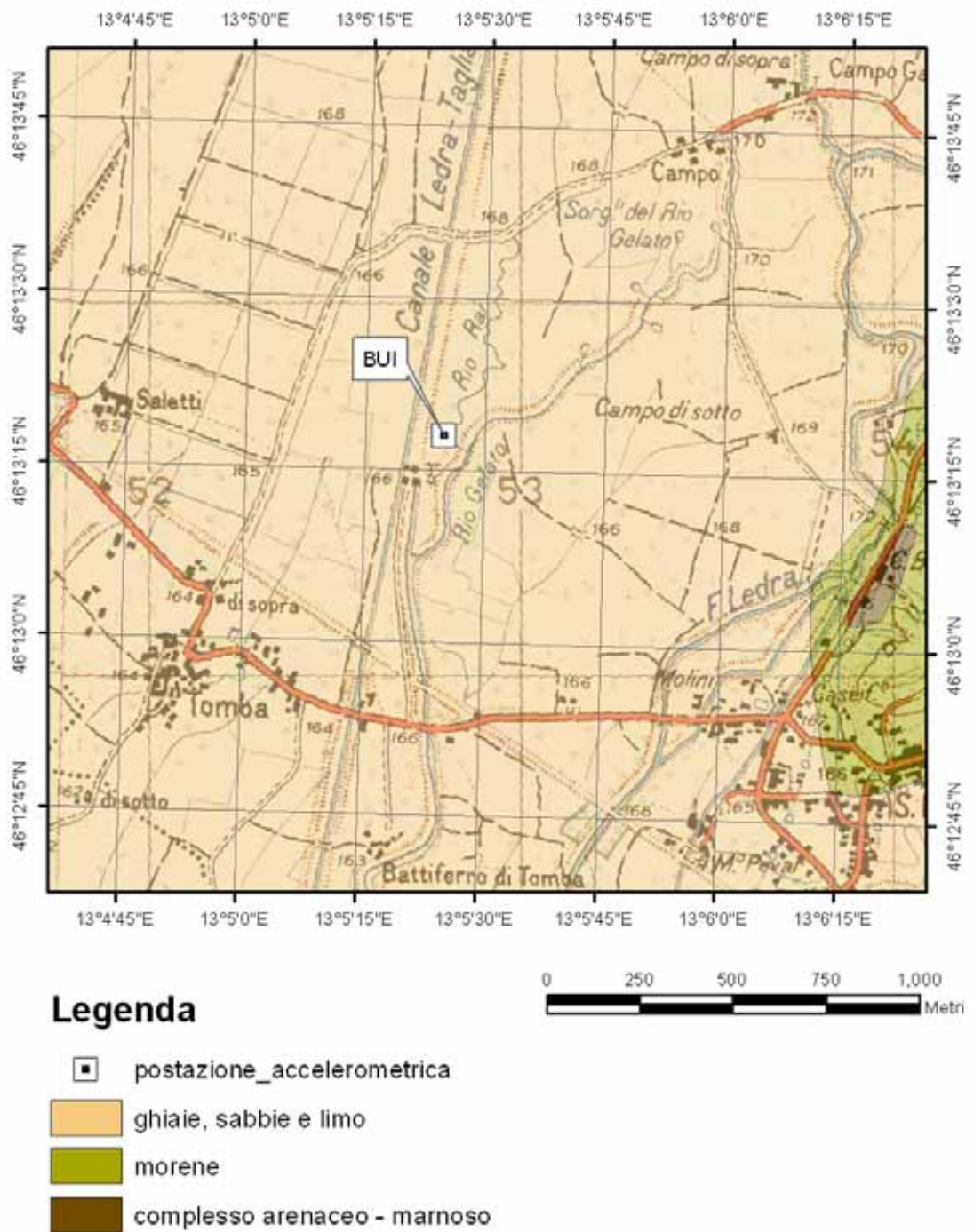
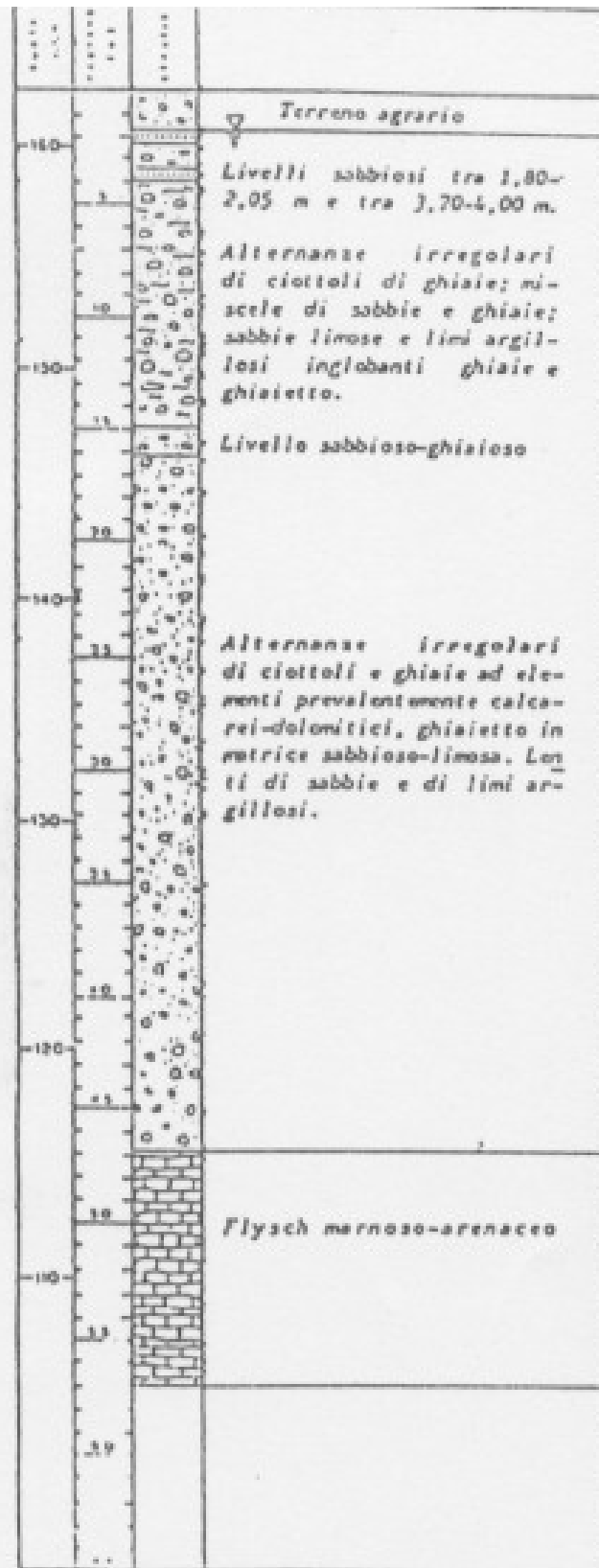


Figura 7.13.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.





a

Figura 7.13.2: Profilo stratigrafico (da ENEA).

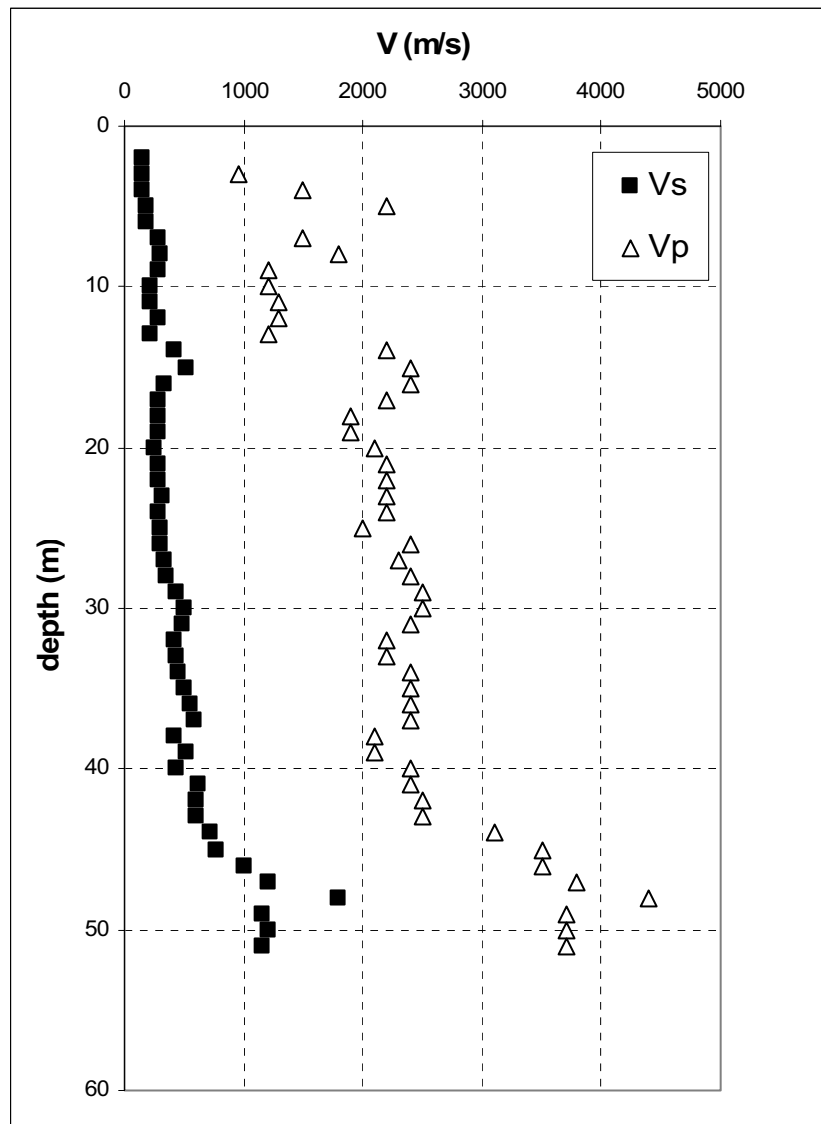


Figura 7.13.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ENEA).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,45}$ (m/s)
250	C	307

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
6	19.6	130	12
34	19.6	325	12
5	19.6	500	25
0	20.0	1200	100

Tabella 2: Modello 1D.

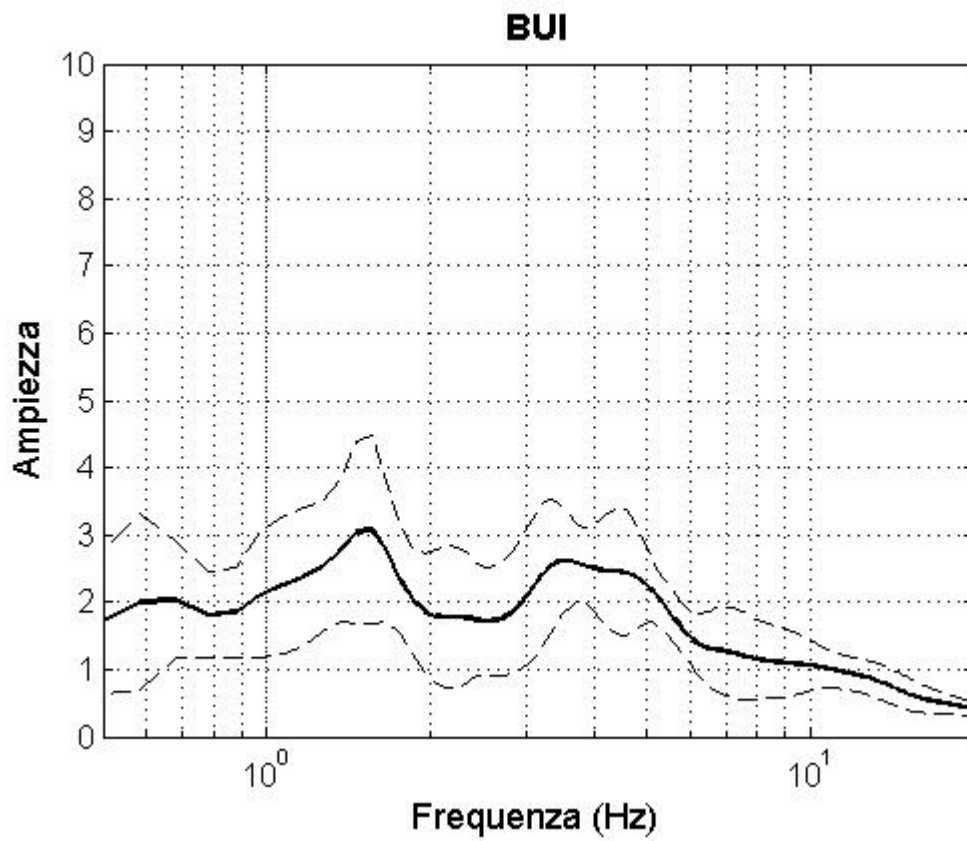


Figura 7.13.4: HVSR eseguito su dati strong-motion (7 registrazioni).  $f_0 = 1.5$  Hz.

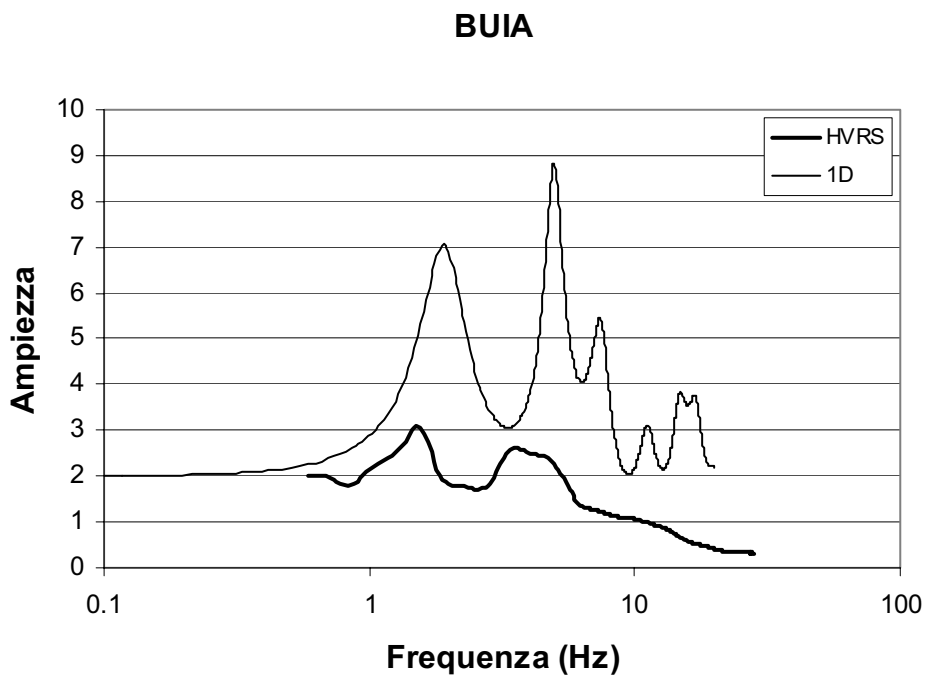
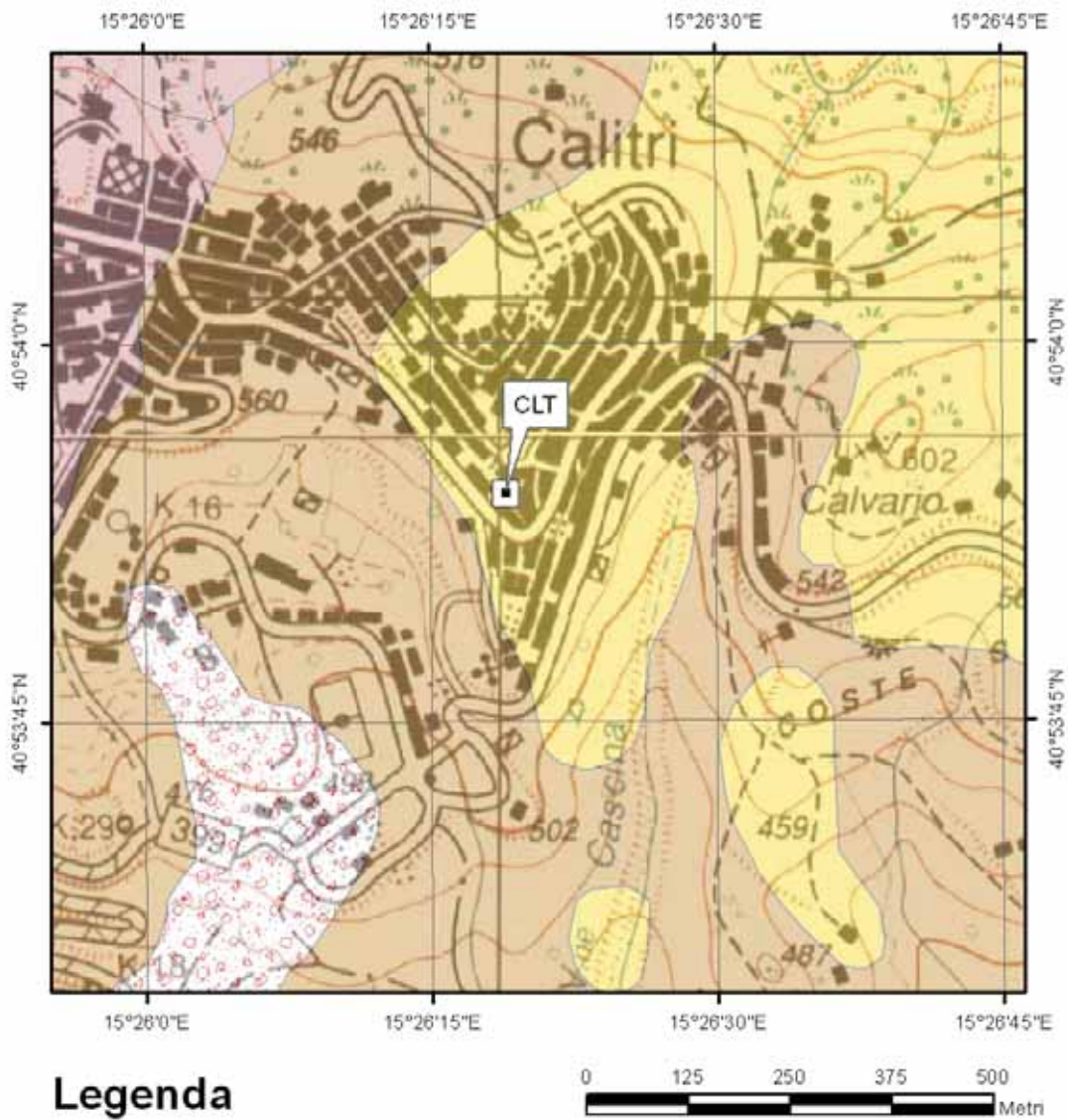


Figura 7.13.5: Confronto tra modello 1D e HVSR.  $f_{0,1D} = 1.9$  Hz.

## Calitri



### Legenda






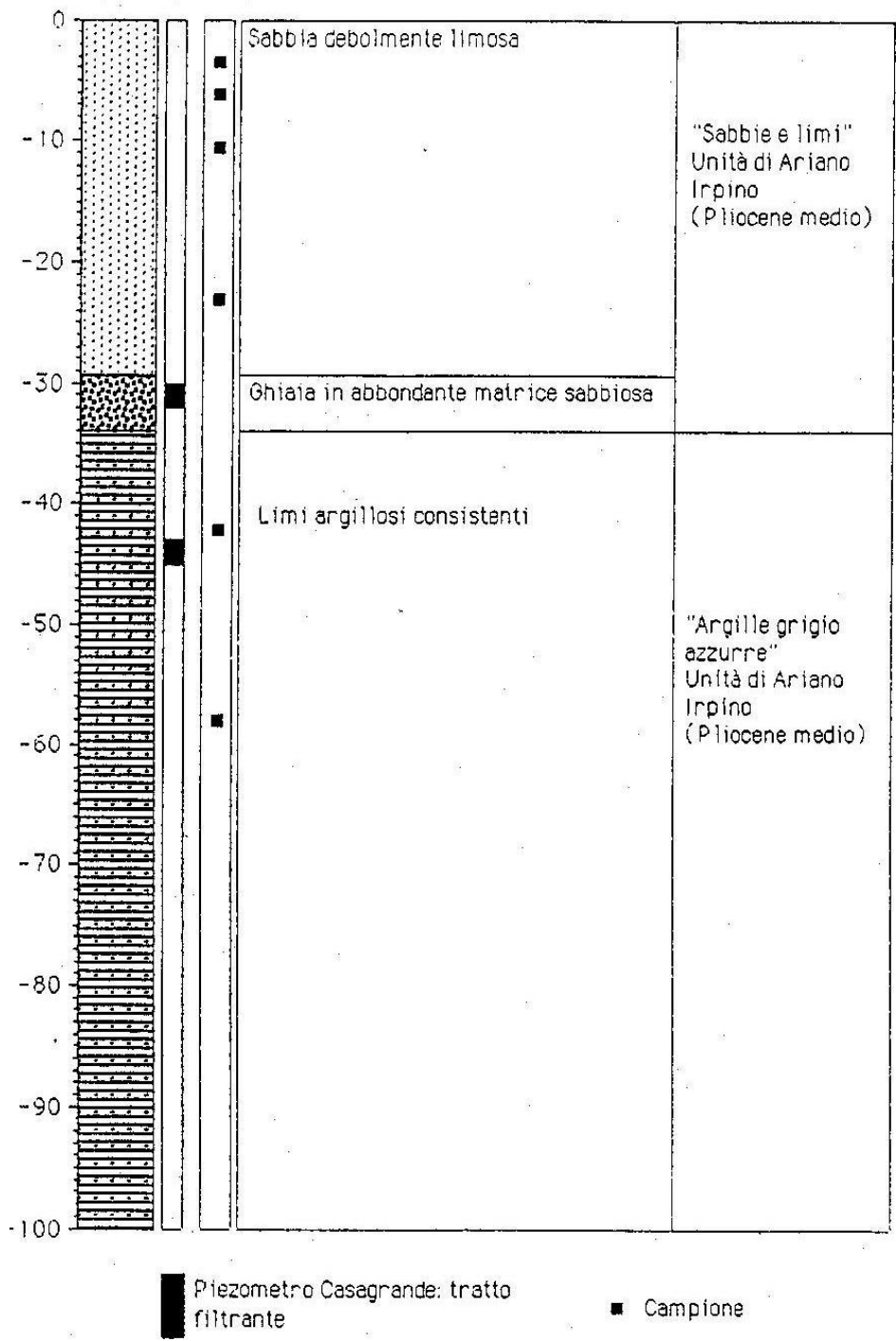
-  postazione\_accelerometrica
-  deposito di frana
-  Sabbie, sabbie argillose, arenarie
-  Marne, argille, siltose, sabbiose
-  Complesso degli Argilloscisti varicolori

Figura 7.14.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 sovrapposta alla base topografica IGM alla scala 1:25.000.



**Figura 7.14.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).**

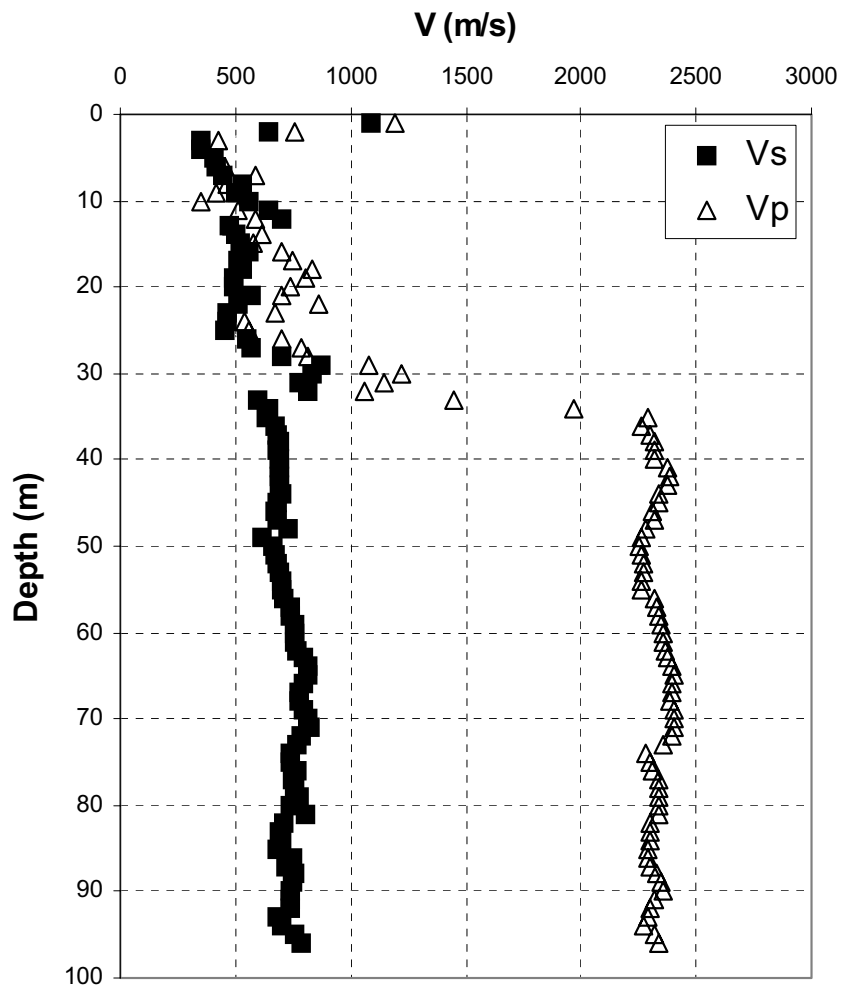


Figura 7.14.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,27}$ (m/s)
520	B	500

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
7	19.6	300	10
21	19.6	500	12.5
4	19.6	800	12.5
90	20	700	25
0	21	1500	100

Tabella 2: Modello 1D.

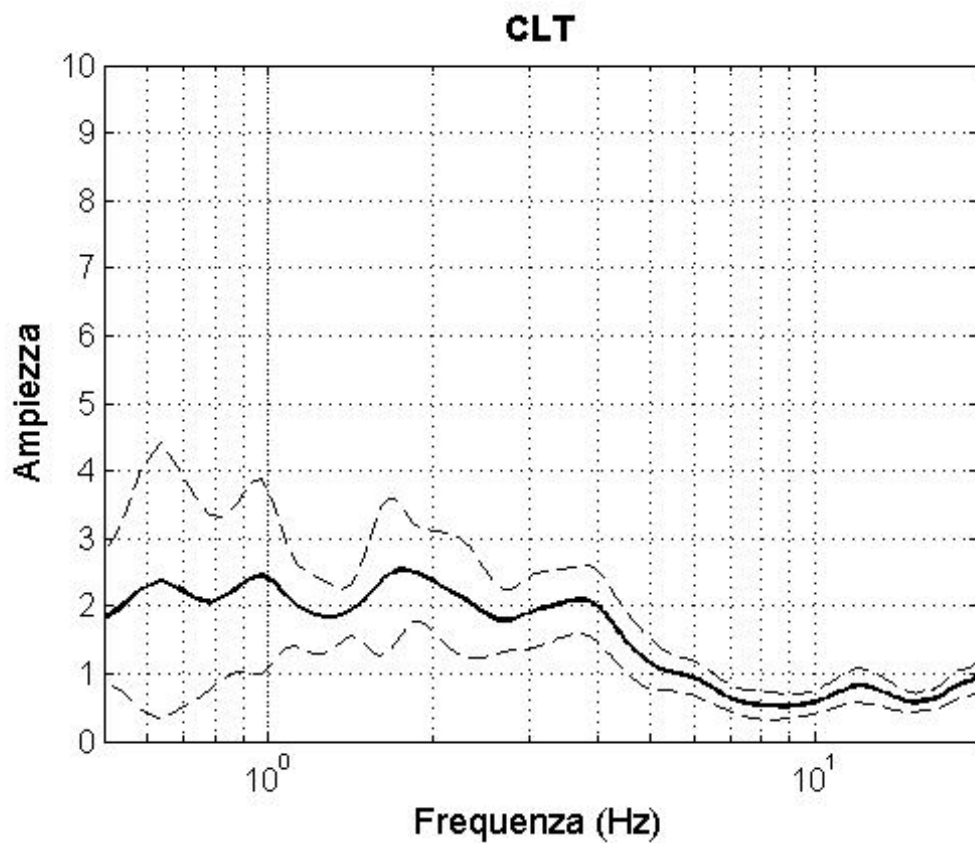


Figura 7.14.4: HVSR eseguito su dati di strong\_motion (6 registrazioni).  $F_o = 1.7$  Hz.

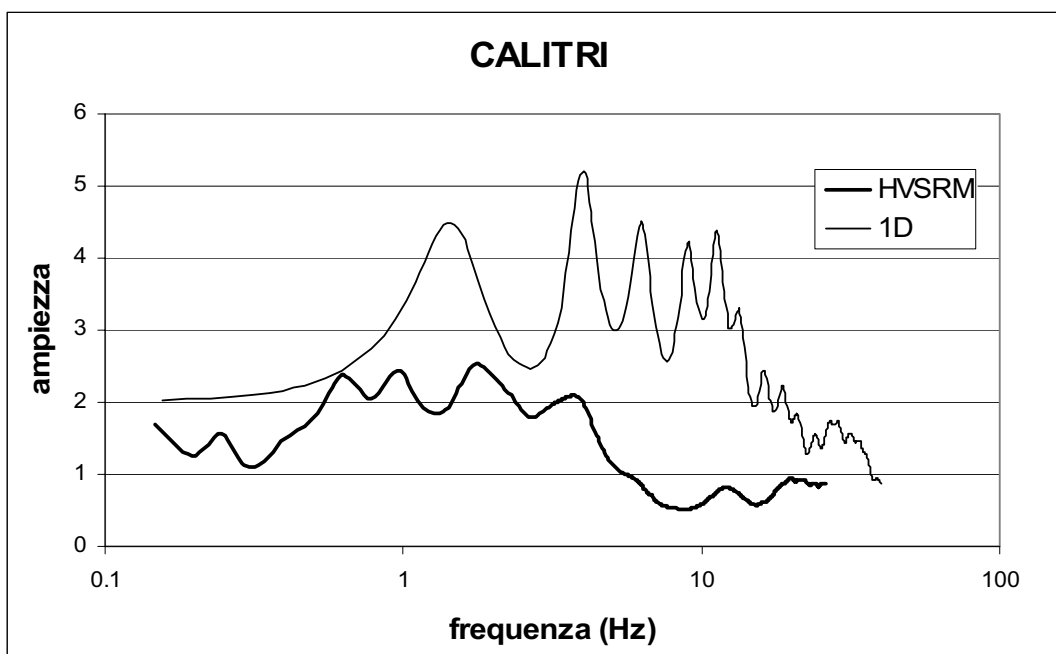


Figura 7.14.5: Modello 1D ottenuto con il profilo di velocità e HVSR.  $F_o$  (1D) = 1.5 Hz.

7.15

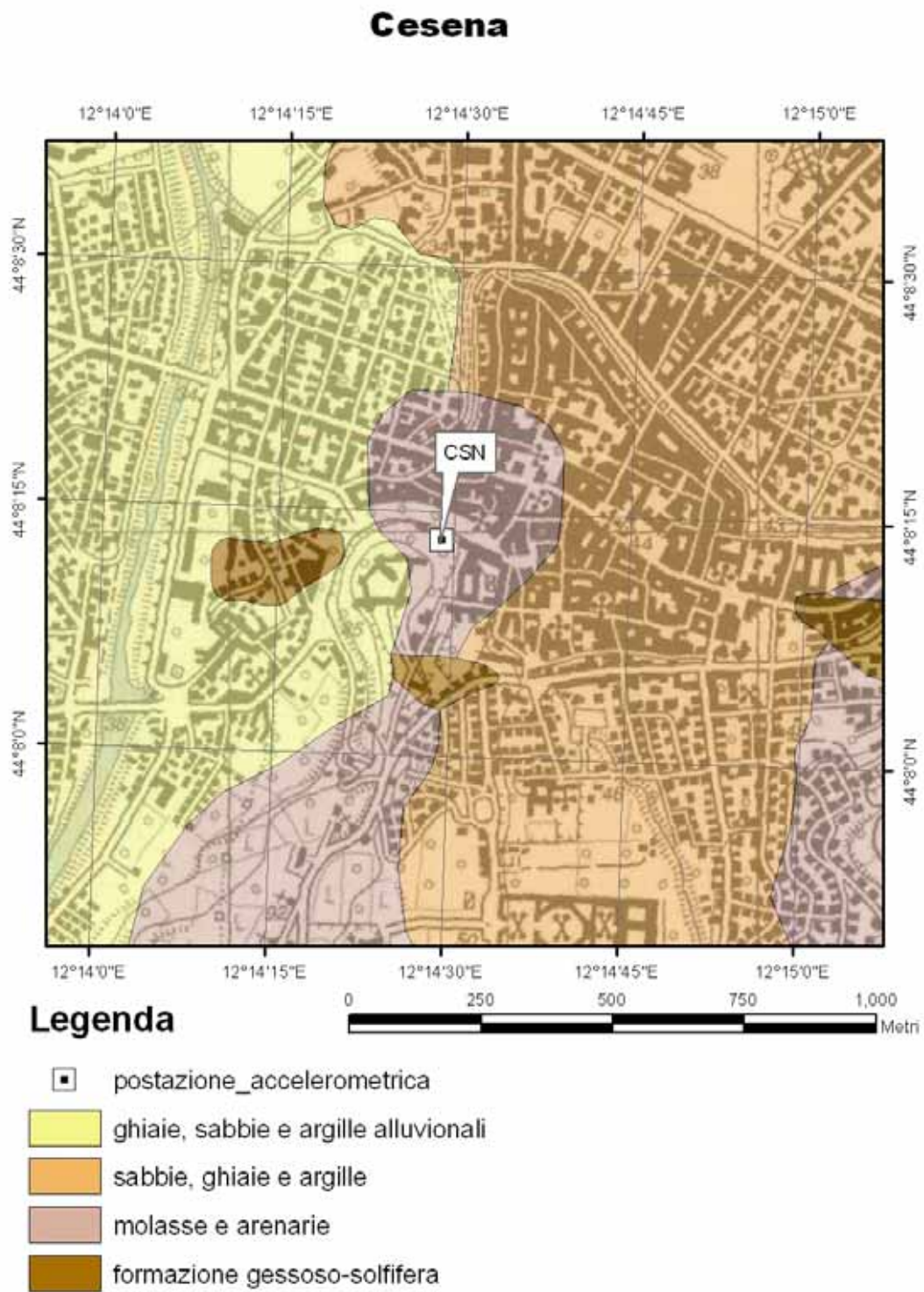


Figura 7.15.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.



metri base	LITOLOGIA	prof. m	spess. m	DESCRIZIONE
101				
1				Livello arenaceo-siltifico, nocciola, asciutto.
2		1,6	1,6	Livello marnoso - marnoso arenaceo, marrone, molto consistente, asciutto, con livelletti di alterazione giallo ocre e poche tracce di materia organica
3				
4				
5				
6		6,0	4,4	Livello marnoso arenaceo, marrone, consistente, asciutto, con livelletti di alterazione giallo ocre e poche tracce di materia organica.
7		7,1	1,1	Livello marnoso-marnoso arenaceo, marrone, molto consistente, asciutto, con livelletti di alterazione giallo ocre e poche tracce di materia organica.
8				
9		8,5	1,4	Argilla marnosa, grigio-azzurra, mediamente consistente, asciutta.
10		9,5	1,0	Argilliti marnose - marne argillitiche, grigie, asciutte, molto consistenti, localmente fratturate.
11		10,0	0,5	
12				
13				
14				
15				Alternanza di livelli marnosi, marnoso calcarei, argilliti, grigie, asciutte. Evidenti tracce fossili.
16				
17				
18				
19				
20				
21				
22				
23				
24				
25				
26				
27				
28				
29				
30				
31				
32				
33				
34				
35				
36				
37				
38		37,6	27,6	Argilliti nerastre, asciutte, organiche.
39		38,8	1,2	Marne argillitiche, grigie, asciutte, tendenti a calcari marnosi, grigi. Materiale molto brecciato.
40				
41				
42		42,0	3,2	Arenarie fini e siltiti, con forte componente micacea, giallastre, con livelli d'alterazione giallo ocre. Presente materia organica.
43		42,5	0,5	Arenarie cementate, nocciola, umide, mediamente grossolane.
44				
45		44,6	2,1	Sabbie e livelli arenacei poco cementati, nocciola, quasi sature.
46				
47				
48				
49				
50		50,0	5,4	

Figura 7.15.2: Profilo stratigrafico, (Progetto S-6).

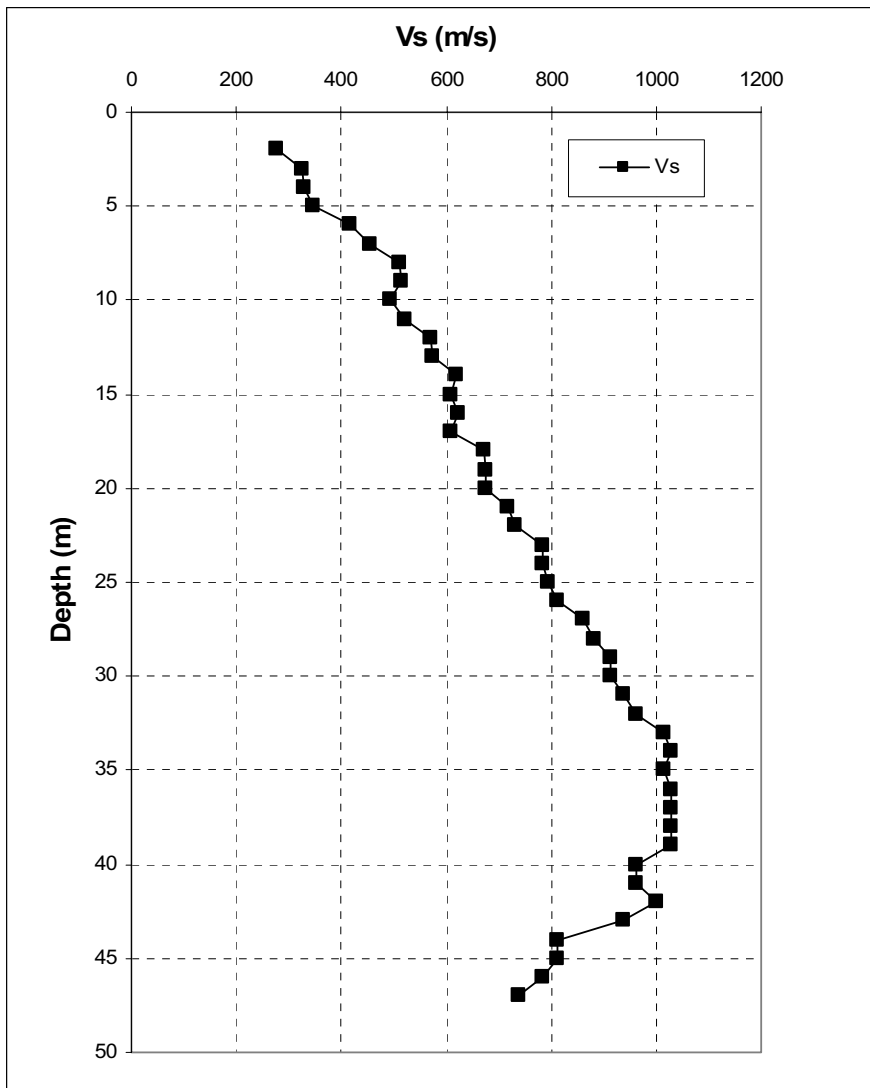


Figura 7.15.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (progetto S6).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,25}$ (m/s)
540	B	500

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
5	19.6	320	12
7	19.6	500	12
5	21	600	12
8	21	700	12
7	21	850	25
9	21	1000	25
20	21	800	25
0	21	1500	100

Tabella 2: Modello 1D.

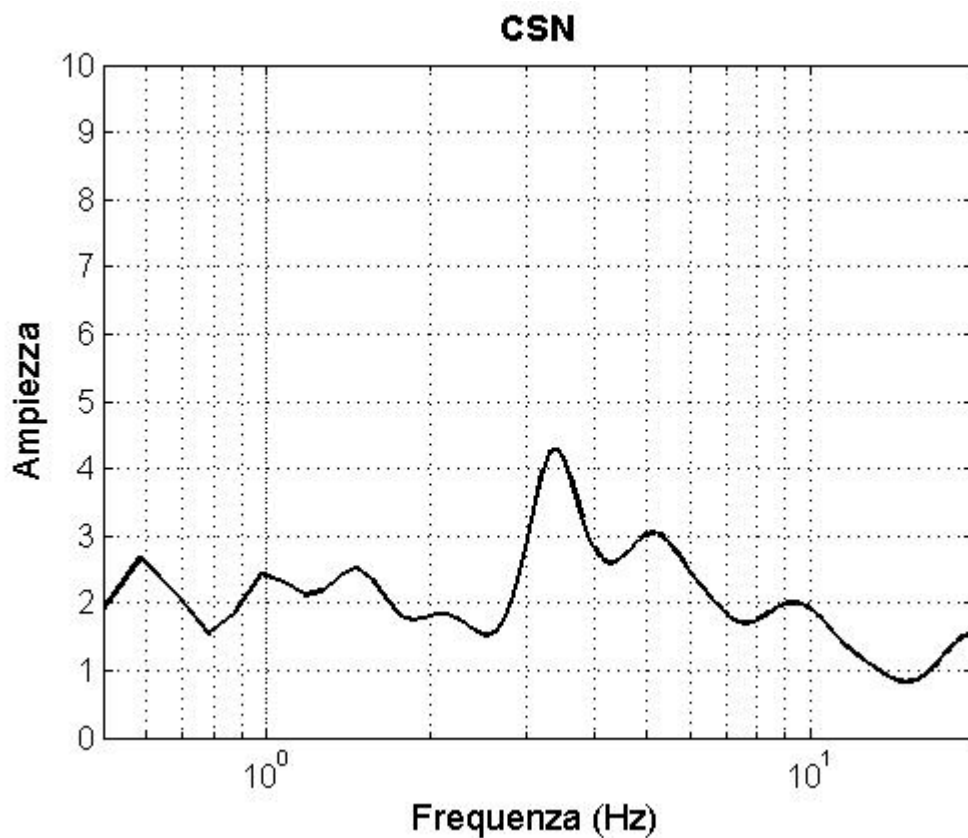


Figura 7.15.4: HVSR eseguito su dati strong-motion ( 1 registrazione).  $f_0=3.5$  Hz

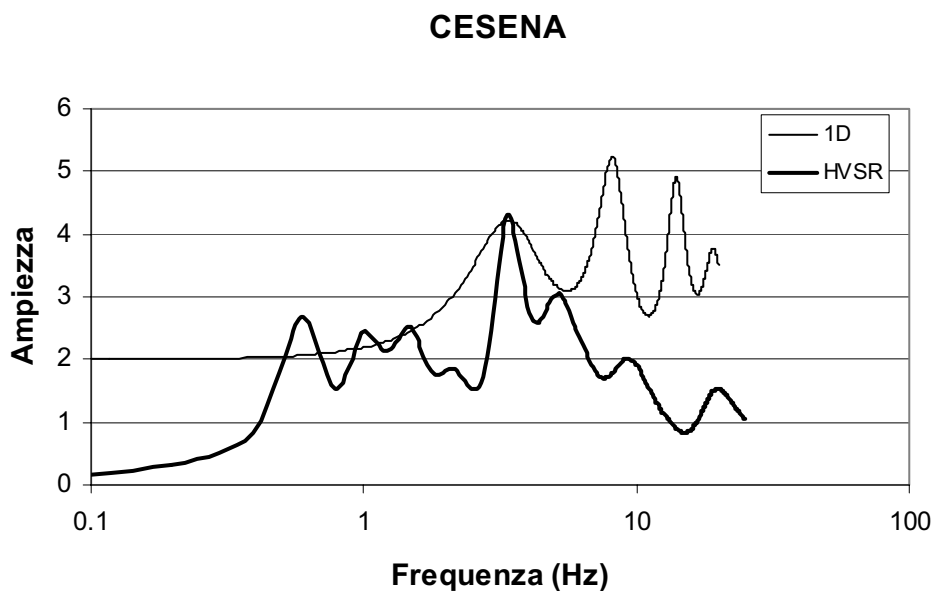


Figura 7.15.5: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità e HVSR.  $F_0$  (1D) = 3.7 Hz

7.16

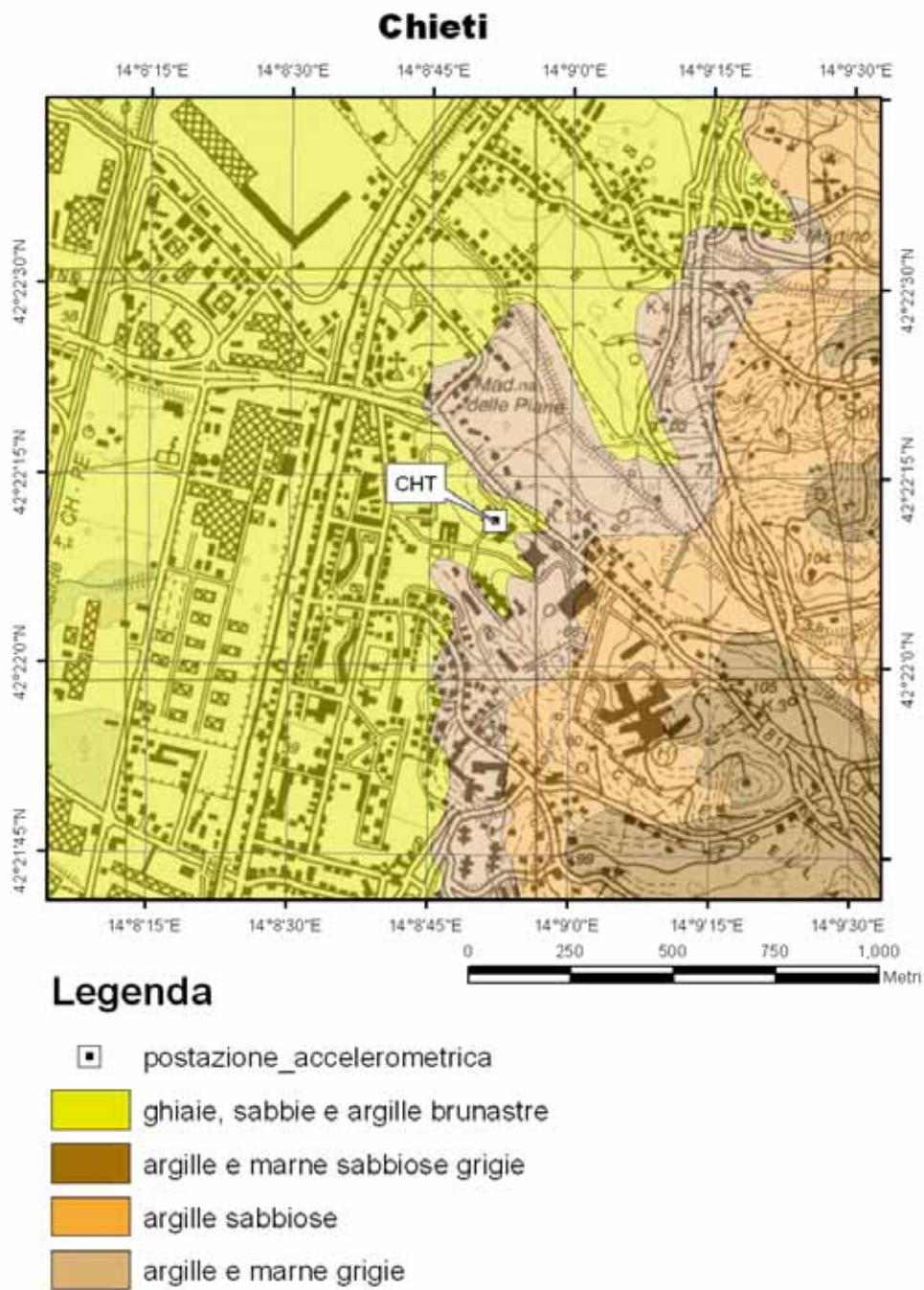


Figura 7.16.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

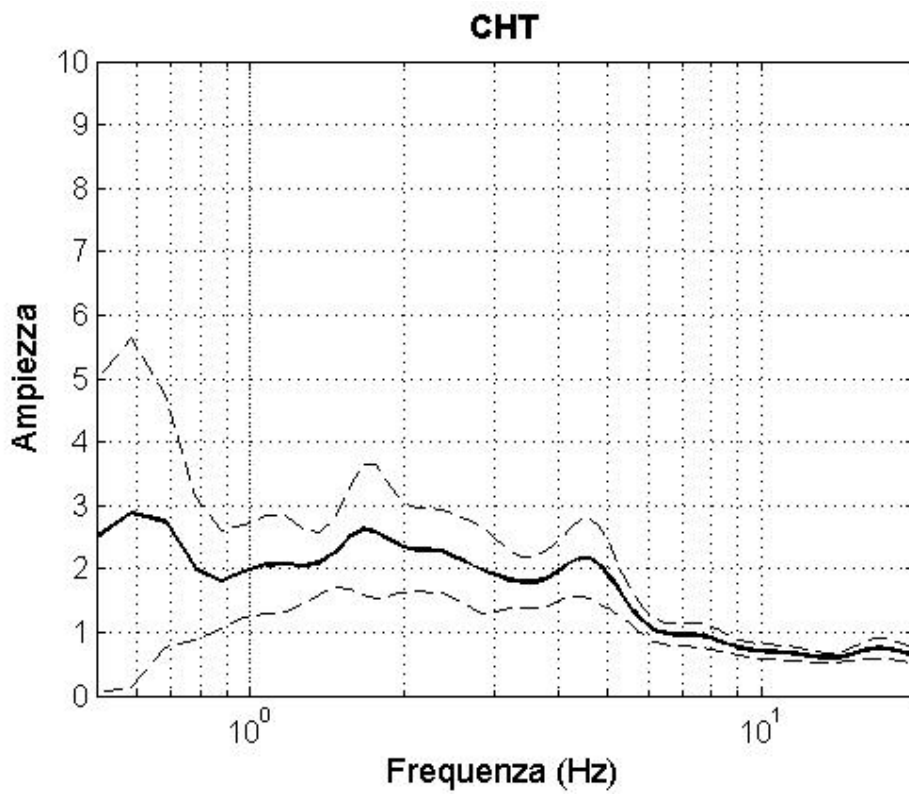


Figura 7.16.2: HVSR eseguito su dati di strong\_motion ( 21 registrazioni).  $F_0 = 1.6$  Hz.

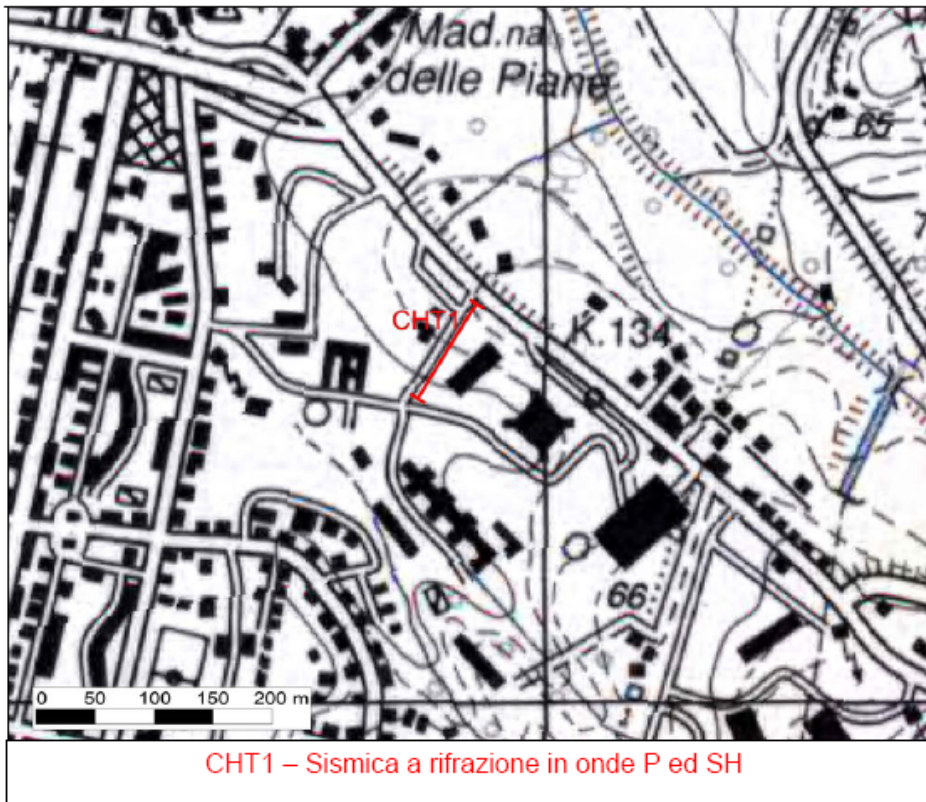
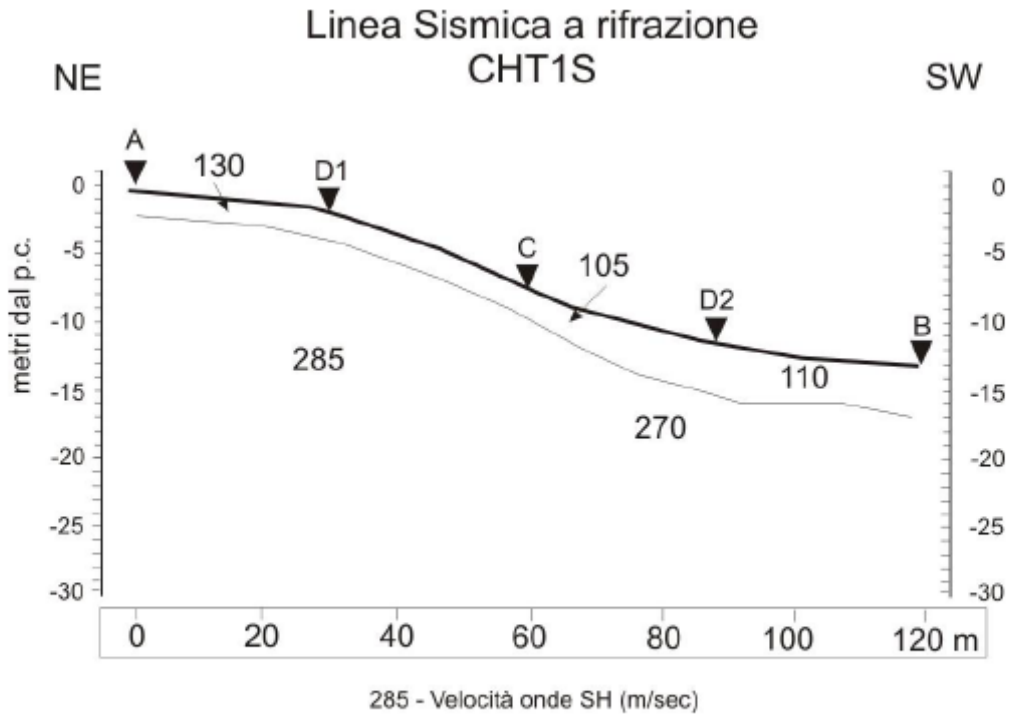


Figura 7.16.3: Ubicazione dell'indagine di sismica a rifrazione CHT-1 (Progetto S-6).



**SEZIONI SISMOSTRATIGRAFICHE - CHT1**

**Figura 7.16.4: Risultato della sismica a rifrazione, onde S (Progetto S-6).**

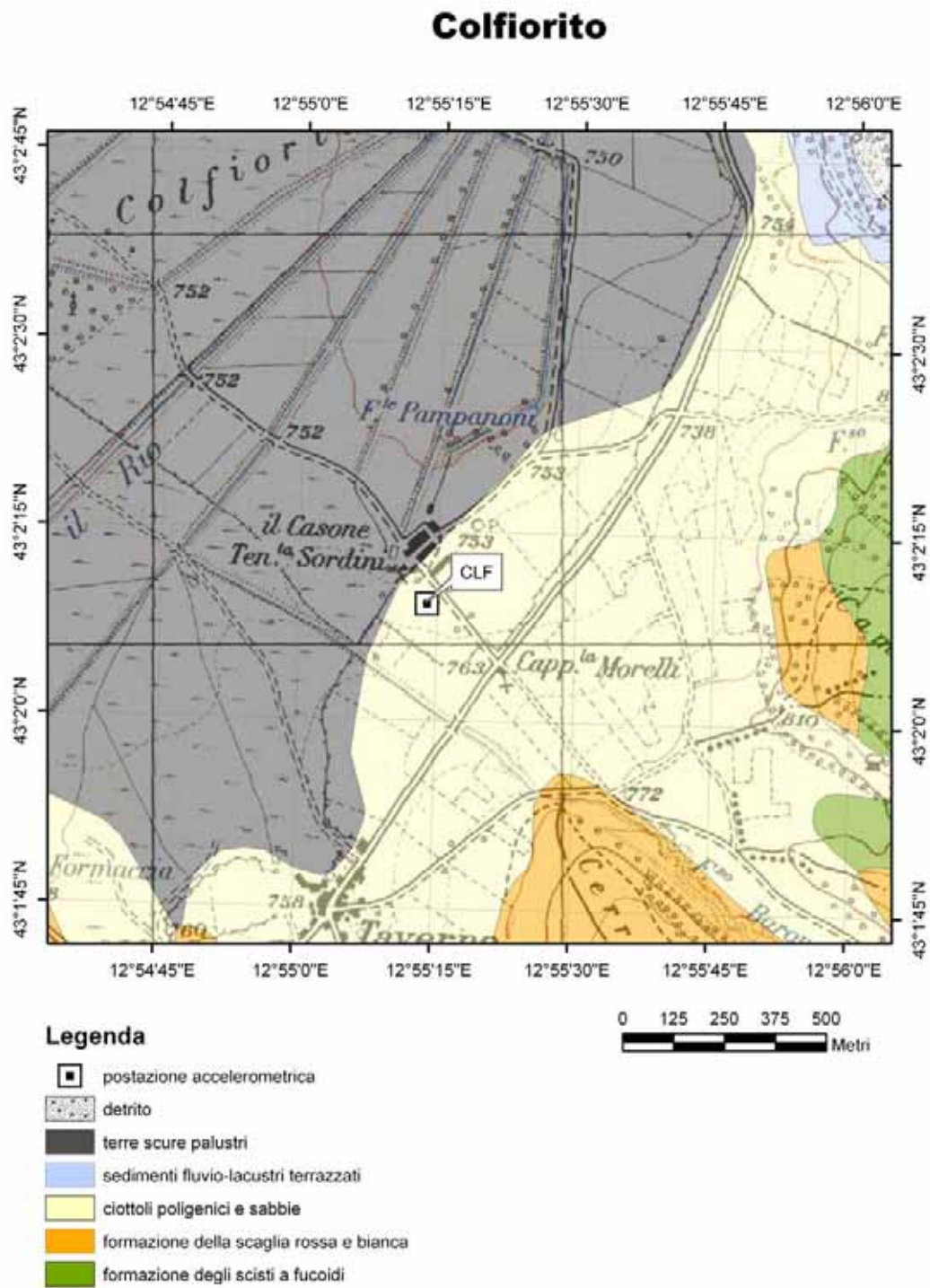


Figura 7.17.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

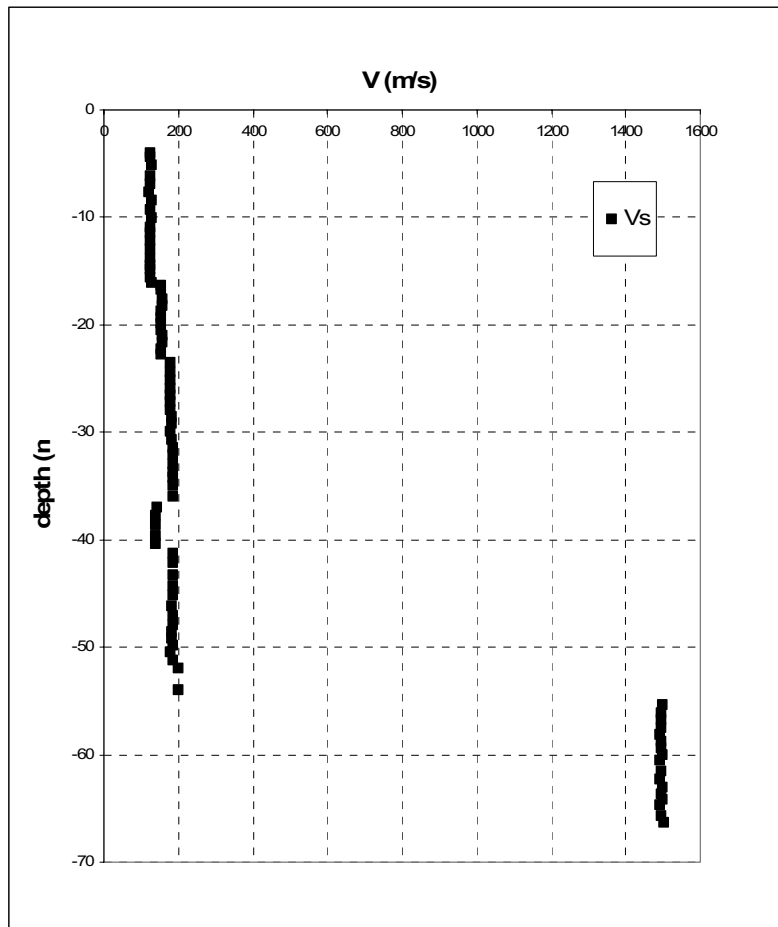


Figura 7.17.2: Profilo di velocità delle onde di taglio (Di Giulio et al., 2006).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,54}$ (m/s)
110.6	D	150

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
54	17.7	160	12.5
0	20.6	1496	100

Tabella 2: Modello 1D.



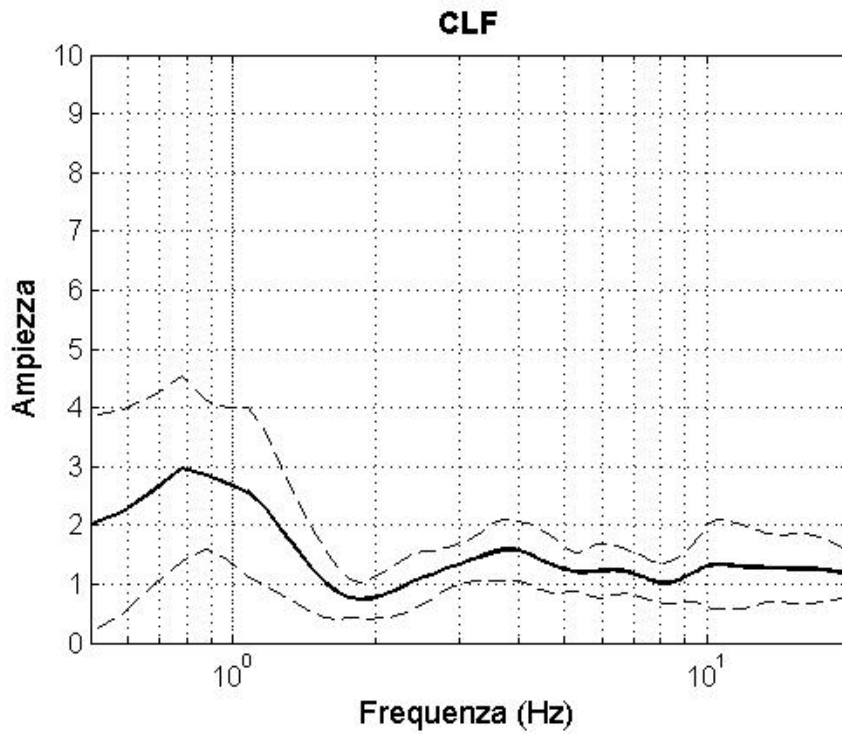


Figura 7.17.3: HVSR eseguito su dati di strong\_motion ( 21 registrazioni).  $f_0 = 0.7$  Hz.

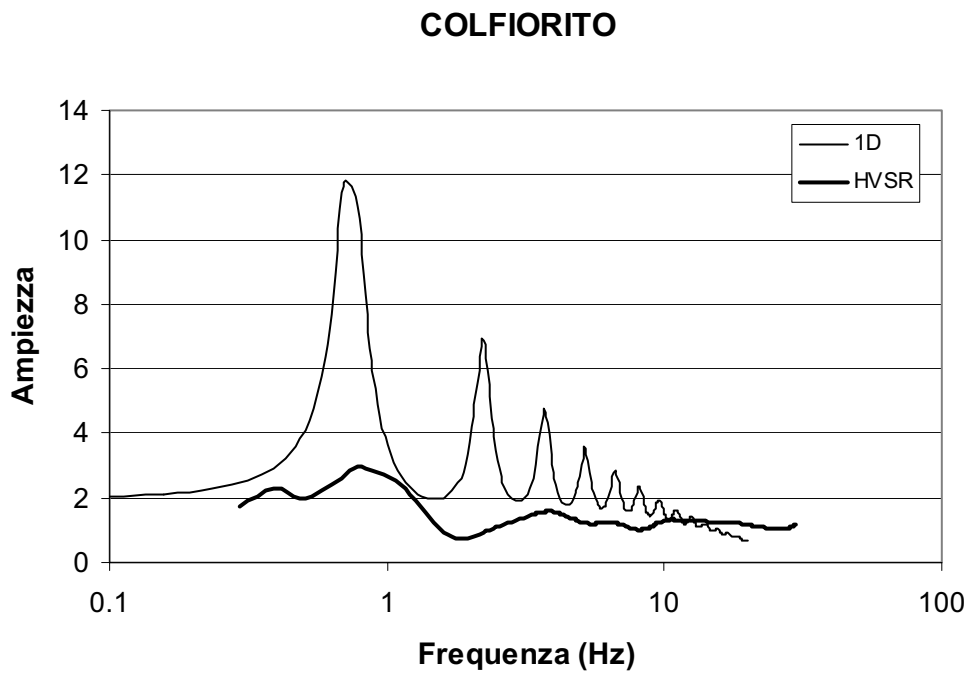


Figura 7.17.4: Confronto tra il modello 1D e l'HVSR.  $f_{01D} = 0.7$  Hz

7.18

## Dicomano

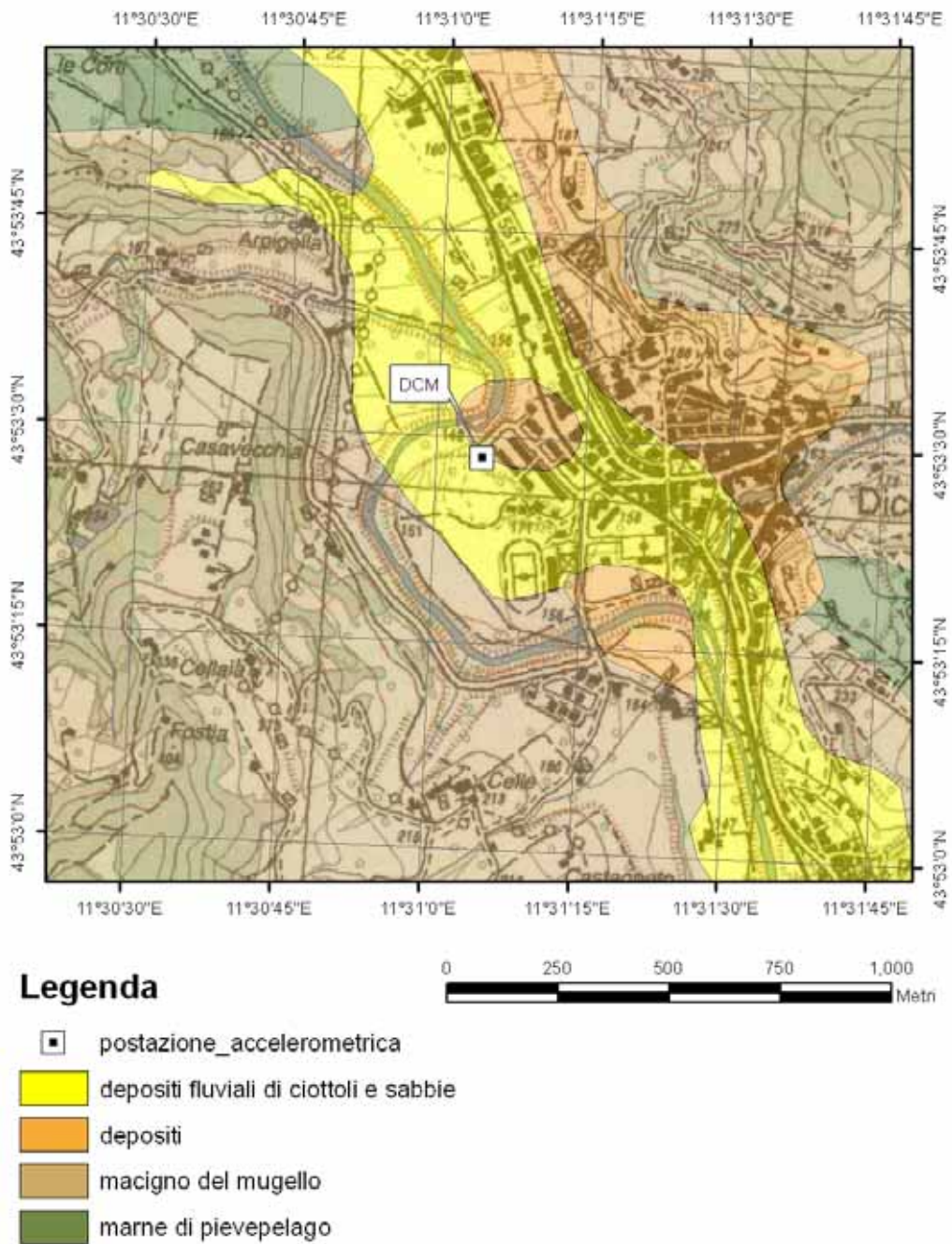


Figura 7.18.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

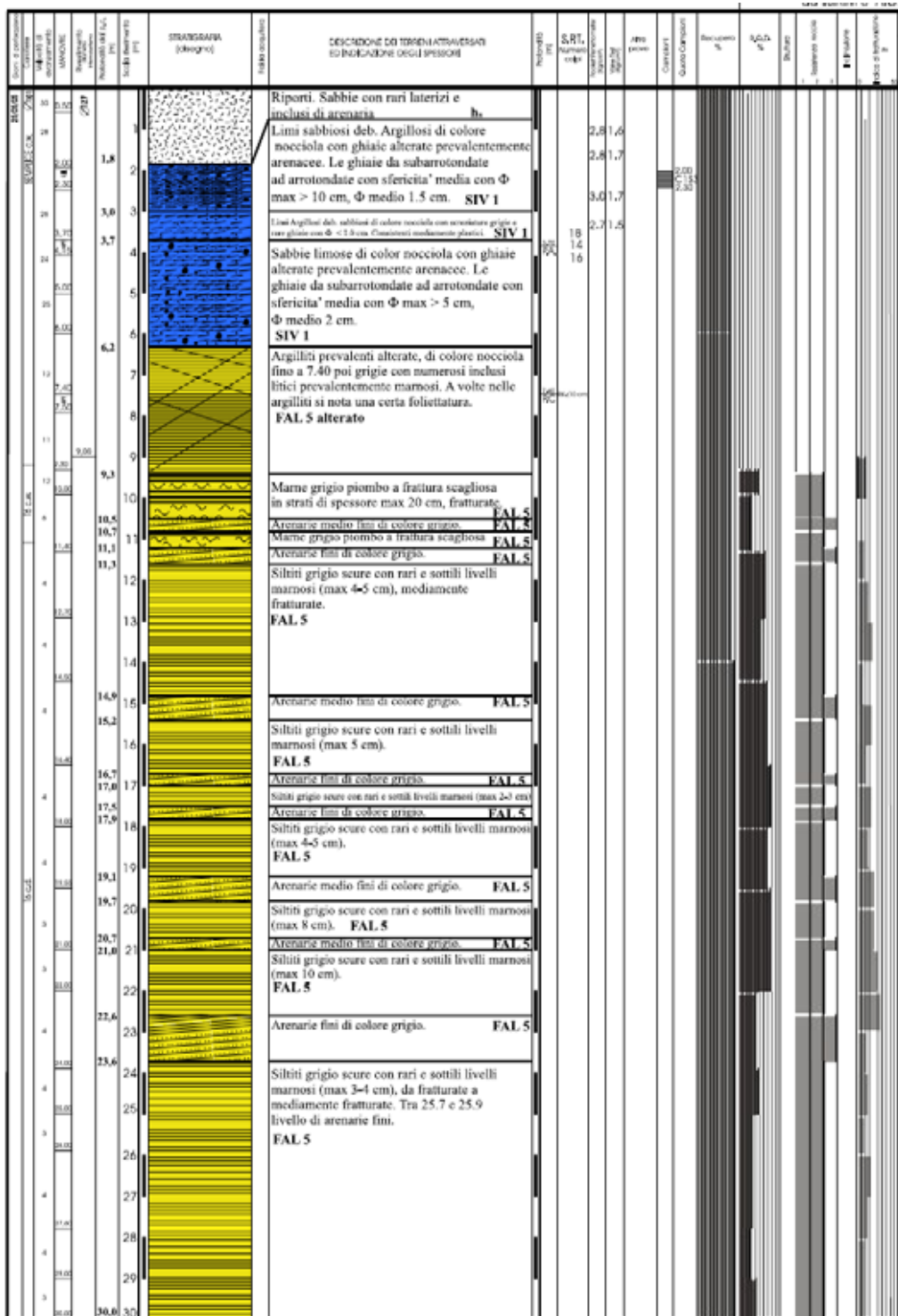
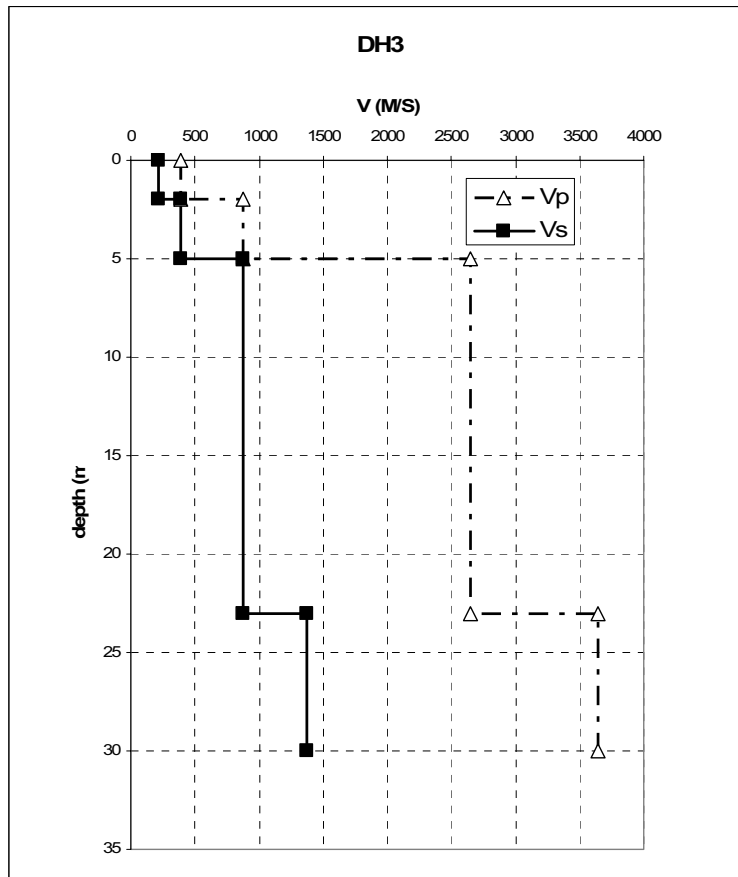


Figura 7.18.2: Profilo stratigrafico (Regione Toscana – Progetto VEL finanziamento L.289/02).



**Figura 7.18.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (Regione Toscana – Progetto VEL finanziamento L.289/02).**

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,5}$ (m/s)
898.0	A	300

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
2.0	18.0	221	5
3.0	19.0	391	10
0	20.6	873	50

**Figura 2: Modello 1D.**

### DICOMANO

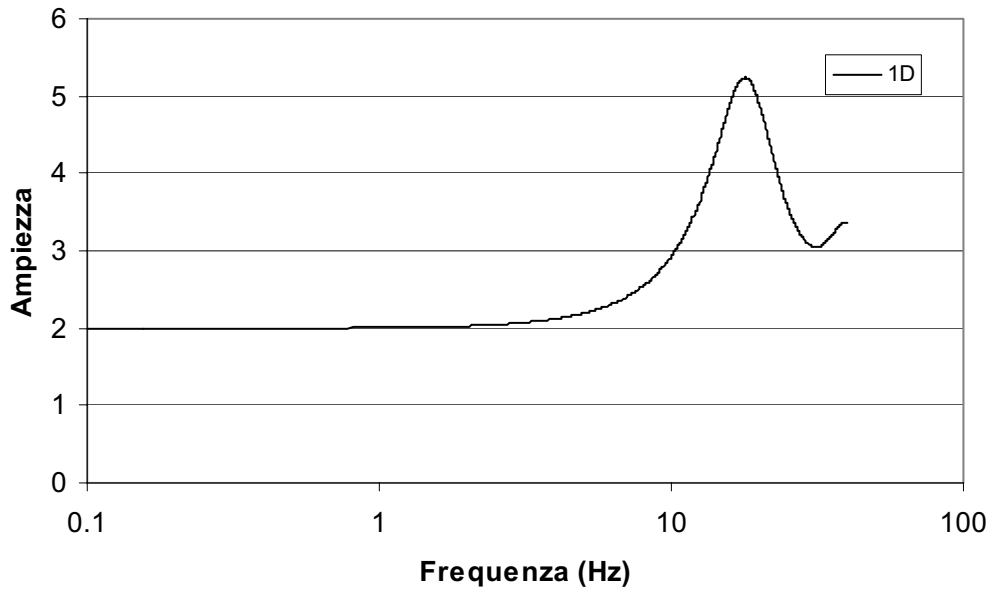


Figura 7.18.4: Modello 1D  $f_{01D}=18.5$ .

7.19

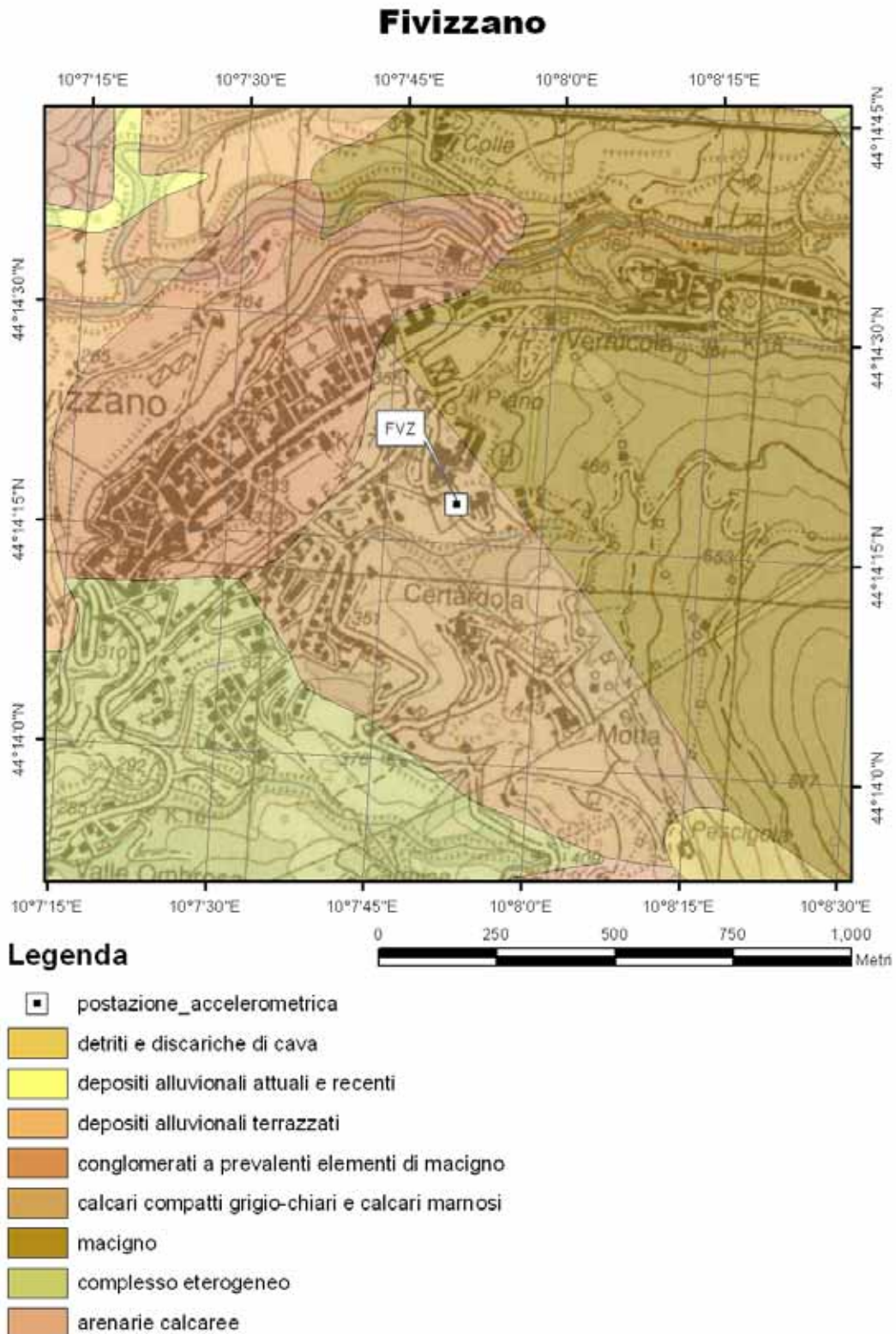
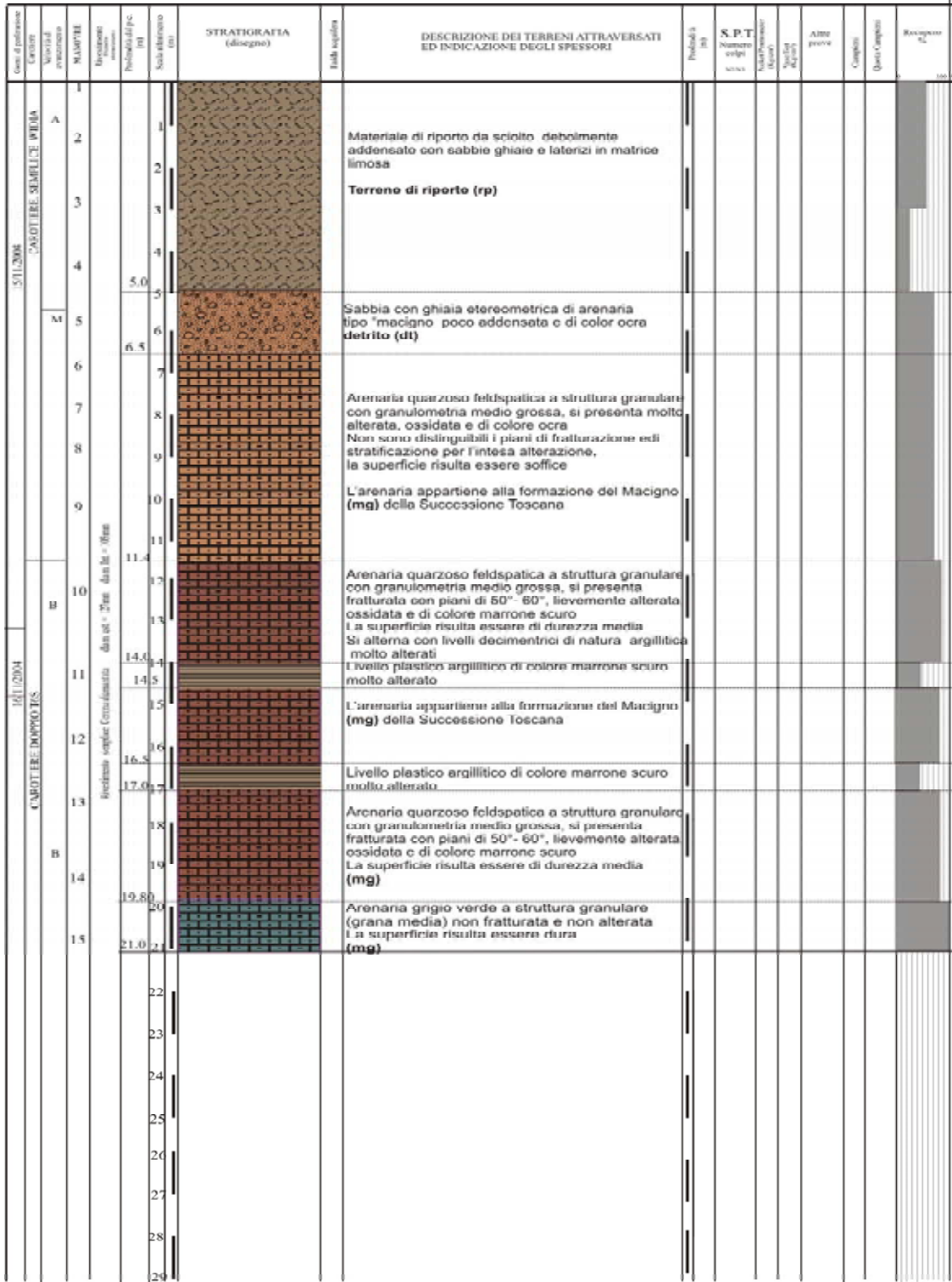


Figura 7.19.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

L'ANTERIORE GIARDINO OSPEDALE S. ANTONIO ABBATE		NOMINALI E IN S9		GEOLOGO INCARICATO PER L'ASSISTENZA DOTT. GIANLUCA CAVALLI	
QUOTA ASS. P.C. 370,60 m s.l.m.	COORDINATE X Y	TIPO DI SONDA (marca, modello, codice sonda)	CMV MK 1400	TIPO DI FLUIDO ACQUA	
DATA INIZIO/FINE 15/11/04 - 16/11/04		METODO DI PERFORAZIONE ASTE		CASSE CATALOGATRICI N. 5	



**NOTE** Utilizzato carotiere semplice diam. est. 101mm int. 88 mm con corona al widia da 0,00 a -11,40 e doppie con corona diamantata da -11,40 a -21,00 mt  
Utilizzato rivestimento diam. est. 127 mm int. 105 mm con corona diamantata da 0,00 a -21,00 mt  
Falda acquifera assente in data 16/11/2004 prima della messa in opera tubo PVC e successiva cementazione

Figura 7.19.2: Profilo stratigrafico (Regione Toscana, Progetto VEL).

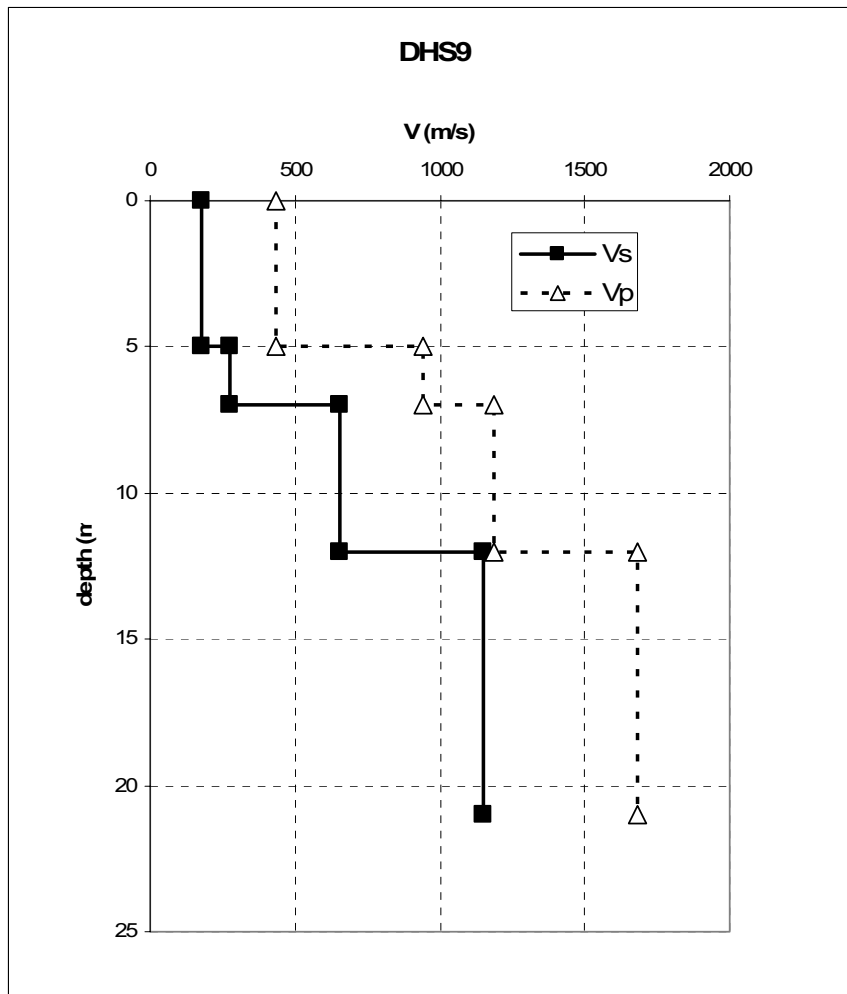


Figura 7.19.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (Regione Toscana – Progetto VEL).

$V_{s,12}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,12}$ (m/s)
224	E	224

Tabella 33: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
5	19.6	177	25
2	19.6	273	25
5	20.6	653	100
0	20.6	1147	100

Tabella 34: Modello 1D.



# FIVIZZANO

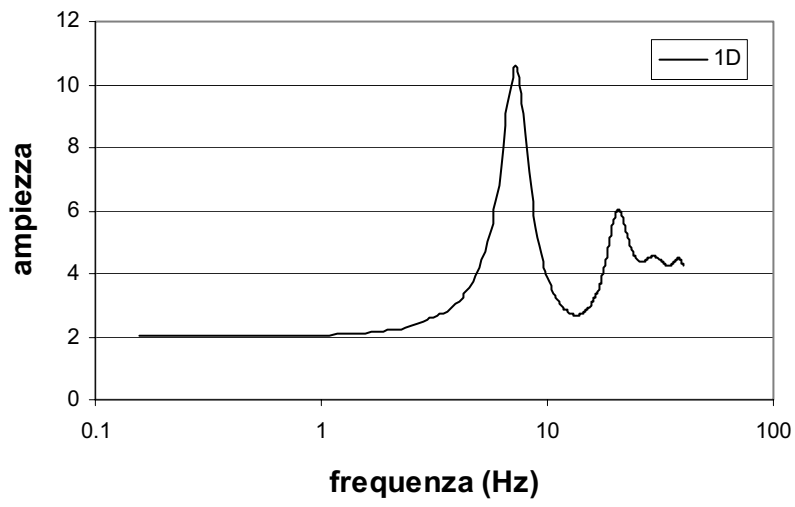


Figura 7.19.4: Modello 1D.  $f_{01D} = 7.3$  Hz

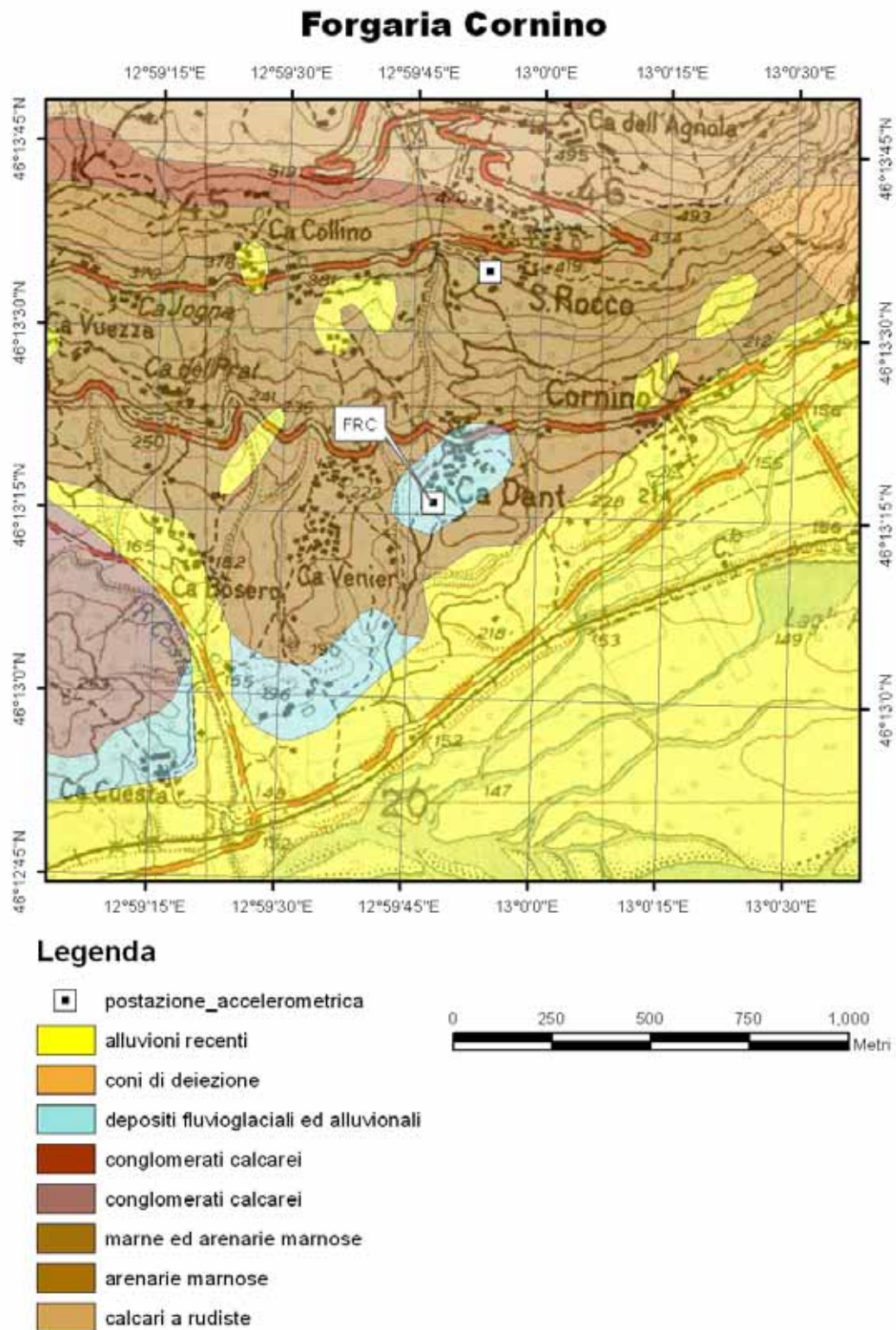


Figura 7.20.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

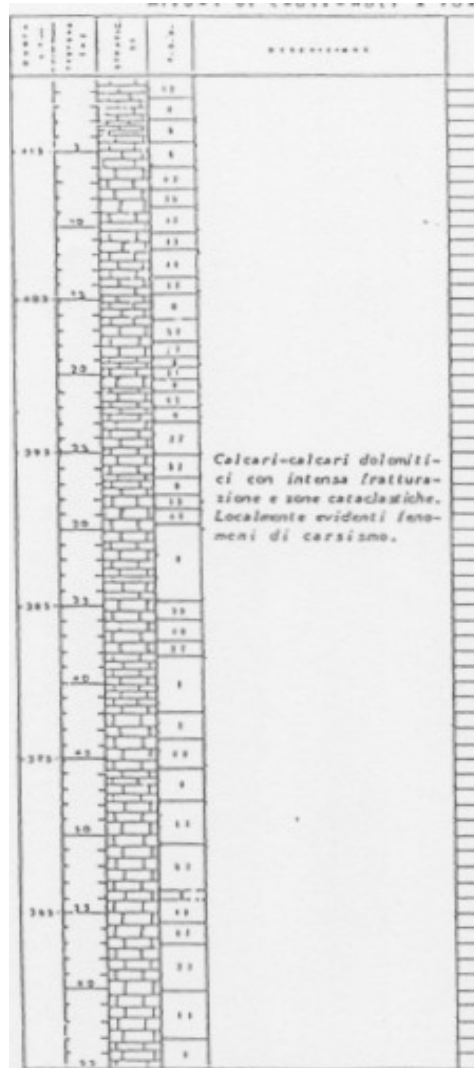


Figura 7.20.2: Profilo stratigrafico (DPC – U. Servizio Sismico Nazionale).

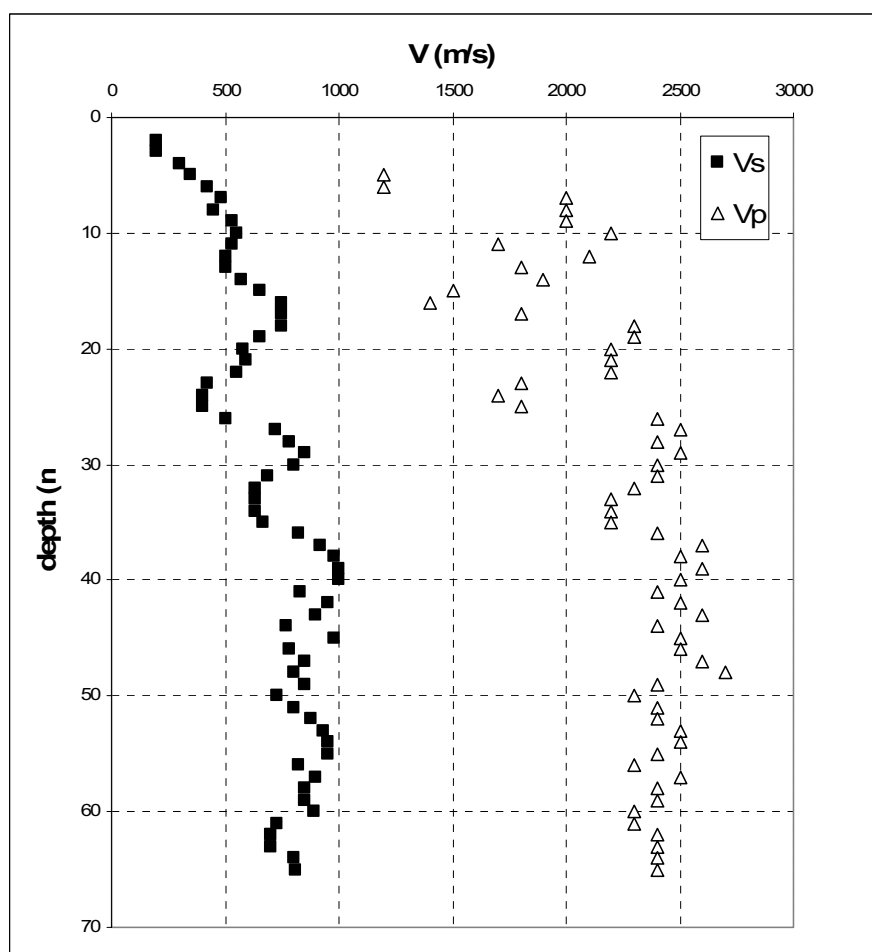


Figura 7.20.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (ENEA-ENEL).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,35}$ (m/s)
460	B	480

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
26	19.0	503	12.5
0	21	824	50

Tabella 2: Modello 1D.

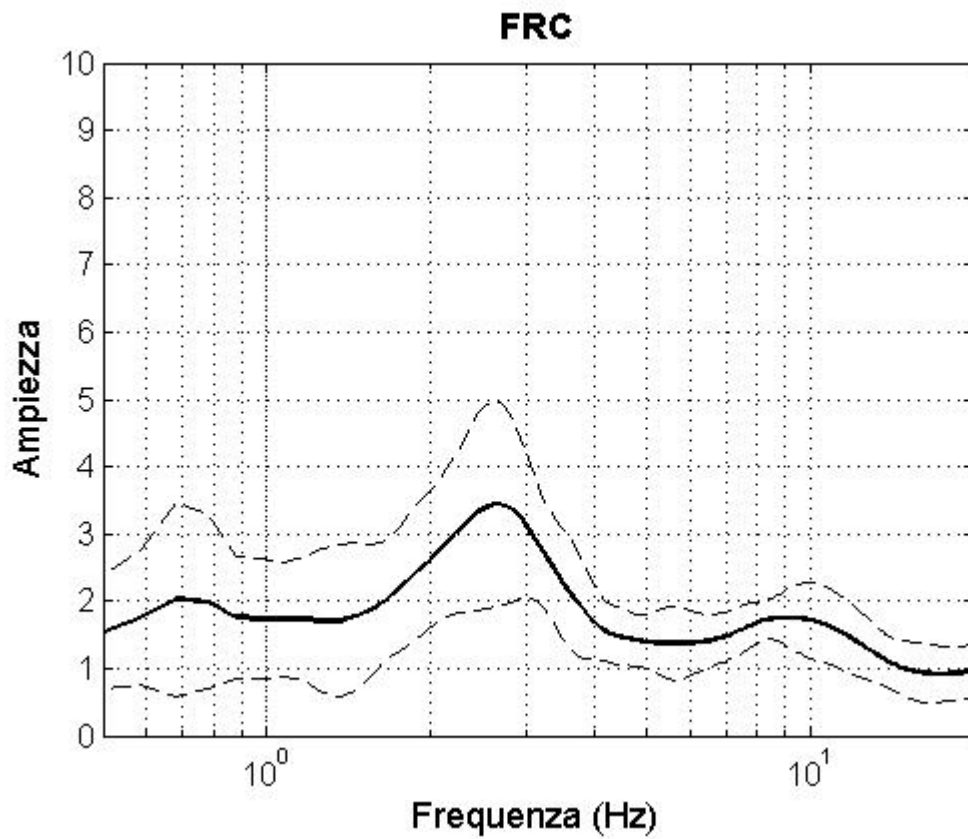


Figura 7.20.4: HVSR eseguito su dati di strong-motion (23 registrazioni).  $f_o = 2.6$  Hz.

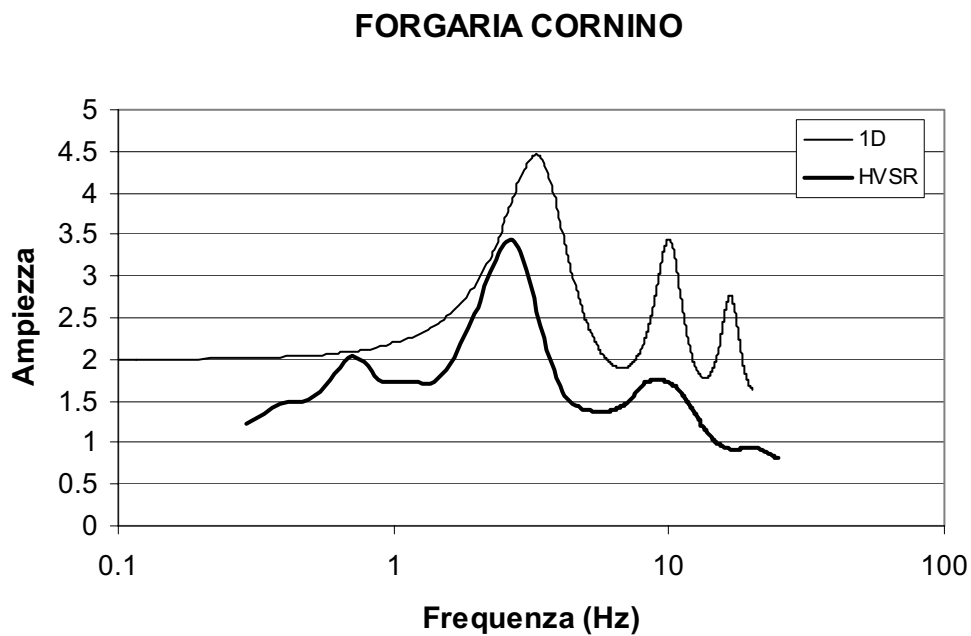


Figura 7.20.5: Confronto tra il modello 1D e HVSR.  $f_{o1D} = 3.4$  Hz

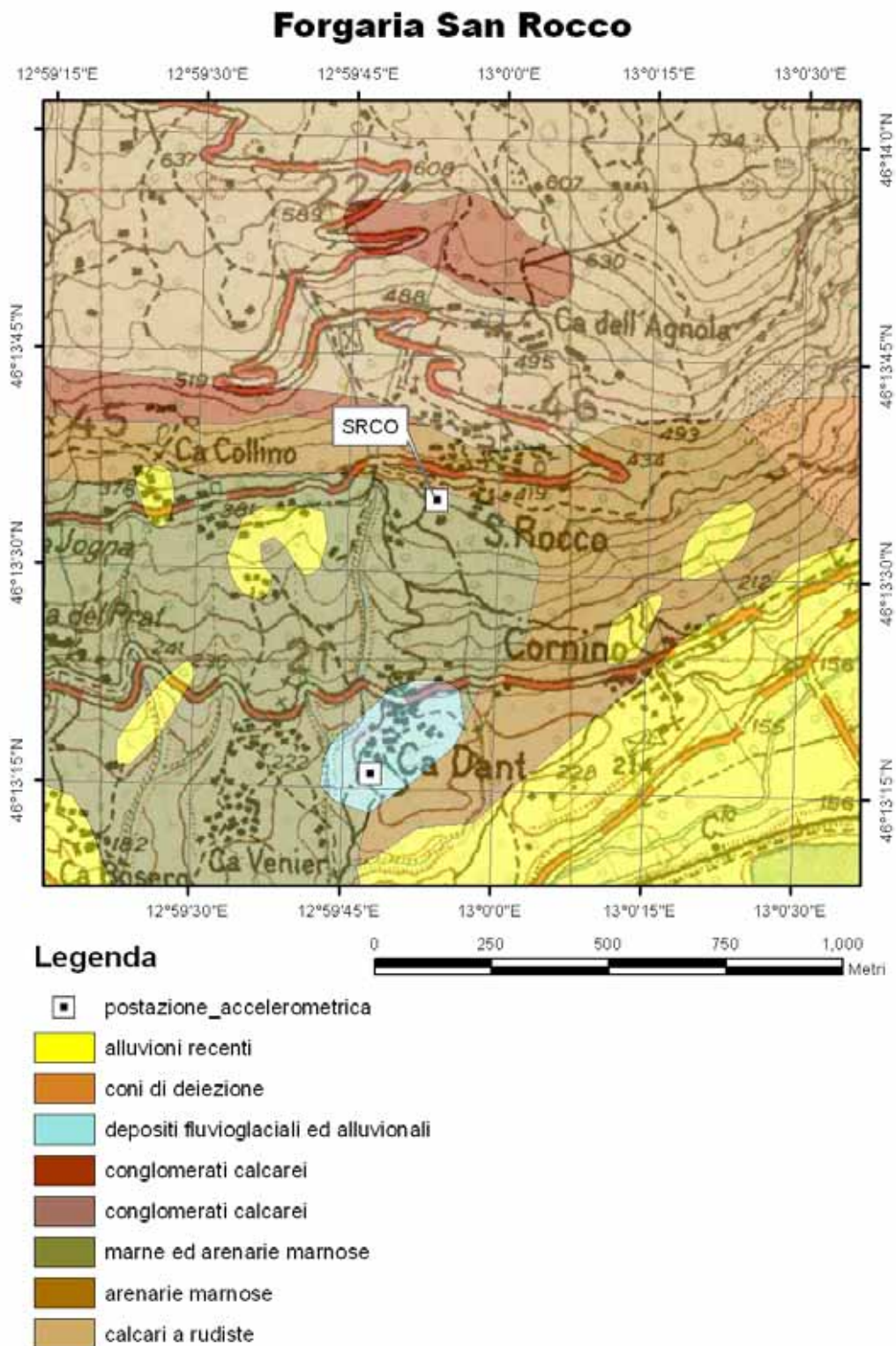


Figura 7.21.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

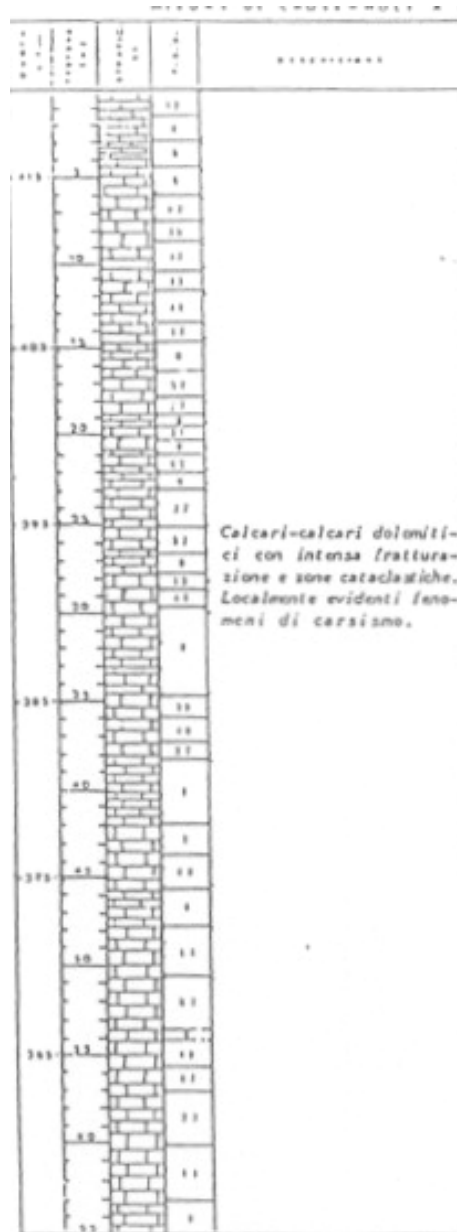


Figura 7.21.2: Profilo stratigrafico (DPC – U. Servizio Sismico Nazionale).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_s$ (m/s)
-	A	-

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

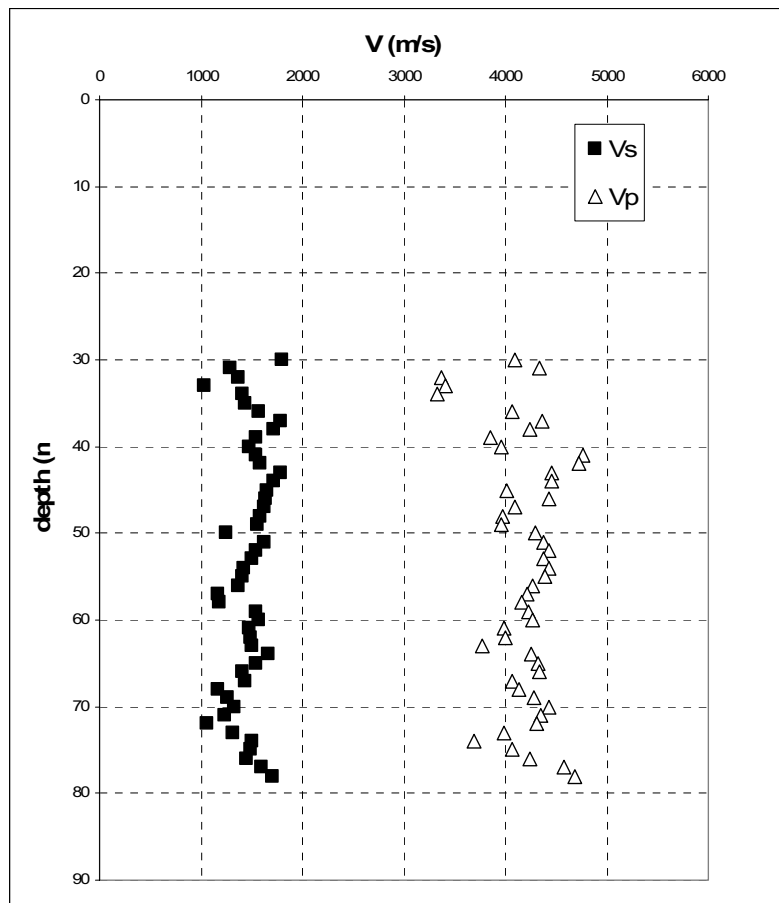


Figura 7.21.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ENEA-ENEL)

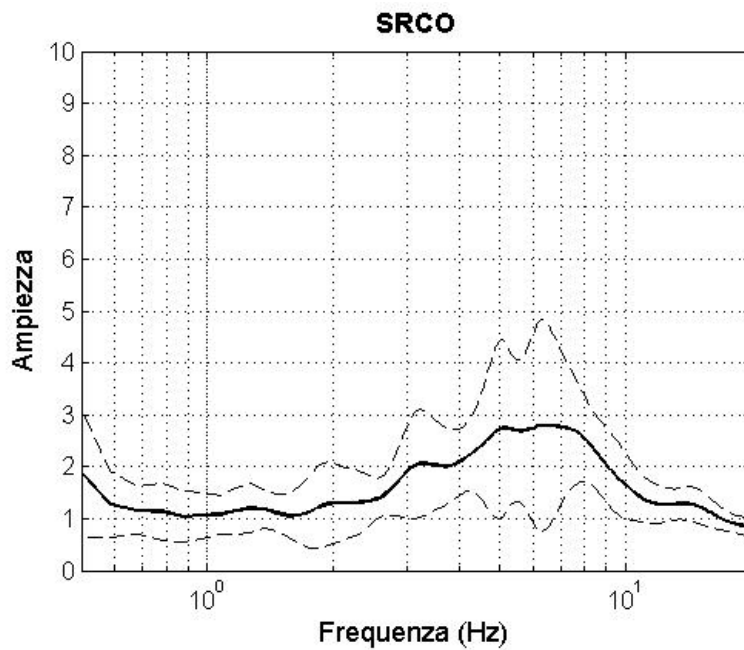


Figura 7.21.4 : HVSr eseguito su dati strong motion (8 registrazioni).  $f_0 = 6.5$  Hz



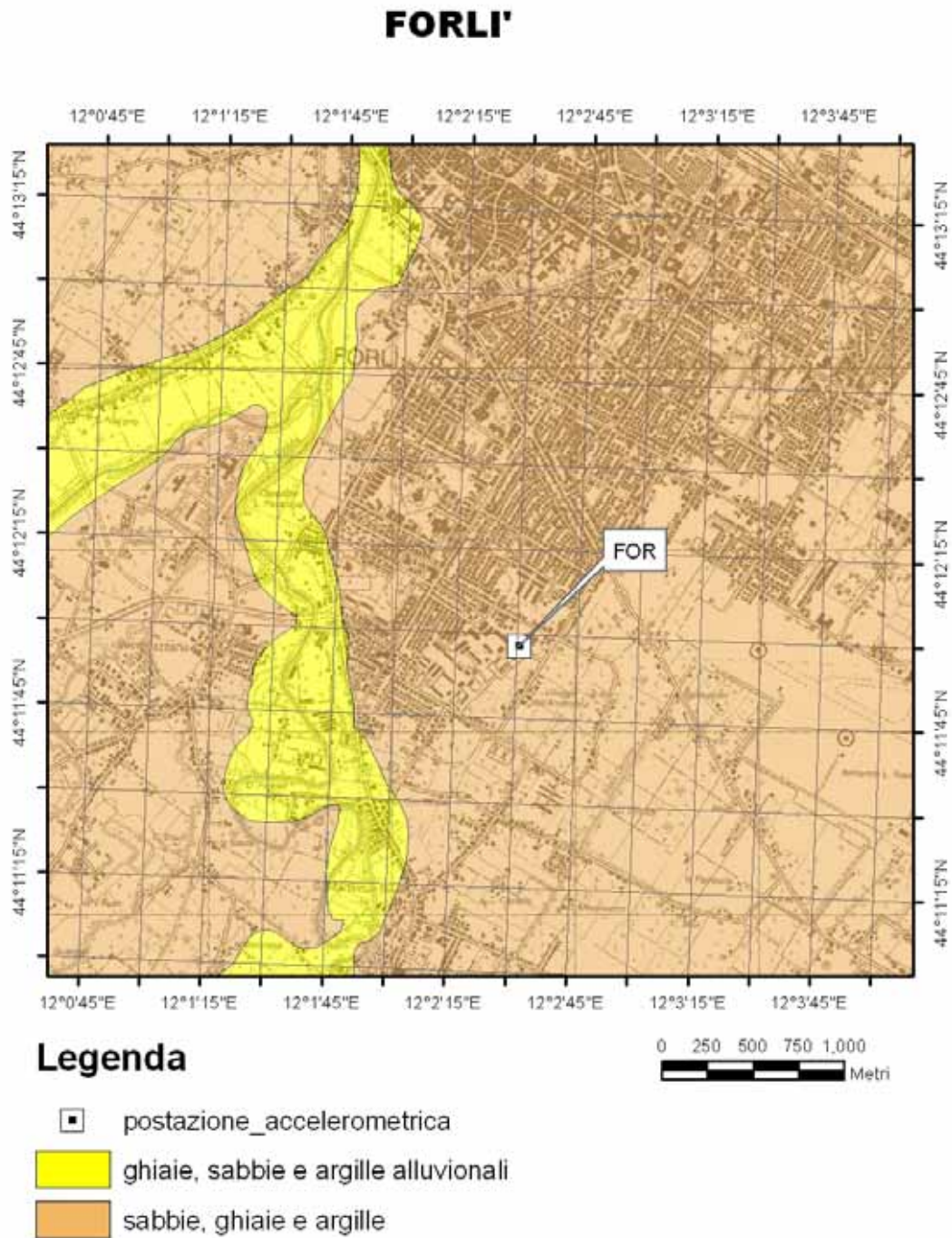


Figura 7.22.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

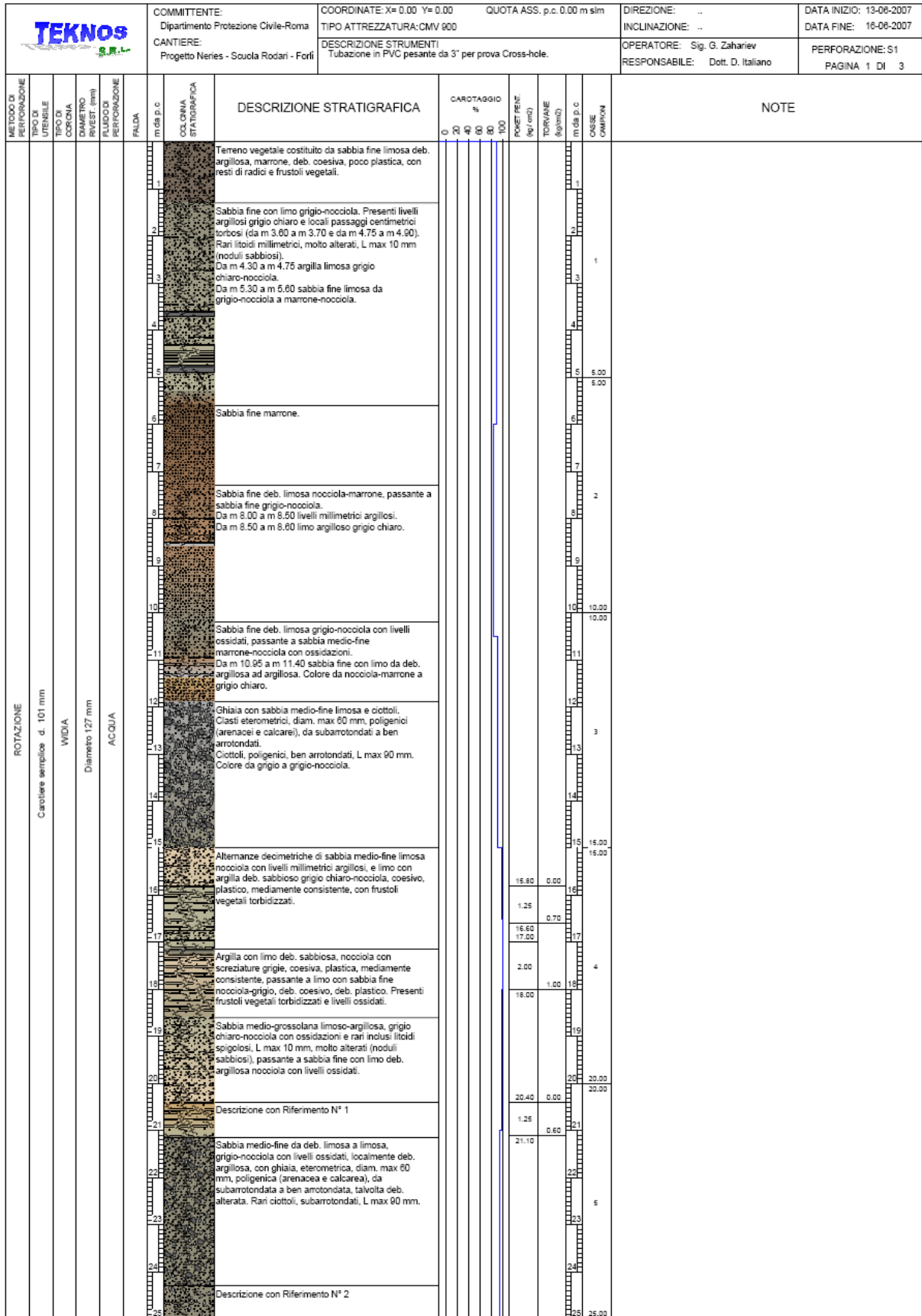


Figura 7.22.2: Profilo stratigrafico da 0 a 25 m (dal p.c.) (progetto EU NERIES, 2007).

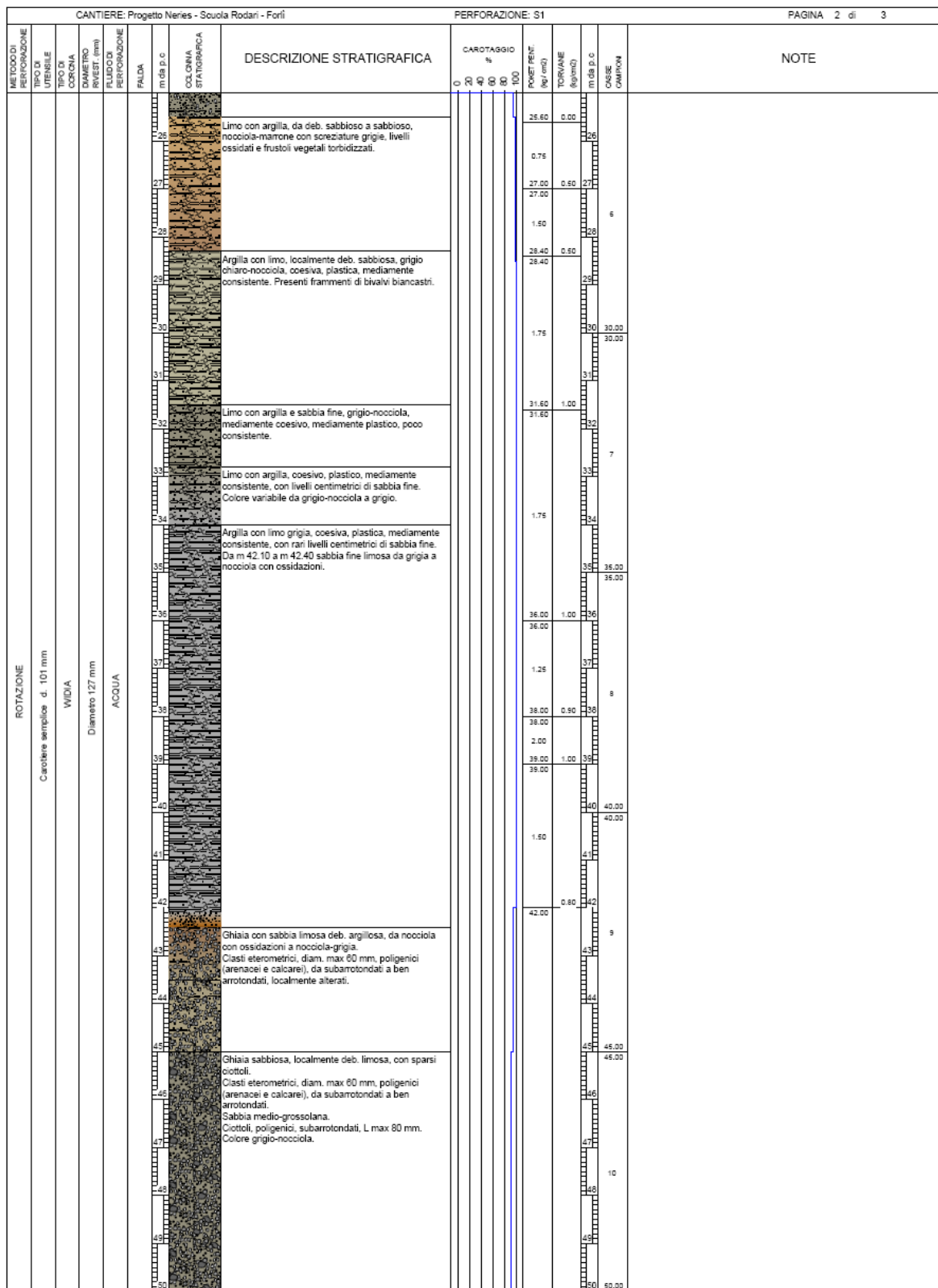


Figura 7.22.3: Profilo stratigrafico da 25 a 50m dal p.c. (progetto EU NERIES, 2007).

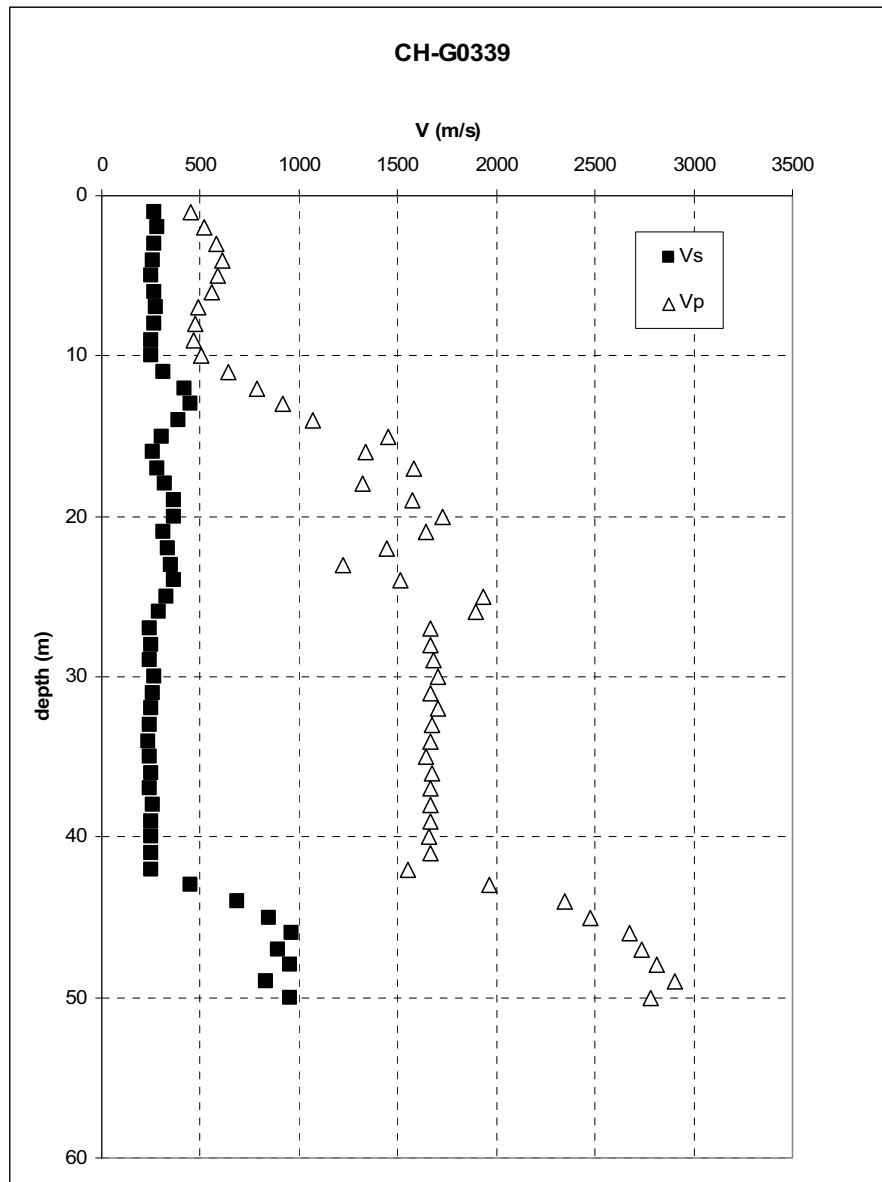


Figura 7.22.4: Profilo di velocità delle onde longitudinali e di taglio (progetto EU NERIES, 2007)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,44}$ (m/s)
290	C	280

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
10	17.7	270	12.5
15	19	350	12.5
17	17.7	250	12.5
0	20	1000	50

Tabella 2: Modello 1D.

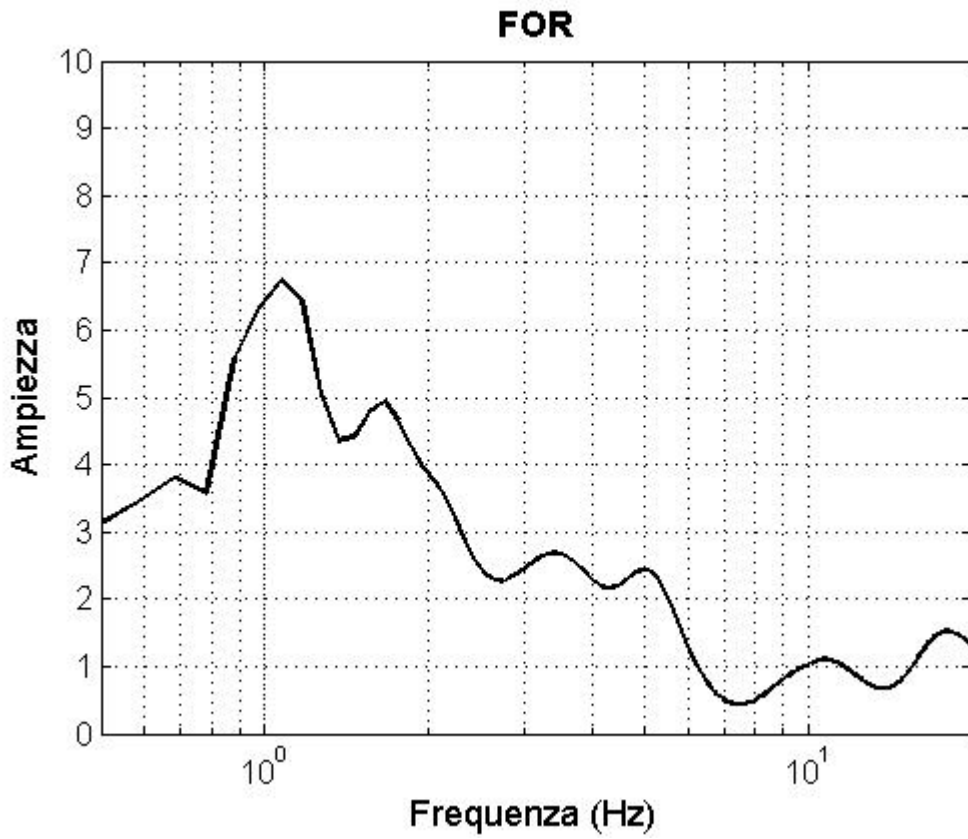


Figura 7.22.5: HVSR eseguito su dati di strong-motion (1 registrazione).  $f_{0-1D} = 1$  Hz.

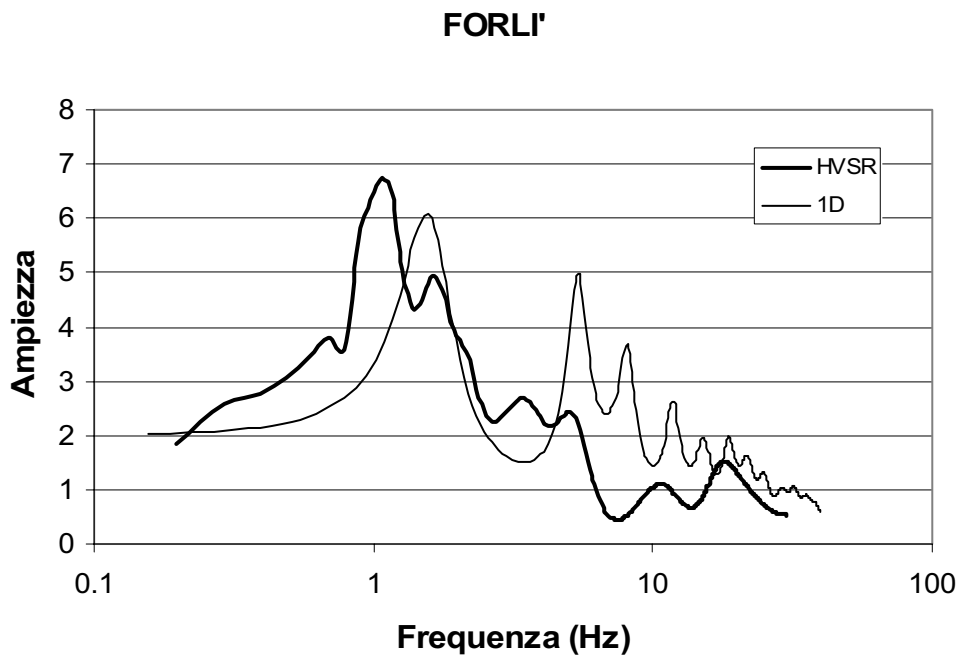


Figura 7.22.6: Confronto tra modello 1D e HVSR.  $f_{0-1D} = 1.5$  Hz.

## Garigliano

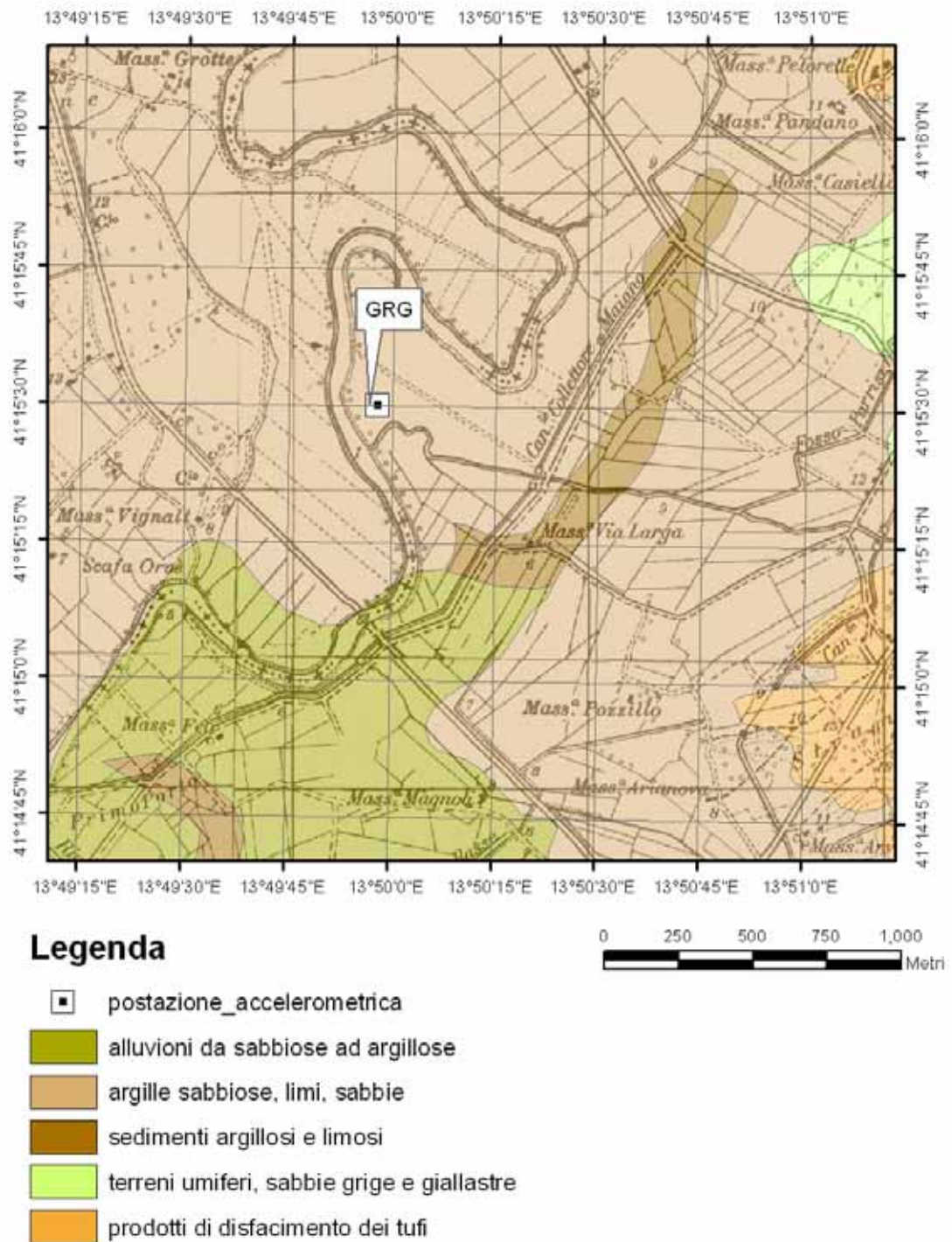


Figura 7.23.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000

Garigliano (Postazione 16) - Stratigrafia sintetica (SG 16/1)

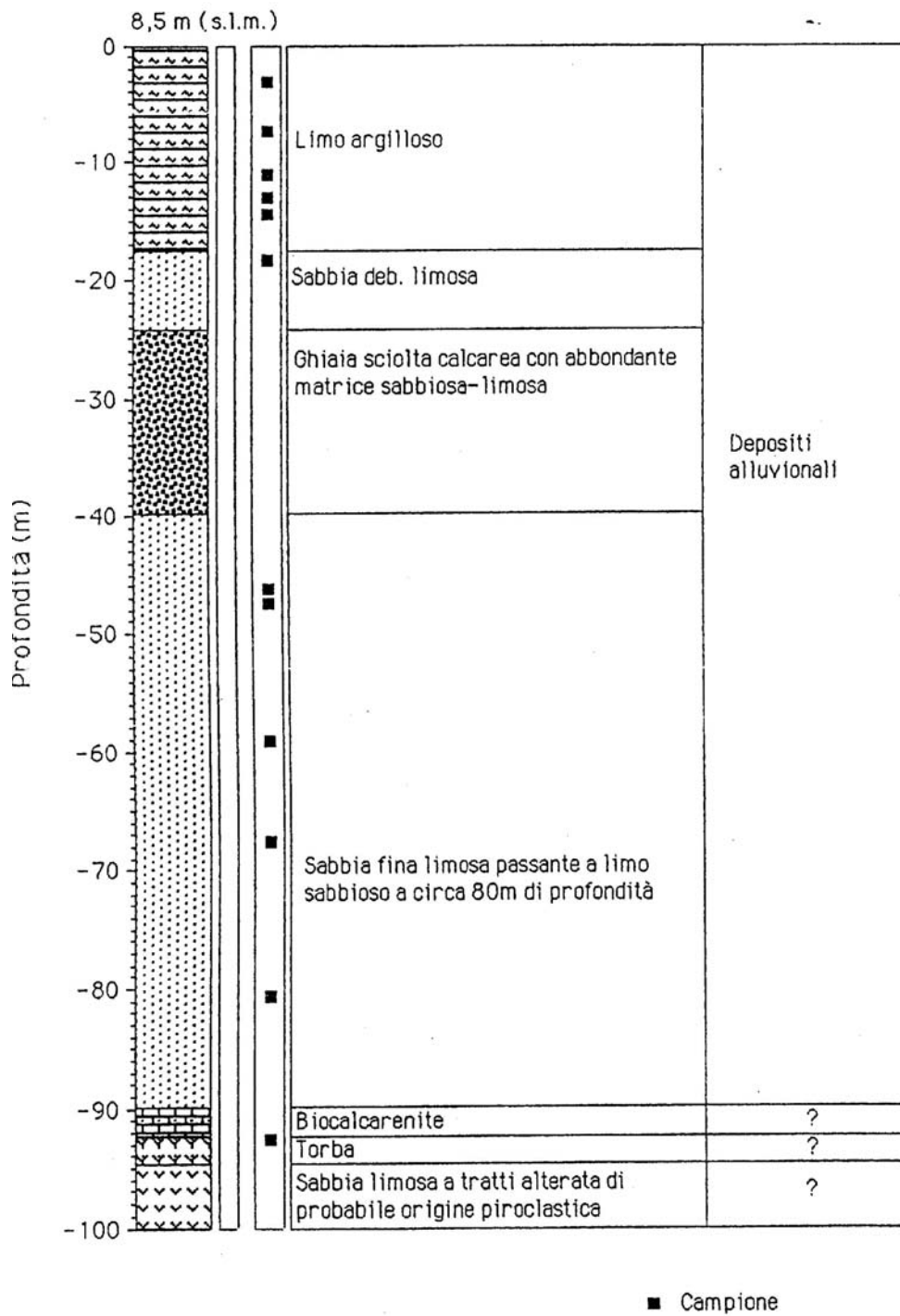


Figura 7.23.2: Profilo stratigrafico (da ISMES)

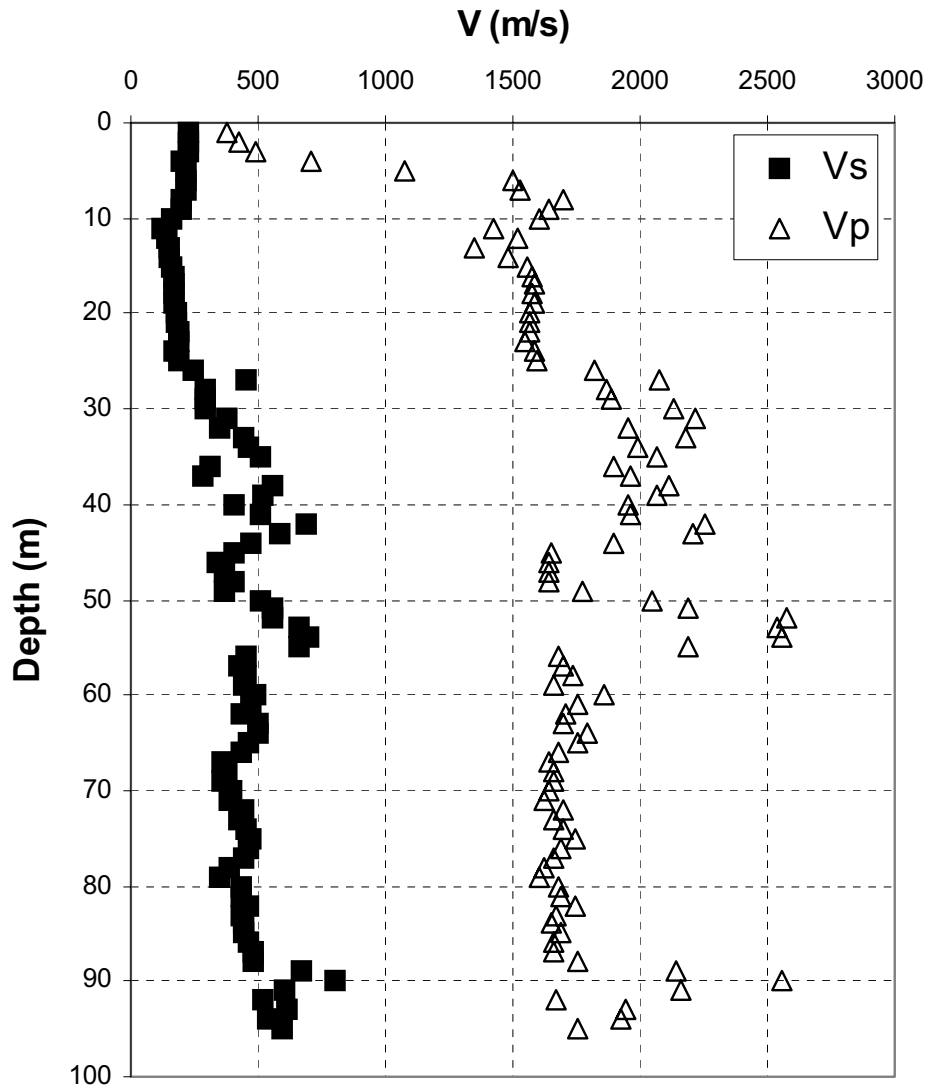


Figura 7.23.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,copertura}$ (m/s)
203	C	---

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
26	17.7	185.8	12.5
17	19.6	430.2	25
6	19.6	391.8	25
6	19.6	606	25
11	19.6	461.3	25
22	19.6	427.3	25
0	19.6	620	25

Tabella 2: Modello 1D.



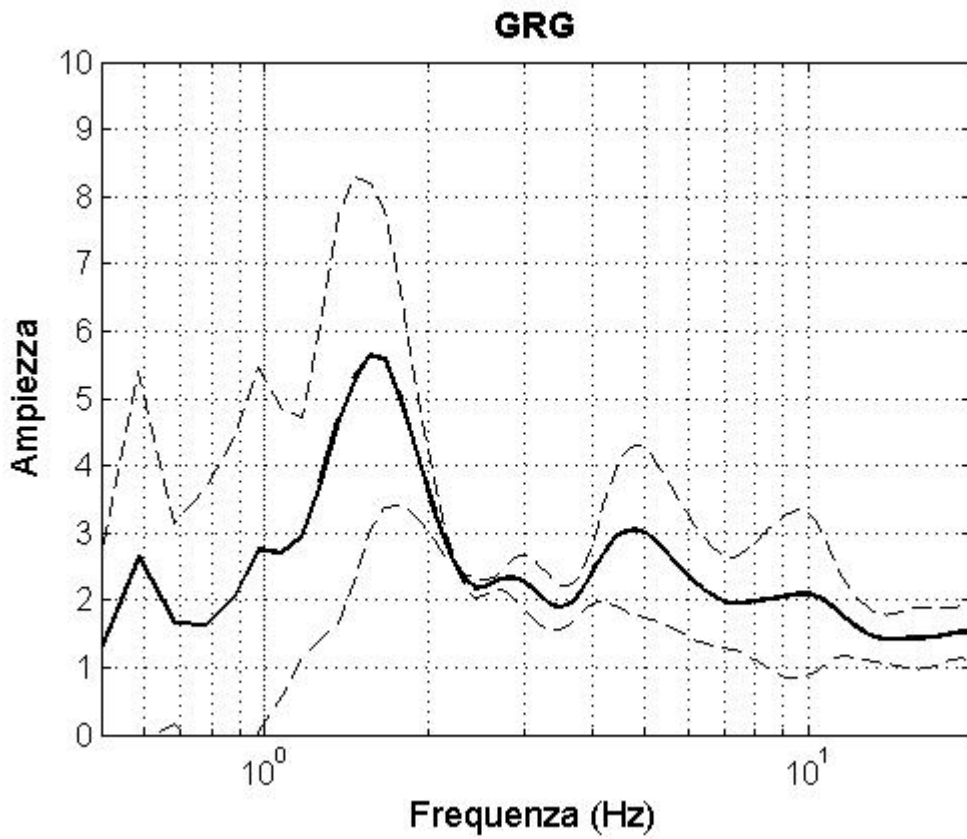


Figura 7.23.4: HVSR eseguita su dati di strong-motion (3 registrazioni).  $F_0 = 1.5$  Hz.

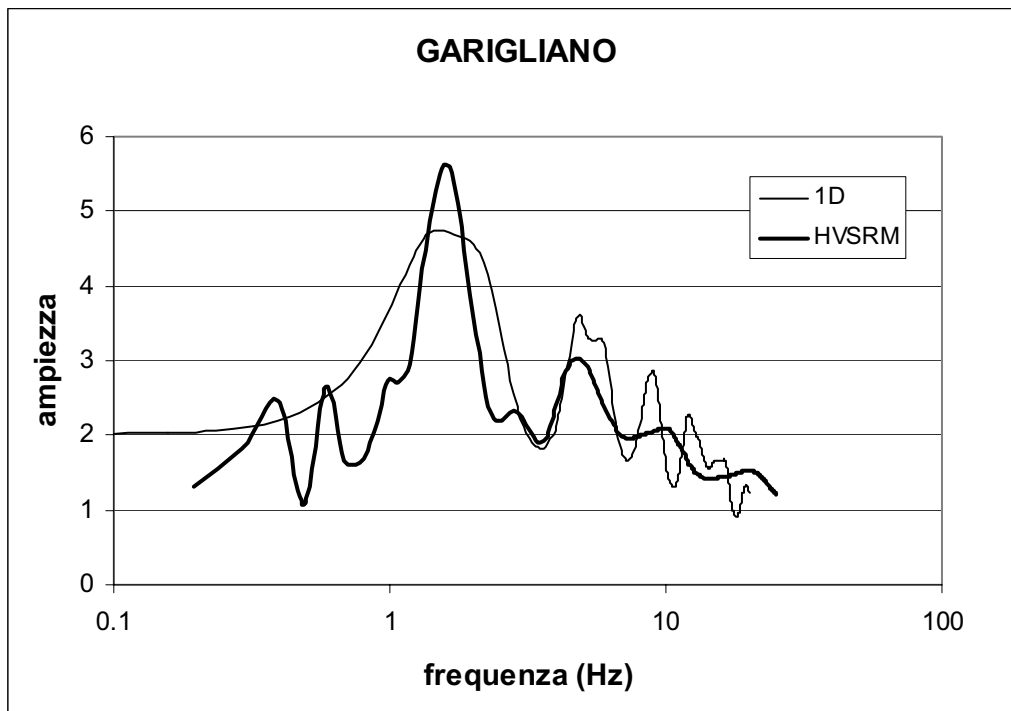


Figura 7.23.5: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità e HVSR.  $F_0$  (1D) = 1.5

## Gubbio piana

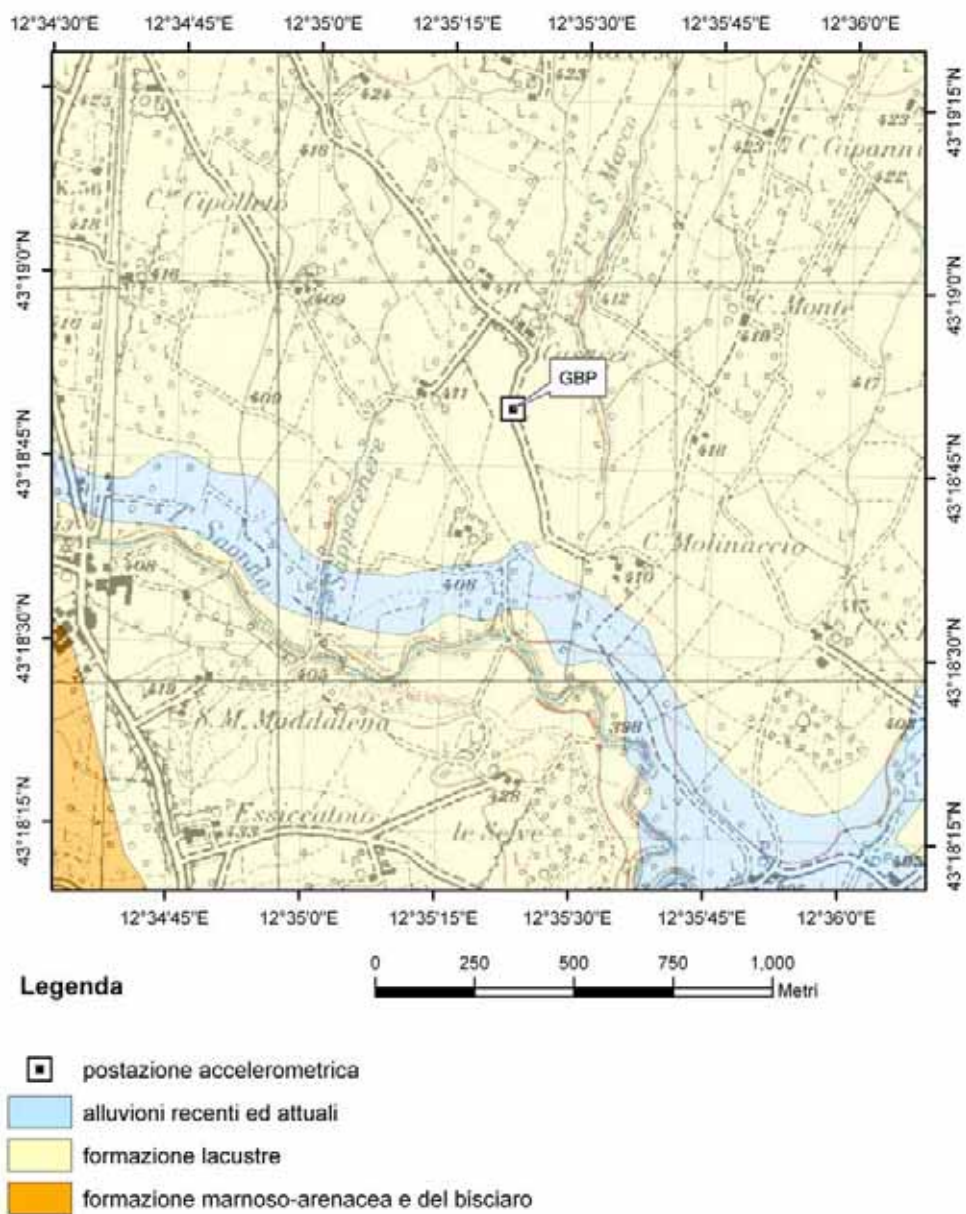


Figura 7.24.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

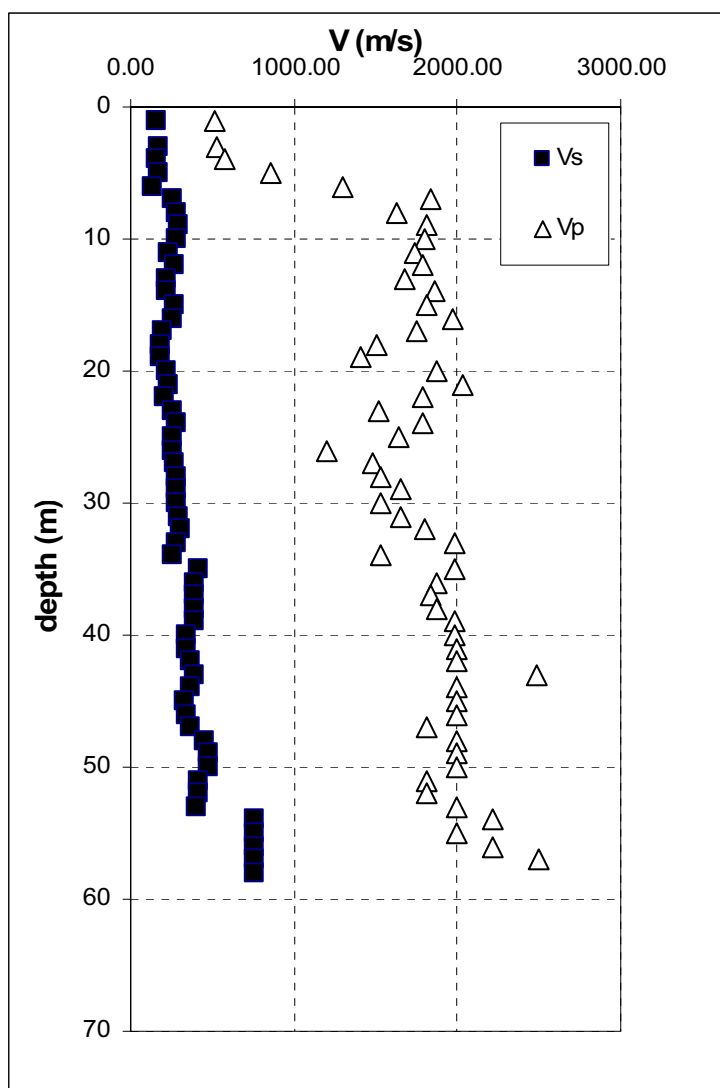


Figura 7.24.2: Profilo di velocità delle onde di taglio ( Progetto S6)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,61}$ (m/s)
220	C	265

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
50	19	250	25
150	20	600	50
400	20	850	50
0	21	1500	100

Tabella 2: Modello 1D (ricavato da un profilo ipotetico).

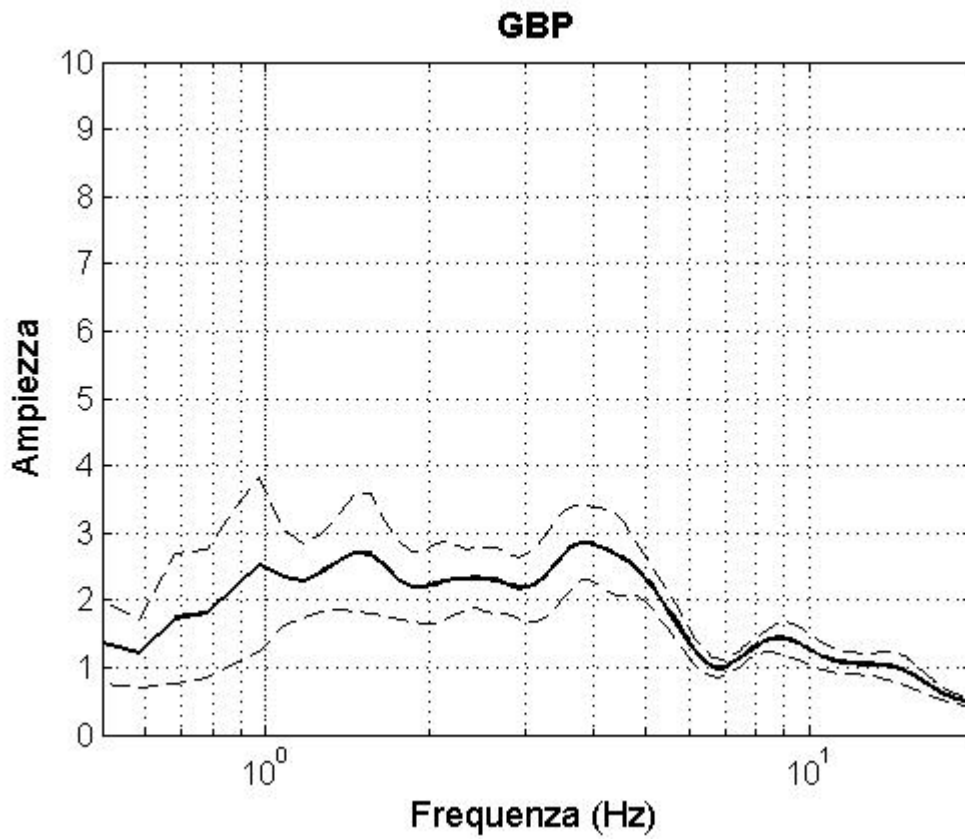


Figura 7.24.3: HVSr eseguito su dati di strong-motion (14 registrazioni).  $F_0 = 0.9$  Hz.

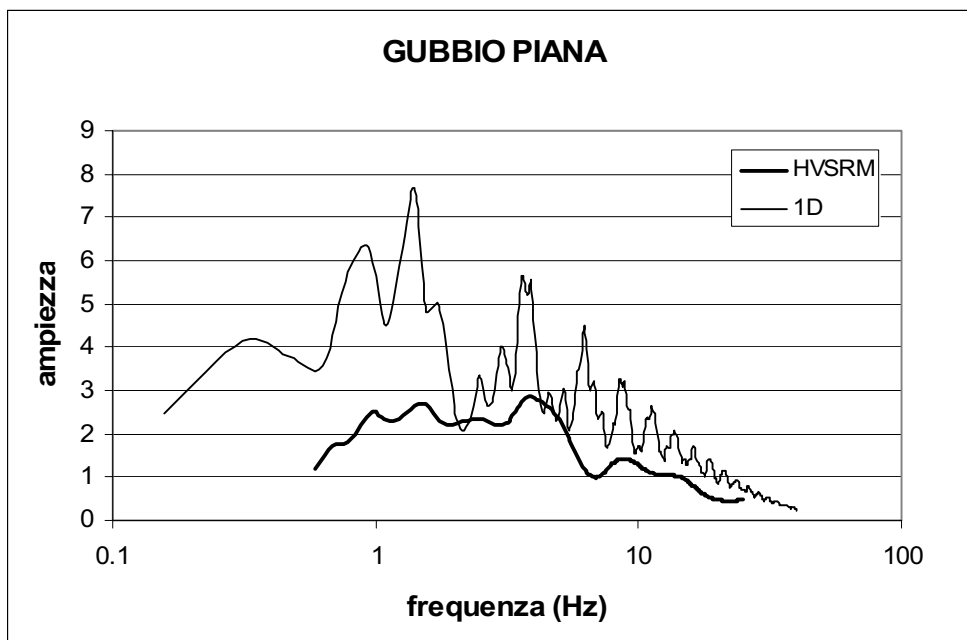
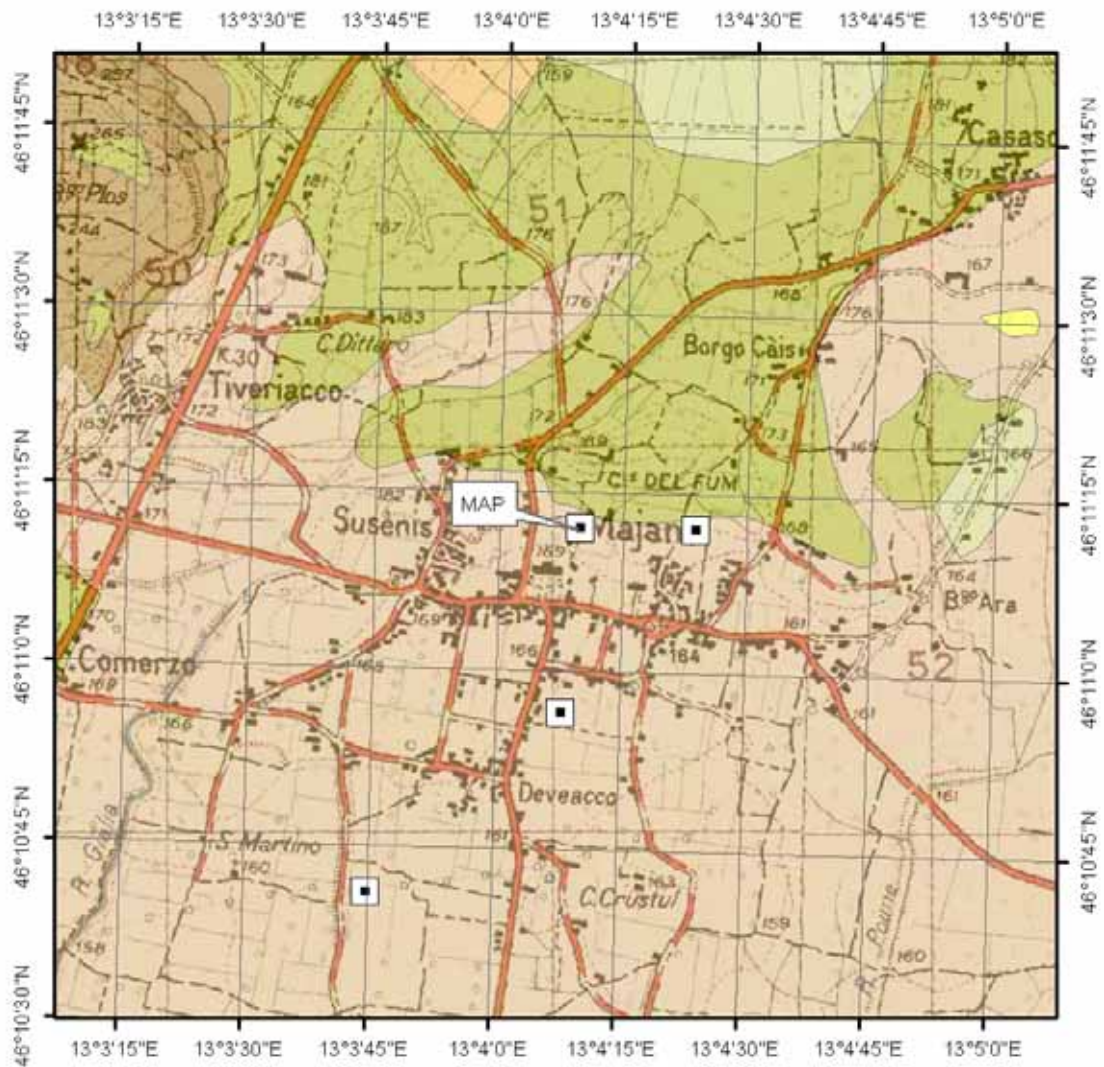


Figura 7.24.4: Modello 1D ottenuto dal profilo di velocità e HVSr.  $F_0$  (1D) = 0.9 Hz.

## Majano Prato



### Legenda

- postazione accelerometrica
- alluvioni recenti
- ghiaie, sabbie e limo
- torbiere
- depositi fluvio-glaciali ed alluvionali
- morene
- conglomerati calcarei

0 250 500 750 1,000  
Metri

Figura 7.25.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Intervallo di profondità dal p.c. [m]	Litostratigrafia
0,00-14,90	Livelli di ghiaia sciolta, ghiaietto e sabbia grossolane con scarsa matrice limosa
14,90-17,50	Bancata di limo sabbioso-argilloso, grigio e ocraceo, compatto con rara ghiaia
17,50-31,40	Limi argillosi di colore grigio e ocraceo con ghiaia e sabbia in frazioni variabili
31,40-51,60	Ghiaie poligeniche calcareo-dolomitiche, con elementi permici
51,60-57,00	Ghiaia e ghiaietto con frazione sabbiosa

Figura 7.25.2: Profilo stratigrafico.

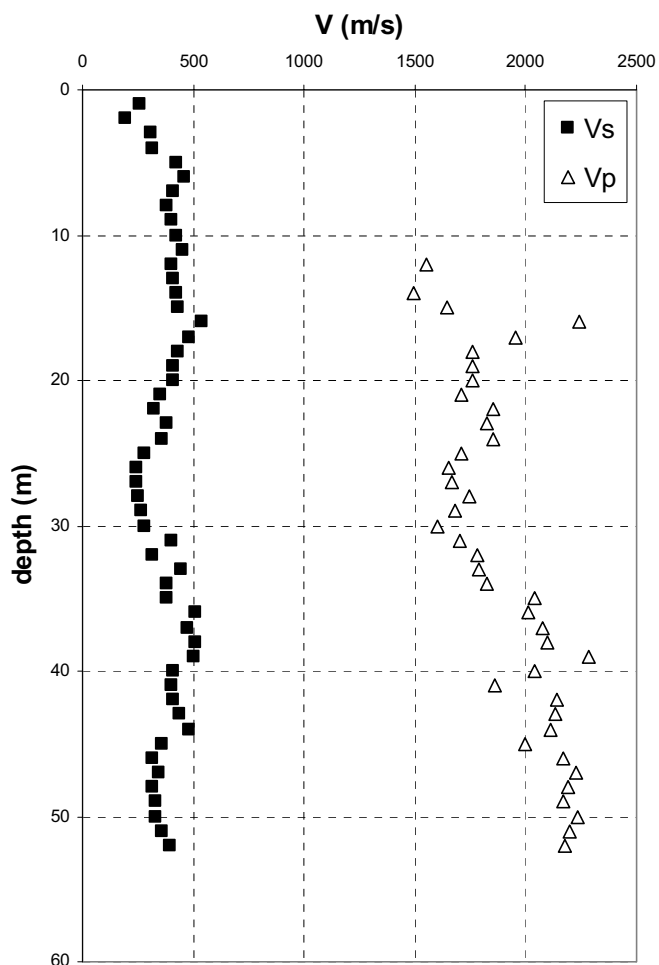


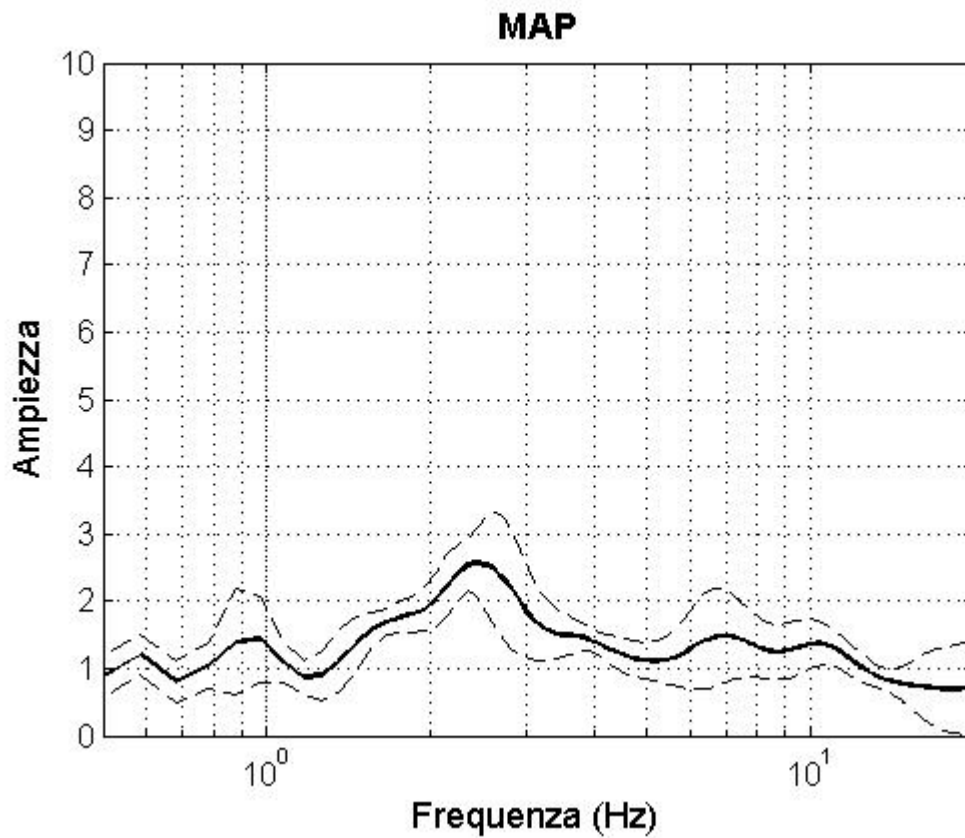
Figura 7.25.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (ENEA).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,coertura}$ (m/s)
336	C	---

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
30	19	365	25
22	19	400	25
0	21	1200	100

**Tabella 2: Modello 1D.**



**Figura 7.25.4: HVSr eseguito su dati strong-motion (3 registrazioni).  $f_0 = 2.5$  Hz.**

### MAJANO PRATO

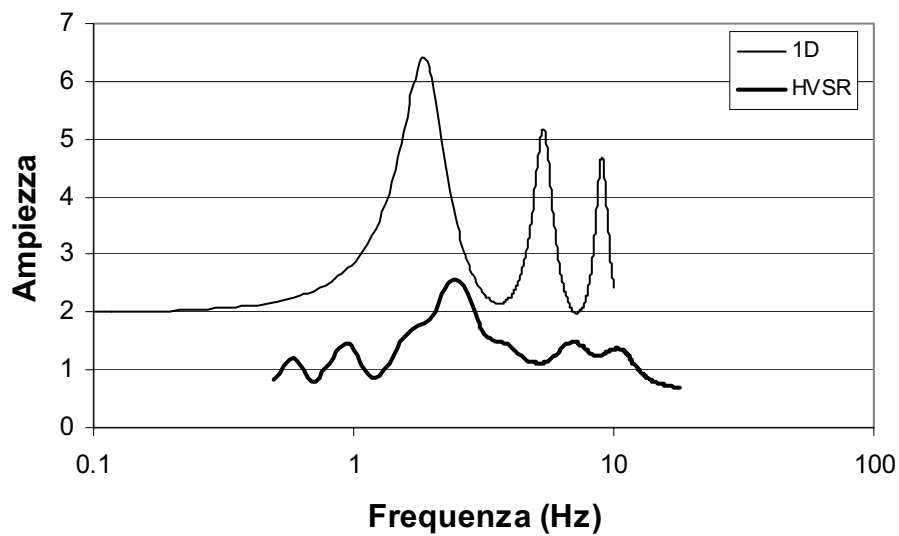


Figura 7.25.5: Confronto tra modello1D e HVS.  $f_{0,1D} = 2$  Hz



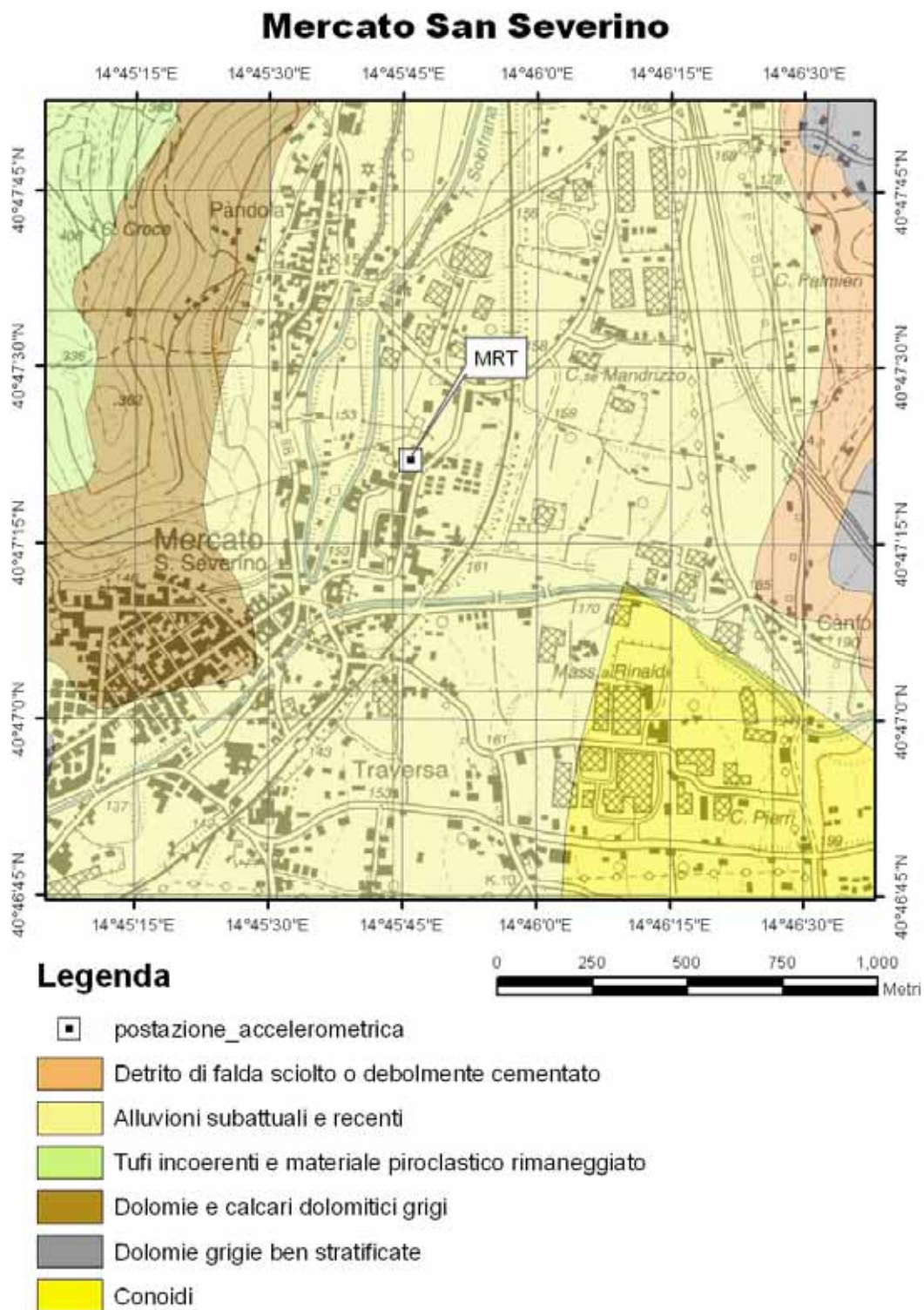


Figura 7.26.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Mercato S. Severino (Postazione 17) - Stratigrafia sintetica (SG 17/1)

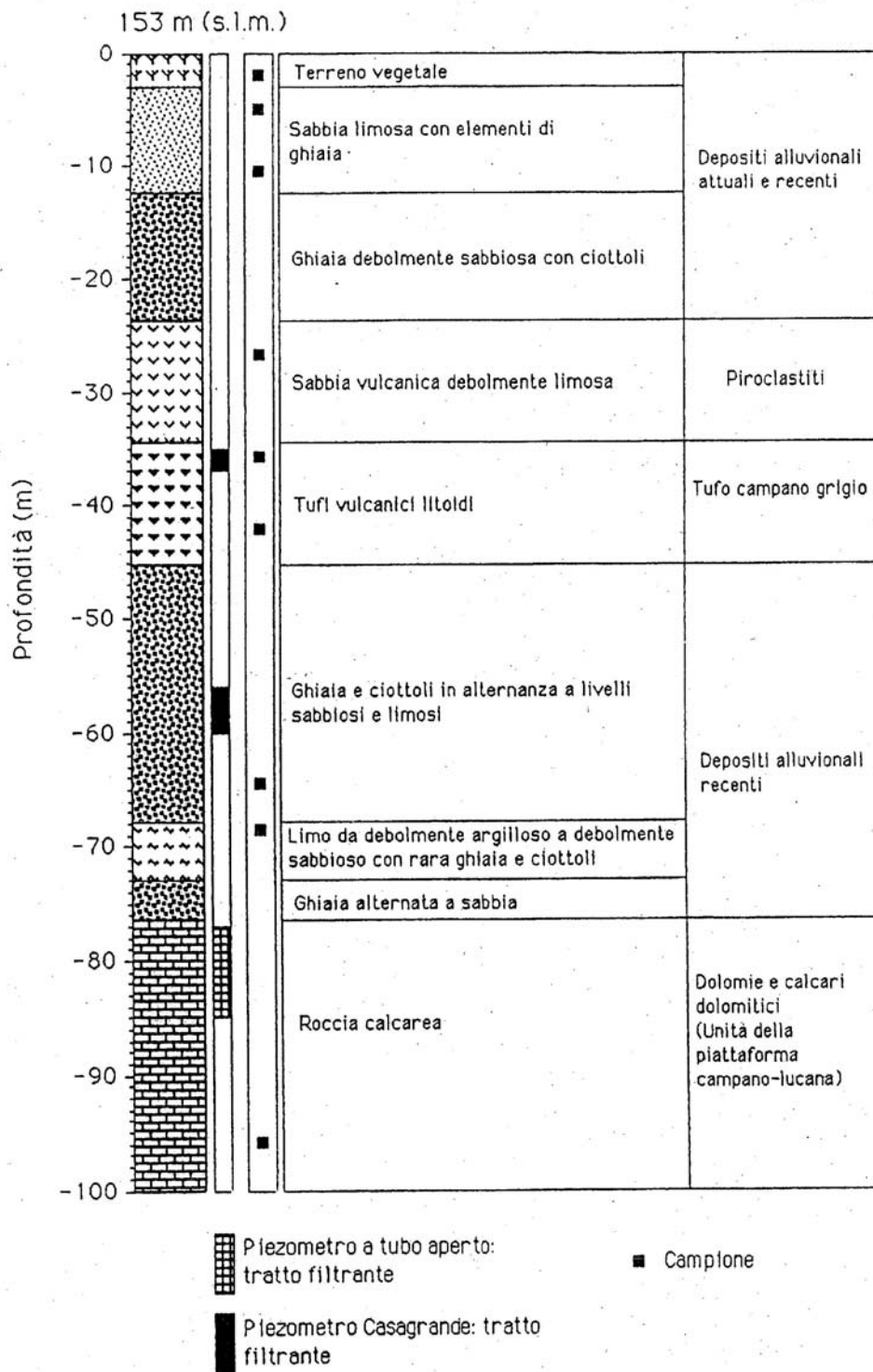


Figura 7.26.2: Profilo stratigrafico ( da ISMES).

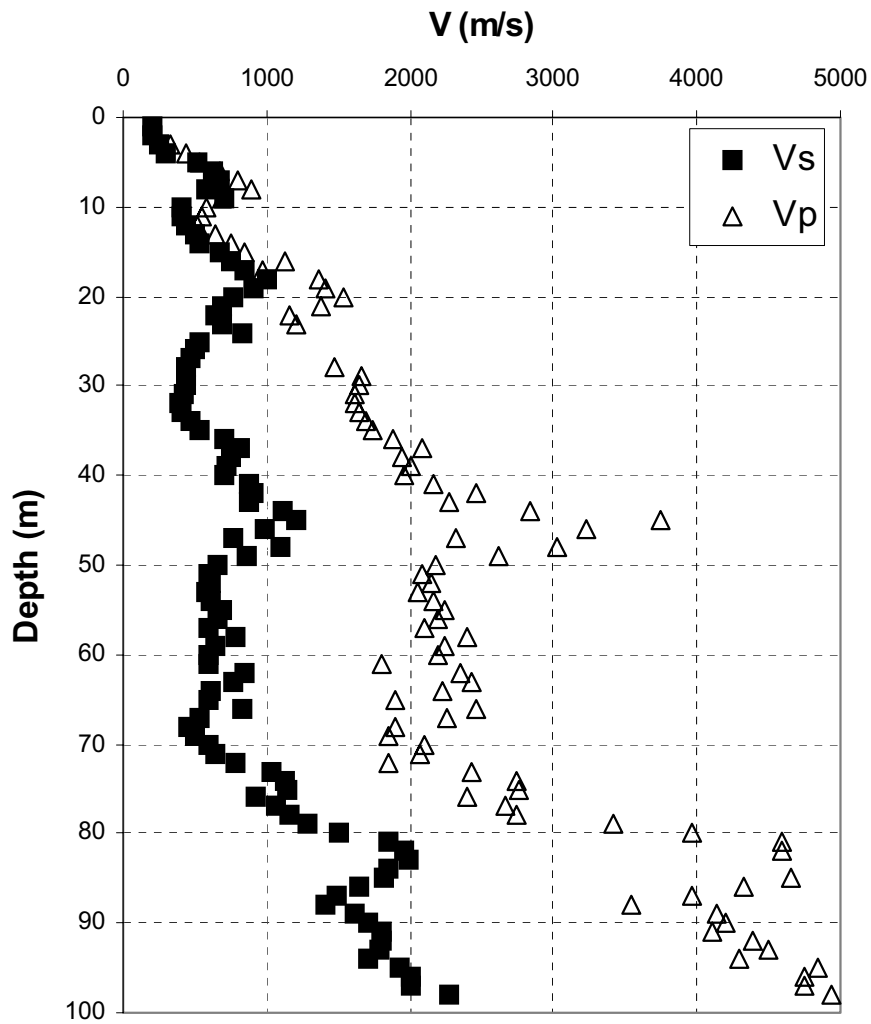


Figura 7.26.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,40}$ (m/s)
507	B	518

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
4	19	247	10
5	19	500	10
5	19	360	10
10	20	670	25
11	20	415	25
36	20	700	50
0	21	1500	100

Tabella 2: Modello 1D.

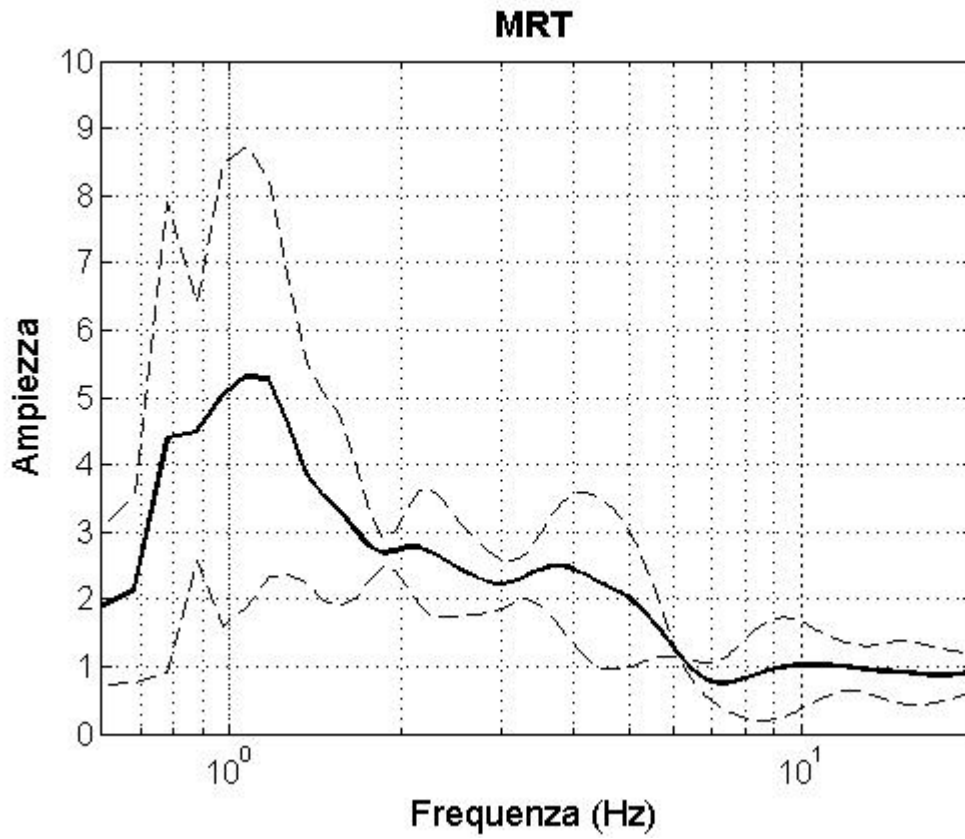


Figura 7.26.4: HVSr eseguito su dati strong-motion (3 registrazioni).  $f_0 = 1.7$  Hz.

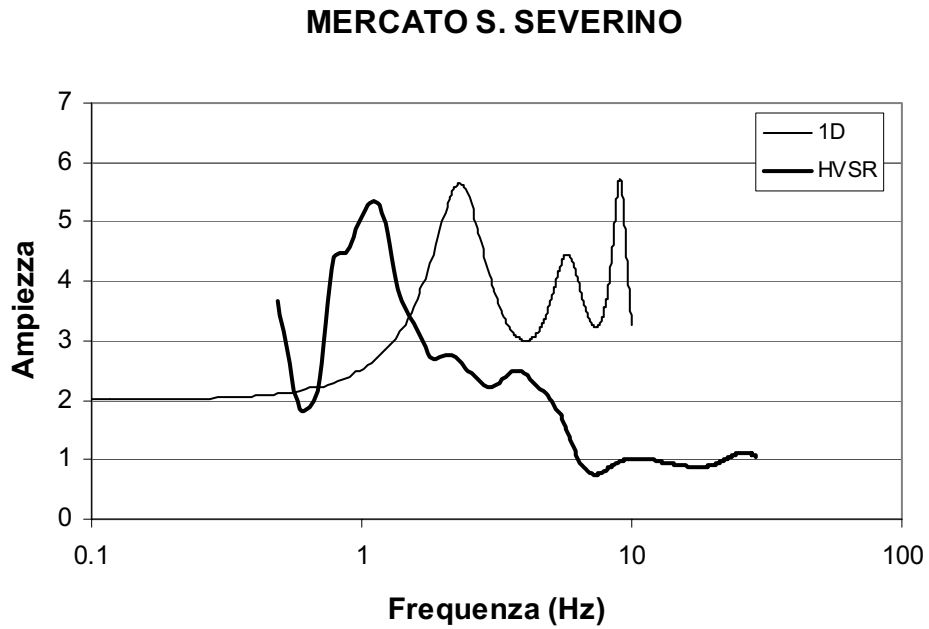


Figura 7.26.5: Confronto tra modello1D e HVSr.  $f_{01D} = 2.2$  Hz.

7.27

## Nocera Umbra

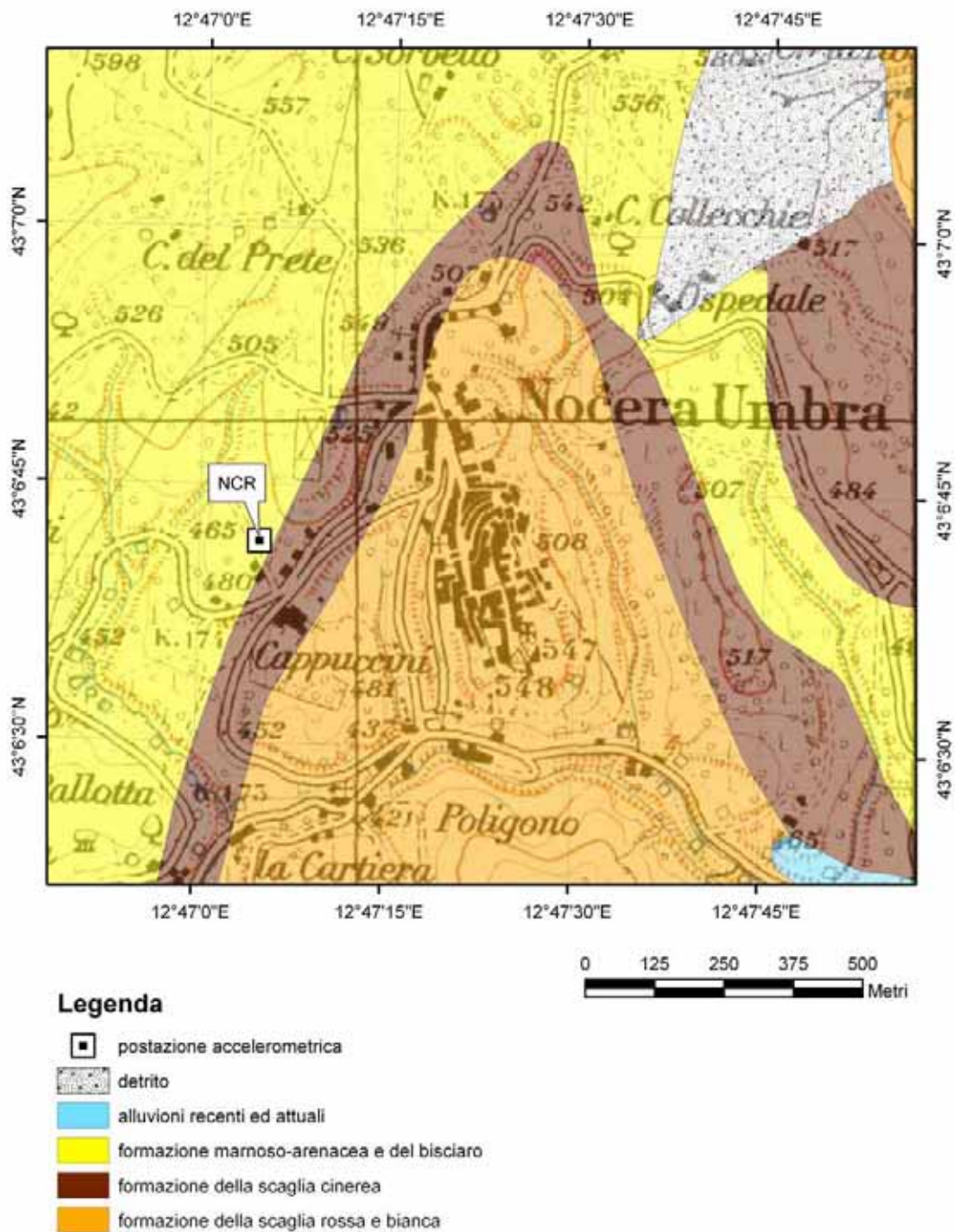
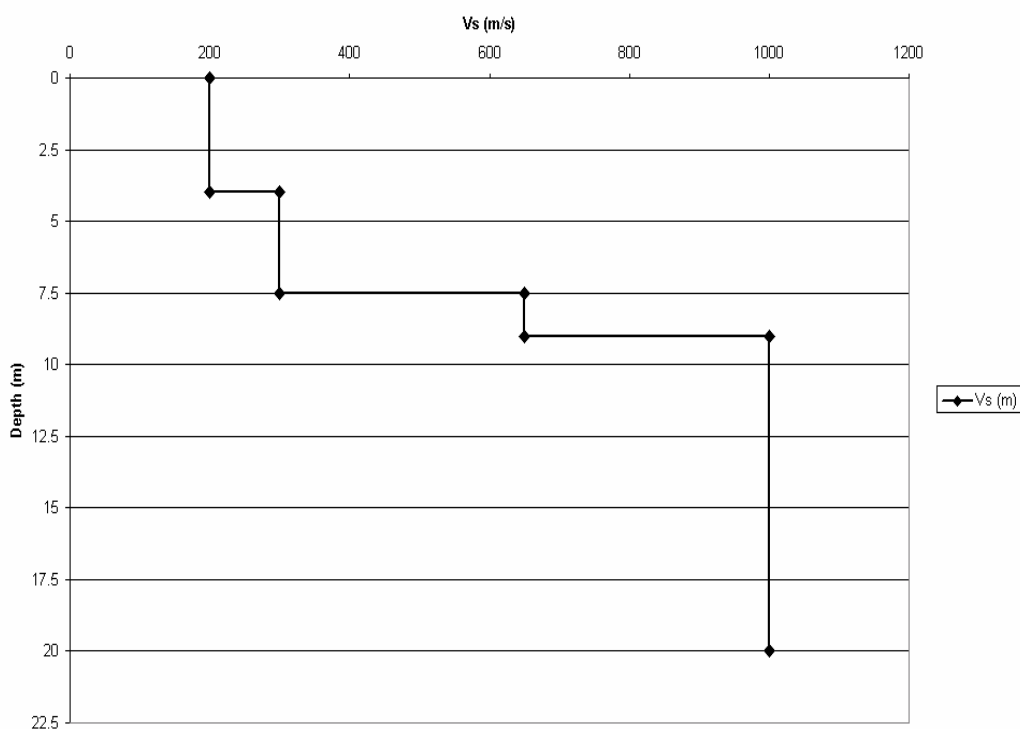


Figura 7.27.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Profondità (m dal p.c.)	Descrizione
0 - 1	terreno di riporto
1.0 - 3.0	limo argilloso con lenti sabbiose
3.0 - 4.0	limo argilloso-sabbioso con frammenti di marna
4 - 4,5	marna argillosa stratificata contenente superfici di taglio
4.5 - 6.8	marna argillosa stratificata grigio scuro con livelli limoso-sabbiosi di spessore decimetrico
6.8 - 7.1	stratificazione sottile (pochi cm)
7.1 - 7.8	marna argillosa stratificata grigio scuro con livelli limoso-sabbiosi di spessore decimetrico
7.8 - 8.1	marne limoso-sabbiose con frammenti di arenaria
8.1 - 10.2	marna argillosa stratificata grigio scuro con livelli limoso-sabbiosi di spessore decimetrico
10.2 - 10.4	concrezioni di calcare
10.4 - 15.0	marne calcaree grigie (formazione della Scaglia Cinerea)

**Tabella 1: Profilo stratigrafico (Simoni, 1998).**



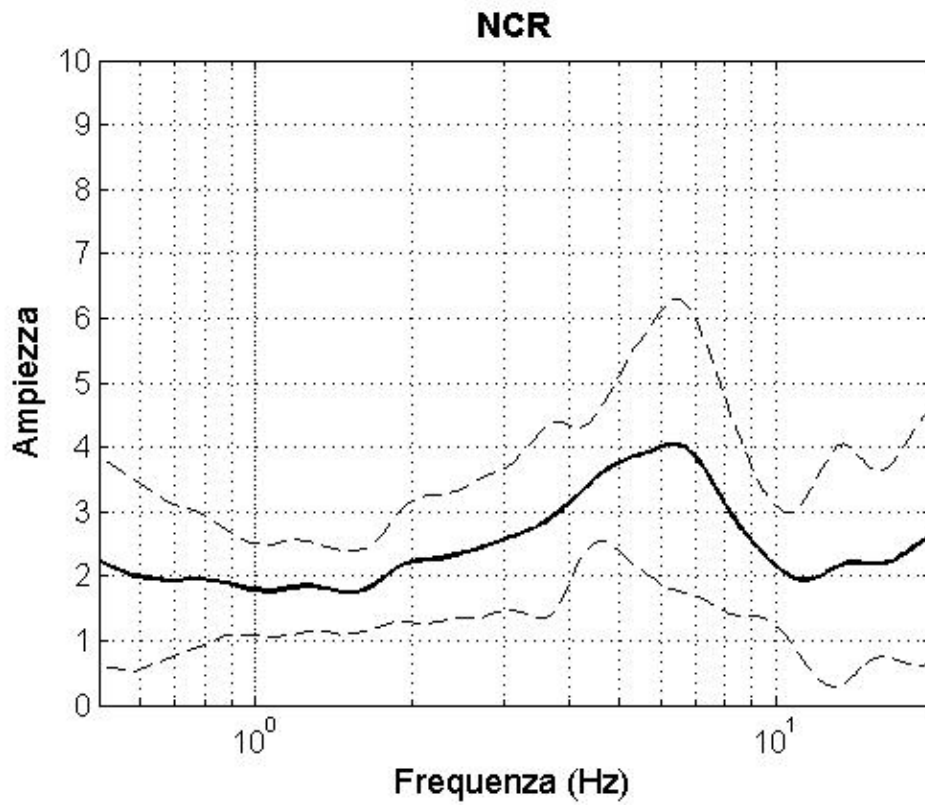
**Figura 7.27.2: Profilo di velocità delle onde di taglio (Simoni, 1998).**

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,10}$ (m/s)
-	E	280

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
4.0	20.0	200.0	12.5
3.5	21.0	300.0	12.5
1.5	21.0	650.0	25.0
0.0	21.0	1000.0	100.0

**Tabella 2: Modello 1D.**



**Figura 7.27.3: HVSR eseguito su dati strong-motion (25 registrazioni).  $f_0 = 6.3$  Hz.**

### NOCERA UMBRA

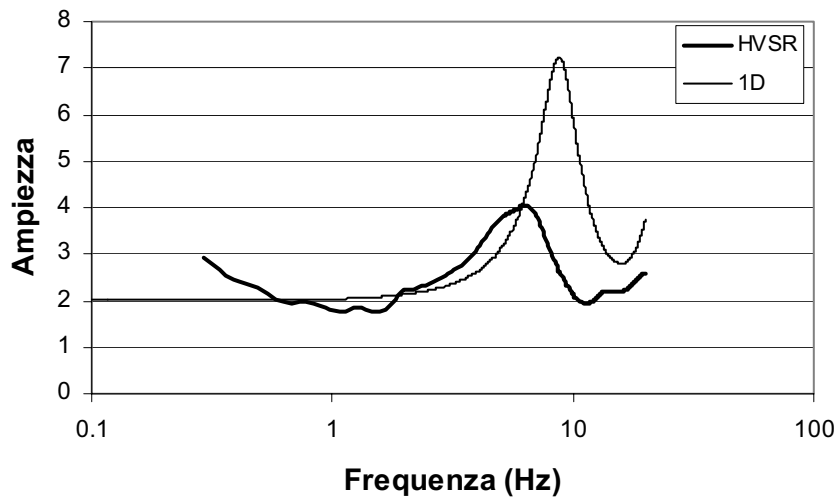


Figura 7.27.4: Confronto tra modello1D e HVSR.  $f_{0,1D} = 8.9$  Hz



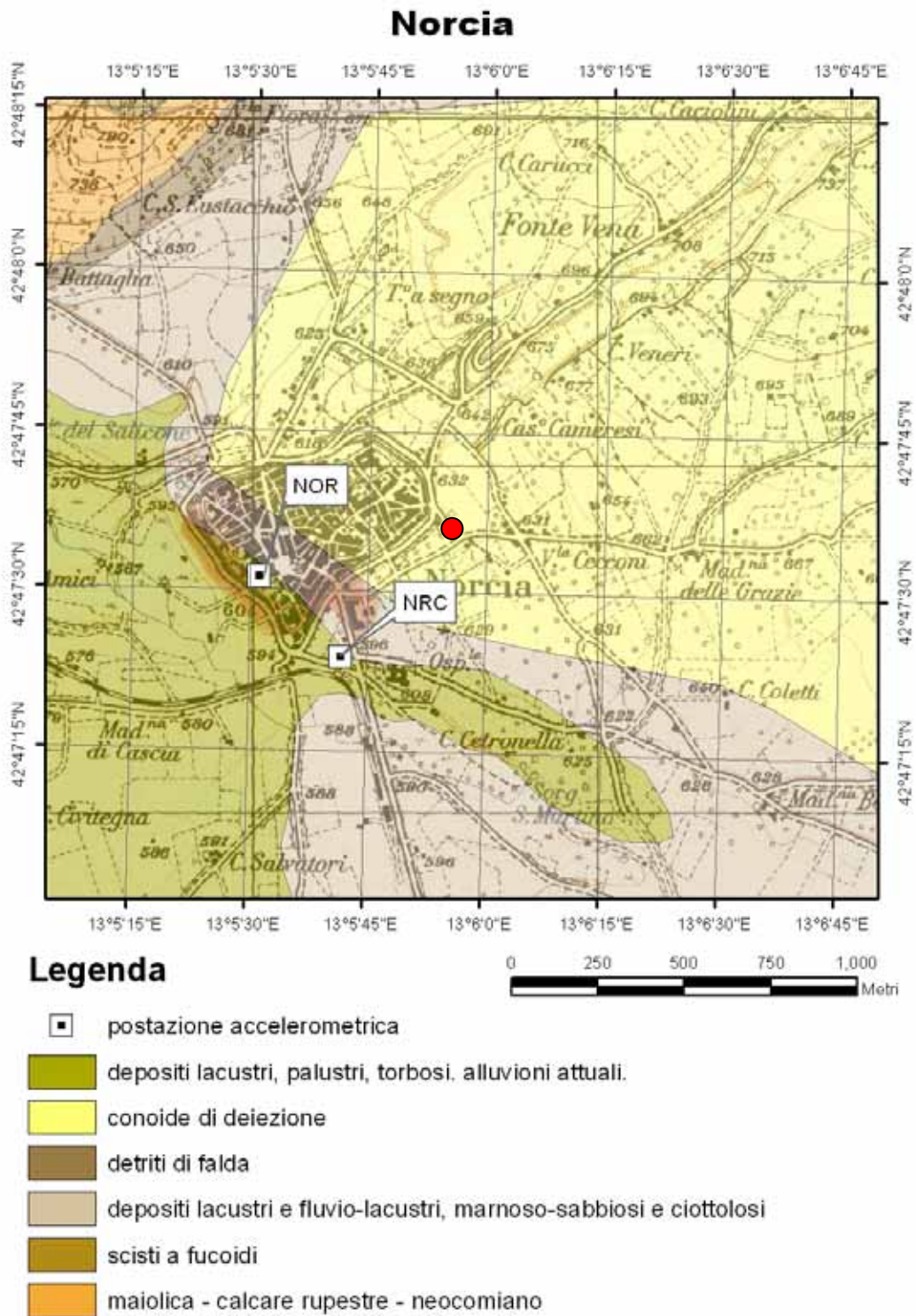


Figura 7.28.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000. Il pallino rosso indica il sito del sondaggio.

Riferimento:	Sondaggio: S1
Località: Norcia	Quota:
Impresa esecutrice: Geotcnica Lavori S.r.l.	Data: 19-20-21-22 luglio 2005
Coordinate:	Redattore: Dr. Geol. Antonietta Angelelli
Perforazione: Carotaggio Continuo	

Profondità (m)	Riv. sabbioso	Pz. metri	LITOLOGIA	Campioni	RP	VT	Prel. % 0 --- 100	S.P.T.		RQD % 0 --- 100	prof. m	DESCRIZIONE
								S.P.T.	N			
0												Stabilizzato costituito da da ciottoli sciolti a spigolo vivo in matrice sabbiosa calcarea.
0.9												Terreno vegetale misto a riporto costituito da ciottoli calcarei eterometrici ed eterogenei (70%) sia a spigolo vivo che arrotondato in matrice limosa colore marrone scuro.
2.0												Conglomerato fluviale costituito da ciottoli calcarei (prevalentemente maiolica) di diametro compreso tra 1-2 cm fino a 8 cm in matrice sabbiosa calcarea non cementato con livelli cementati da percolazione secondaria di acqua (crespo). Livelli di paleosuoli costituiti da ciottoli calcarei in matrice limo-sabbiosa colore marrone 3.6-3.7 4.0-4.2 5.8-6.0 9.1-9.2 8.7-8.8
1												
2												
3												
4												
5												
6												
7												
8												
9												
10												
11												
12												

Figura 7.28.2 : Profilo stratigrafico (0 – 12 m dal p.c.)

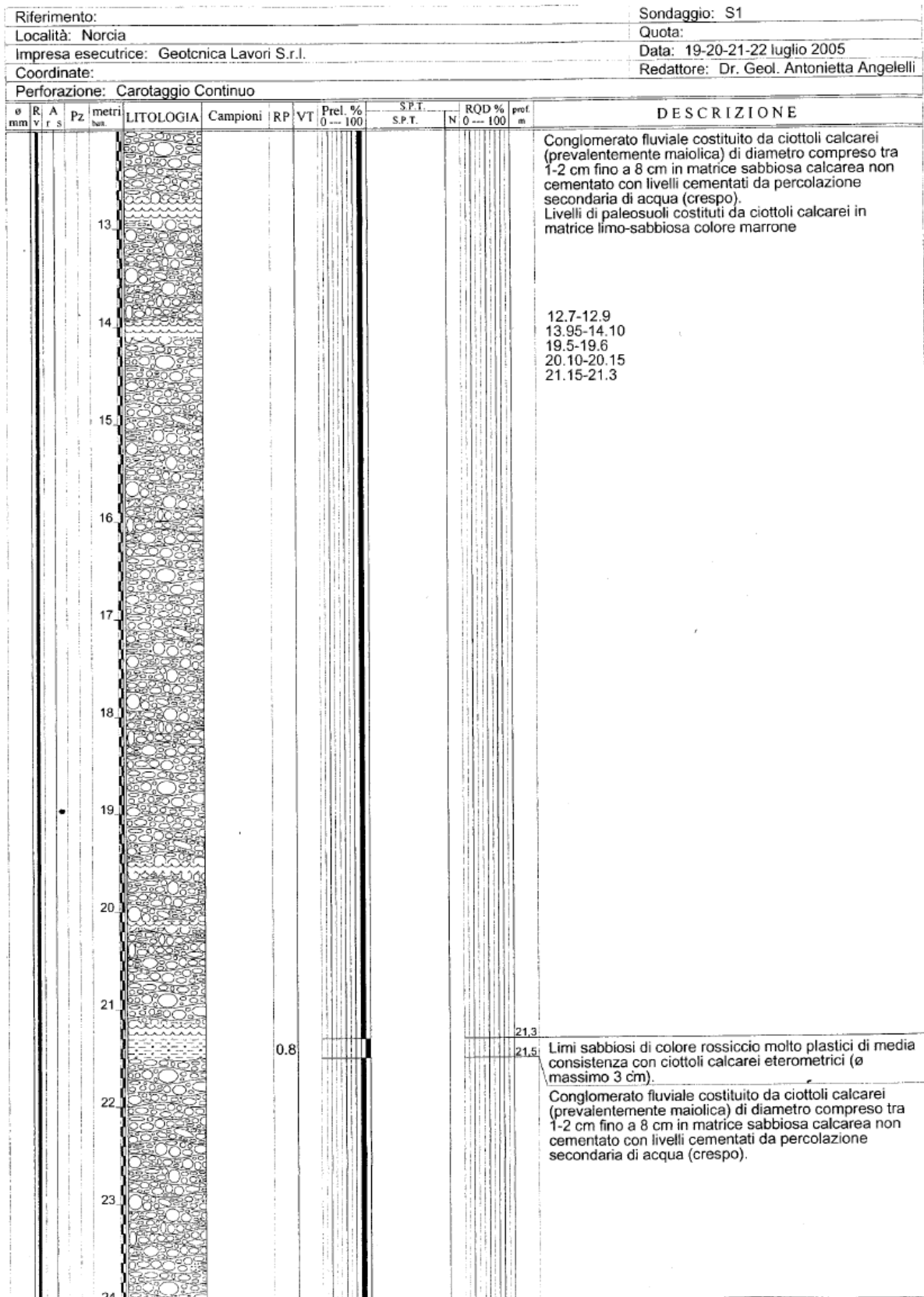


Figura 7.28.3: Profilo stratigrafico (12 – 24 m dal p.c.).

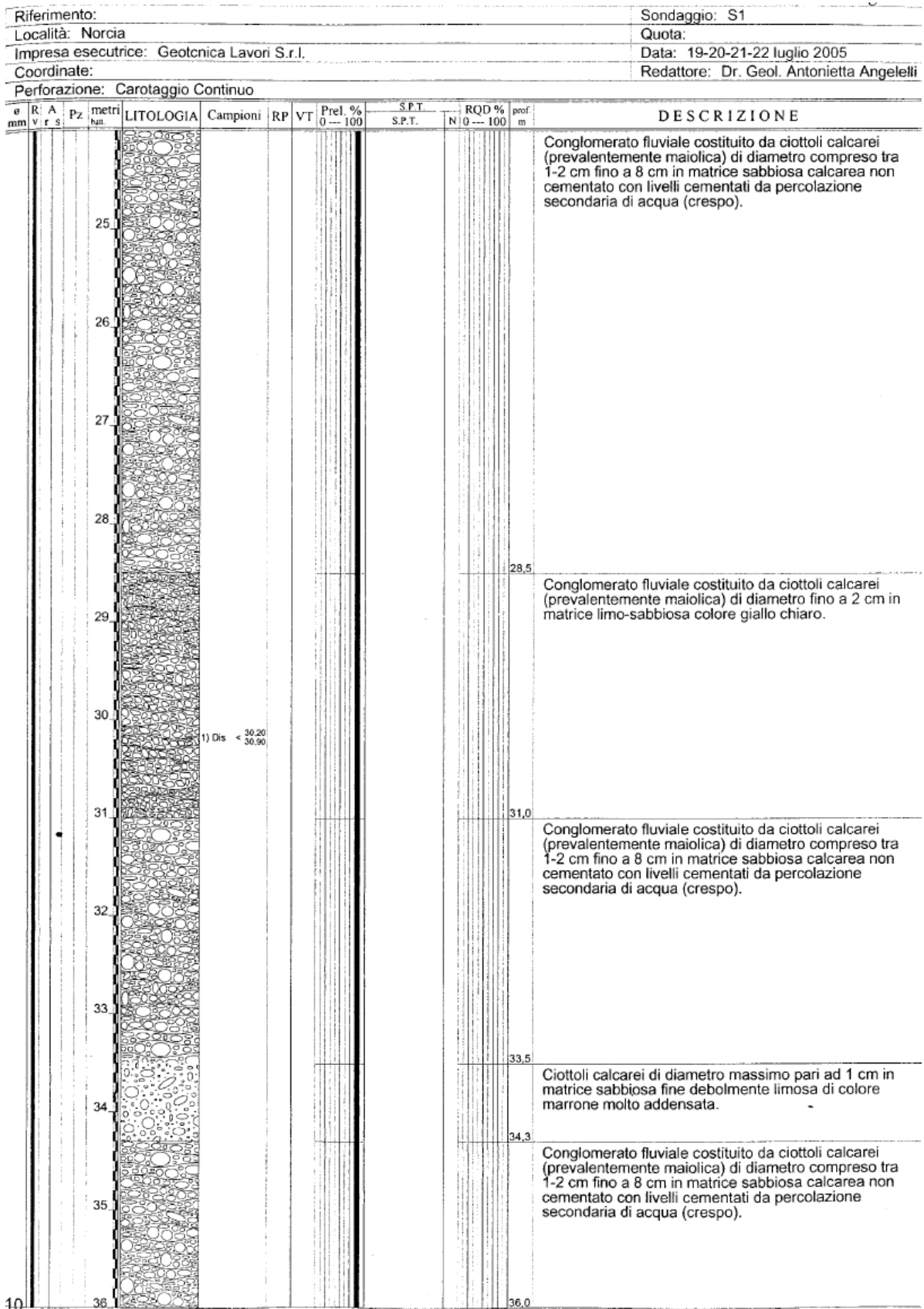


Figura 7.28.4: Profilo stratigrafico (24 – 36 m dal p.c.).

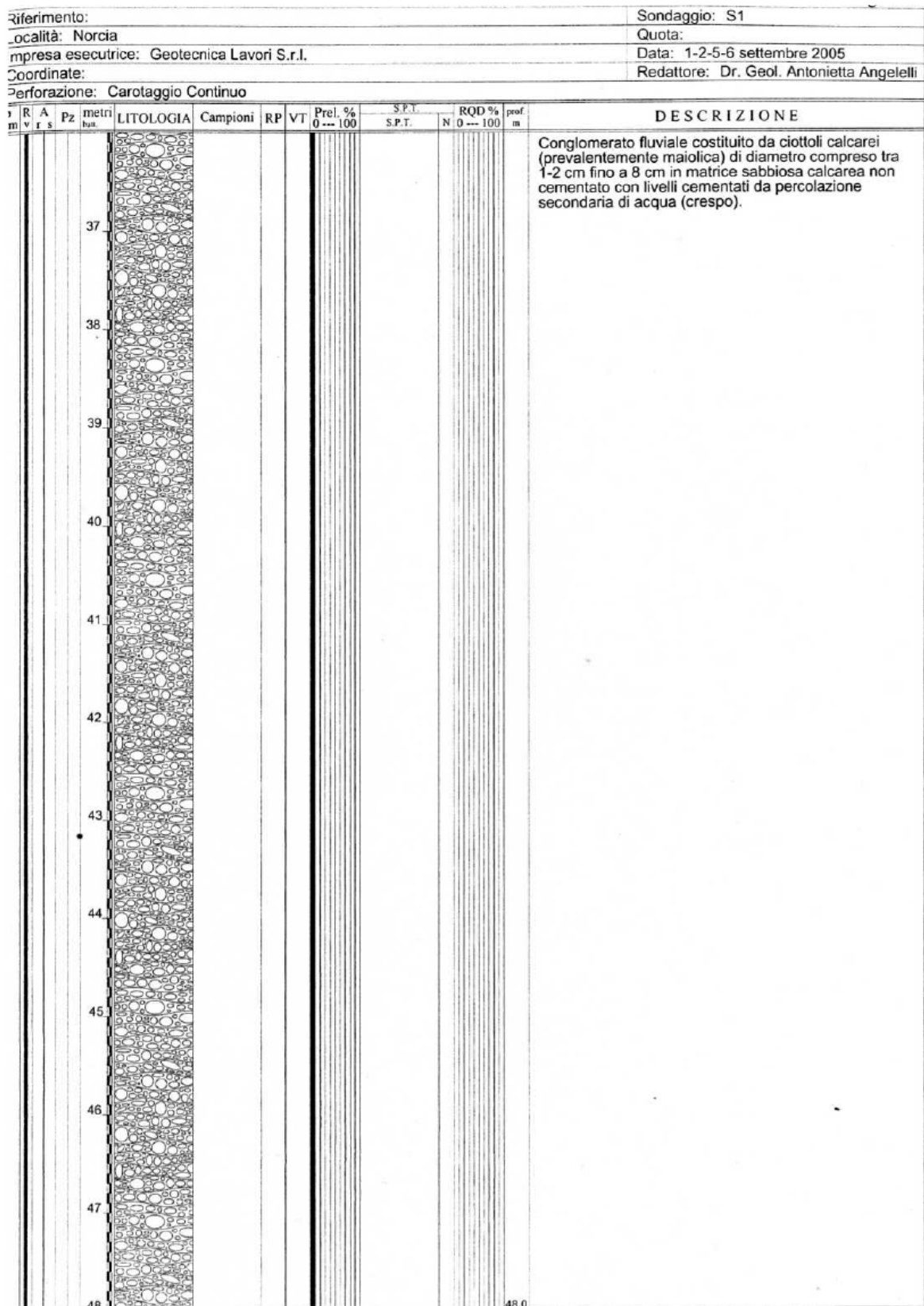


Figura 7.28.5: Profilo stratigrafico (36 – 48 m dal p.c.)

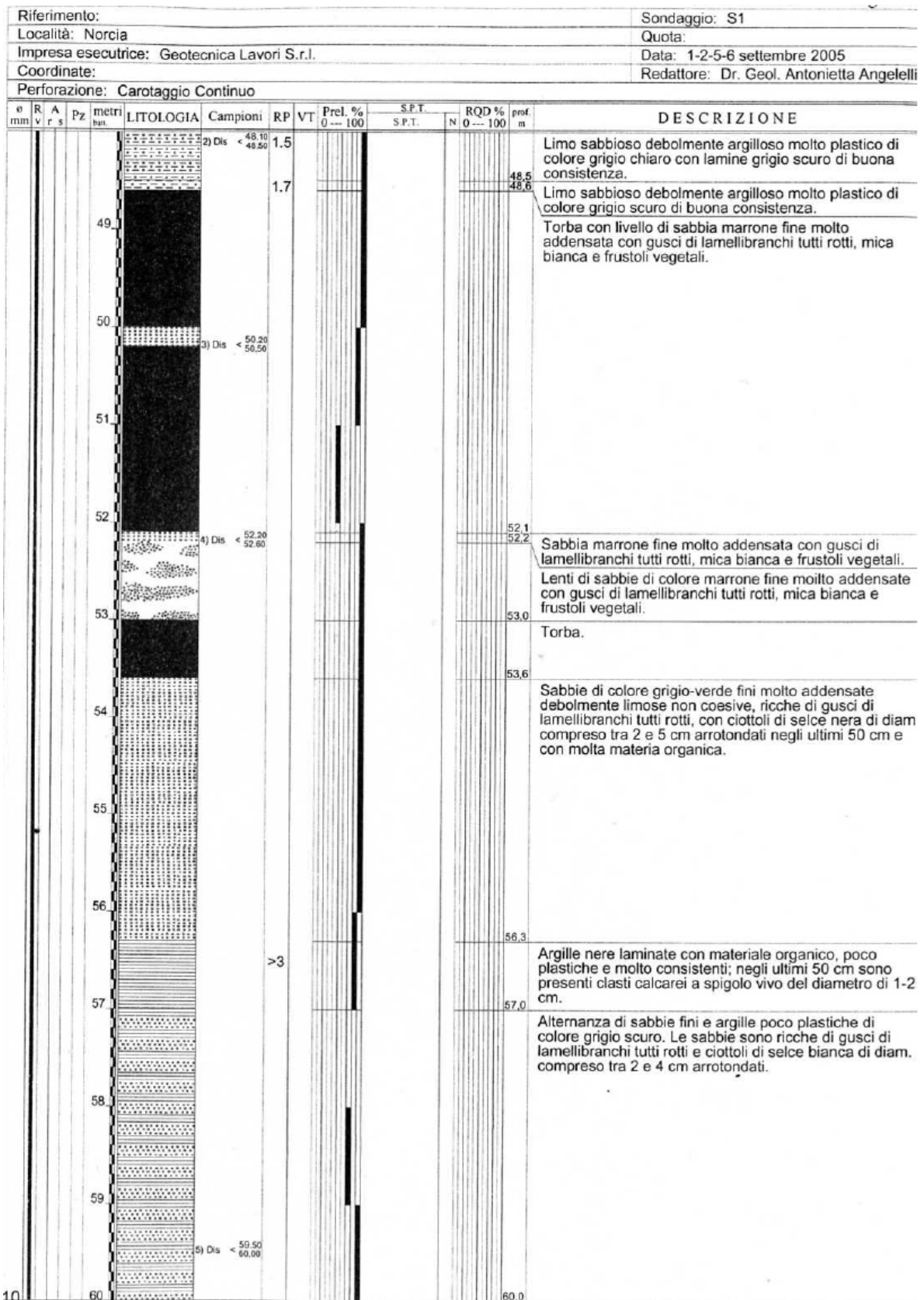


Figura 7.28.6: Profilo stratigrafico (48 – 60 m dal p.c.) (Microzonazione sismica di Norcia - Regione Umbria – DGR n° 1966 del 15/12/04).

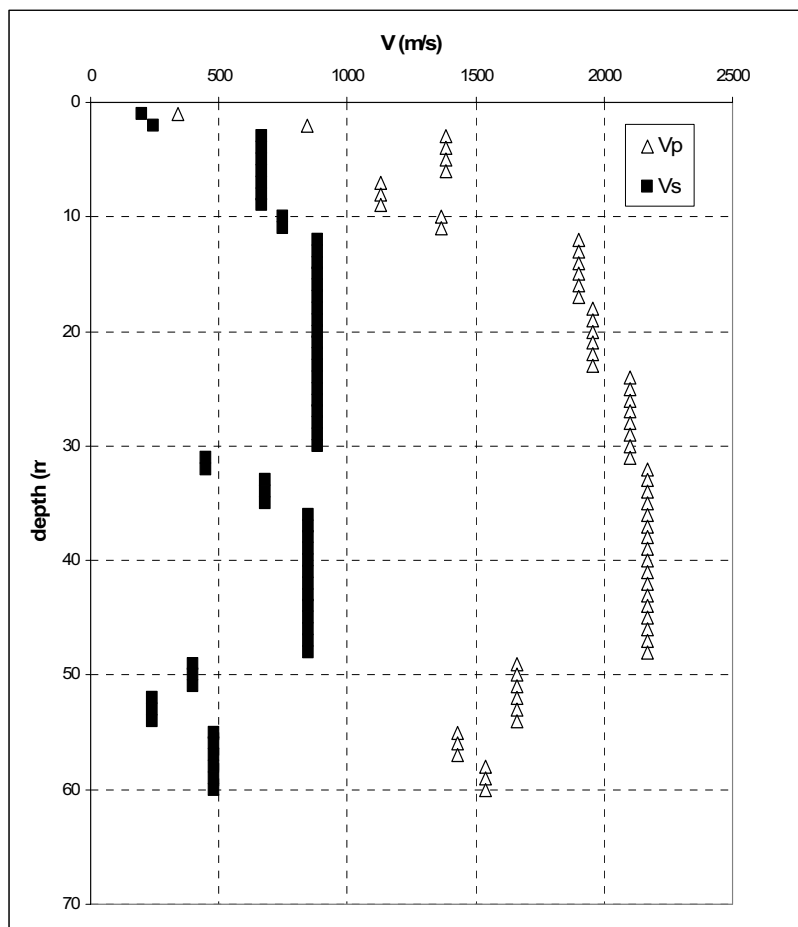


Figura 7.28.7: Profilo di velocità delle onde di taglio (Microzonazione sismica di Norcia - Regione Umbria – DGR n° 1966 del 15/12/04).

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
150	19	400	25
0	21	1000	100

Tabella 1: Modello 1D, ipotizzando uno strato argilloso di 150 m, con le stesse proprietà dei terreni a partire da 50m dal p.c., del sito del sondaggio (classe EC8 stimata C). Norcia Le Castellina è ubicata su depositi argillosi uguali a quelli rinvenuti a profondità maggiori di 50 metri. Si assume che i depositi abbiano Vs media di 400 m/s.

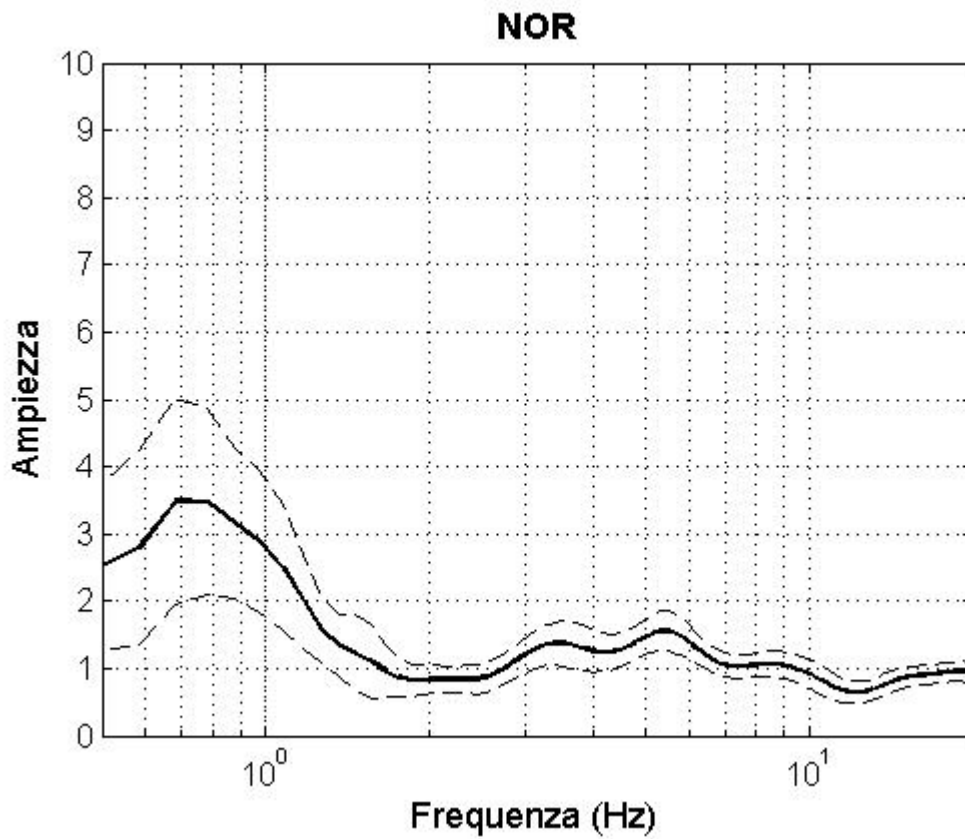


Figura 7.28.8: HVSR eseguito su dati di strong-motion (41 registrazioni).  $f_0 = 0.7$  Hz.

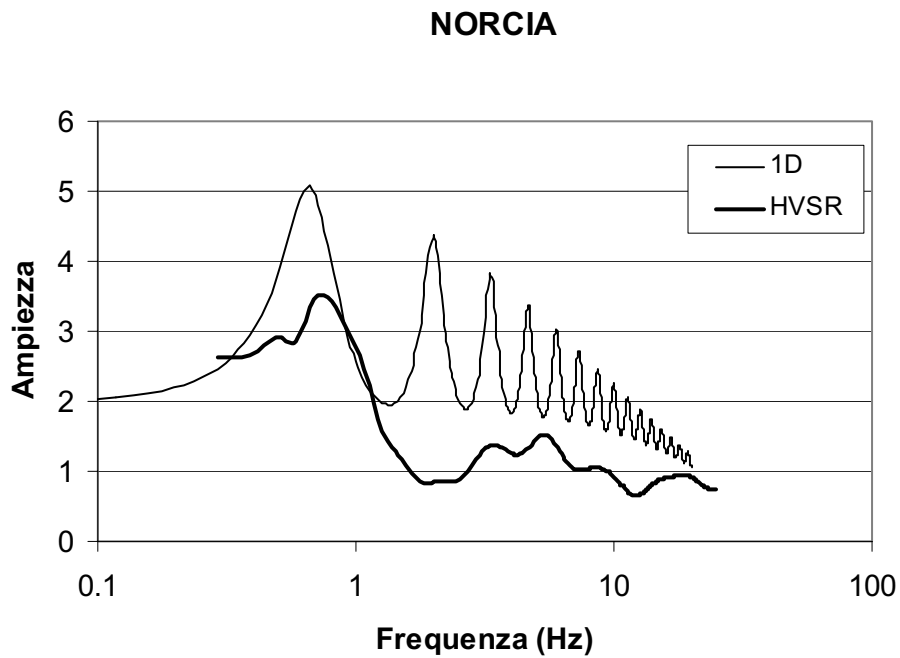


Figura 7.28.9: Confronto tra modello1D e HVSR.  $f_{01D} = 0.66$  Hz.



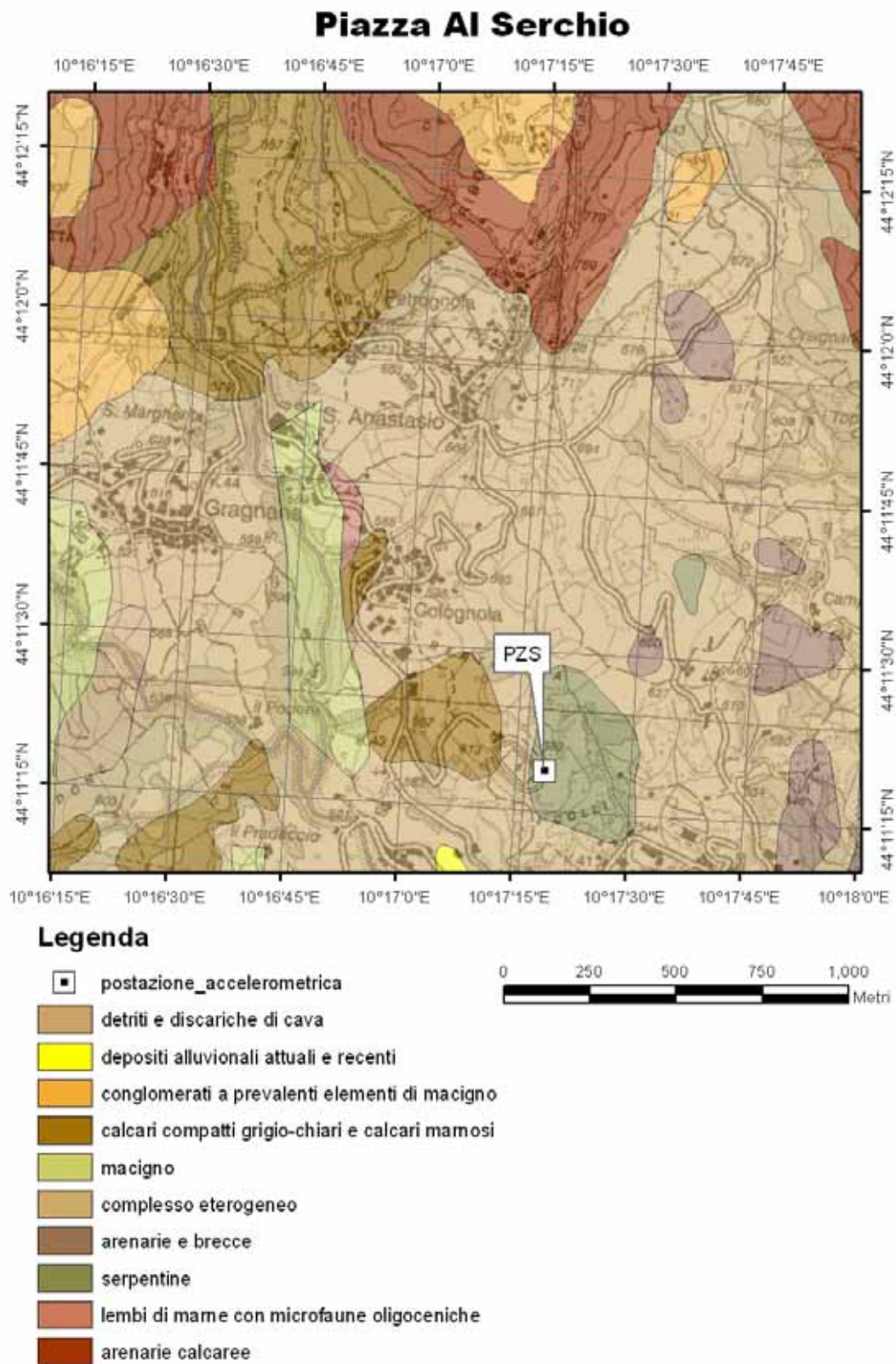


Figura 7.29.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

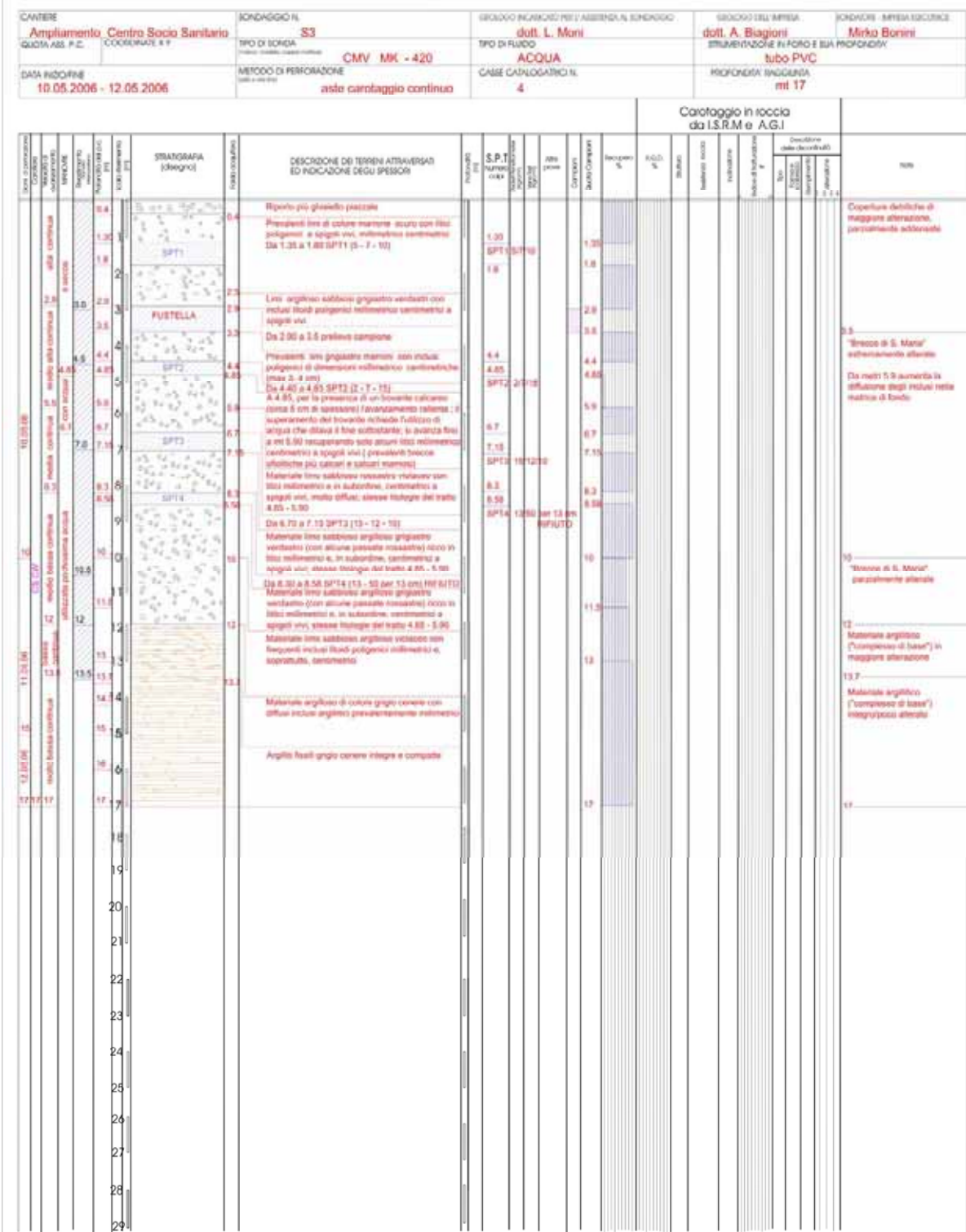


Figura 7.29.2 Profilo stratigrafico (Regione Toscana, Progetto VEL, finanziamento L.289/02).

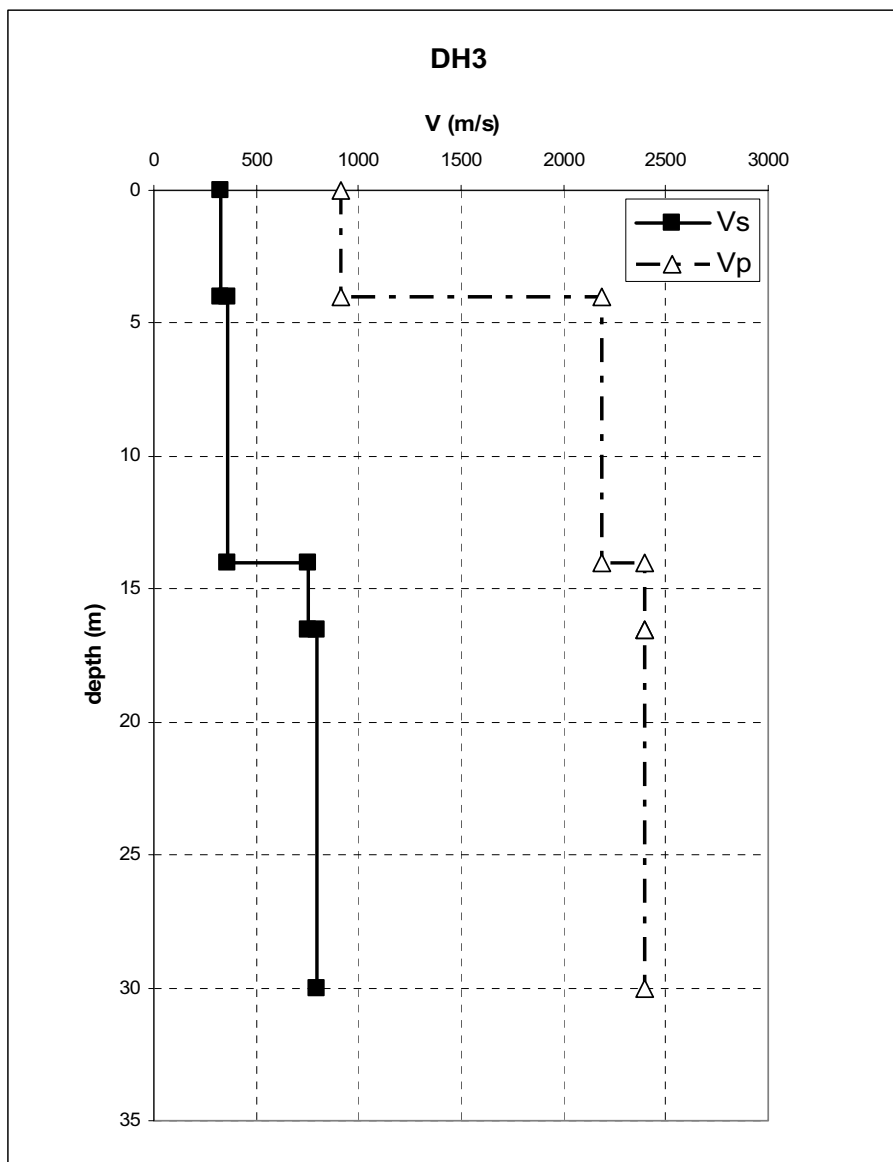


Figura 7.29.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (Regione Toscana, Progetto VEL, finanziamento L.289/02)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,14}$ (m/s)
480	B	420

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
4	19.6	330	25
10	19.6	360	25
0	20.6	800	100

Tabella 2: Modello 1D.

## PIAZZA AL SERCHIO

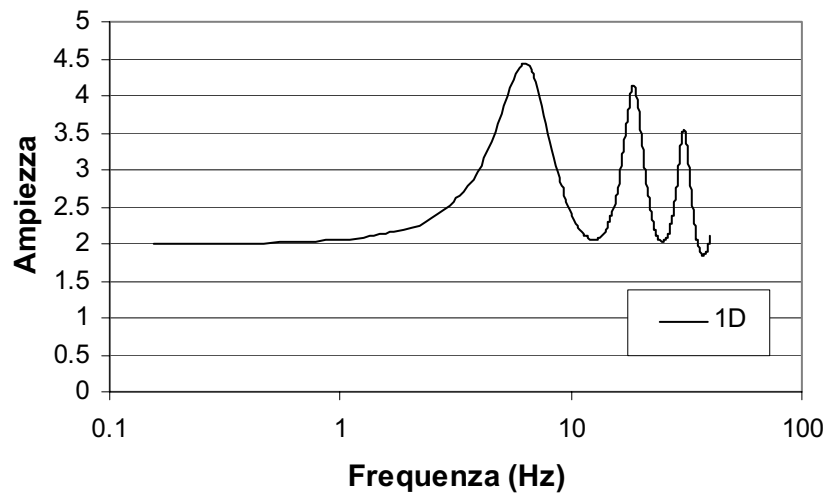


Figura 7.29.4: Modello 1D calcolato sul profilo di velocità.  $F_o = 6.7$  Hz.

## Pieve Santo Stefano

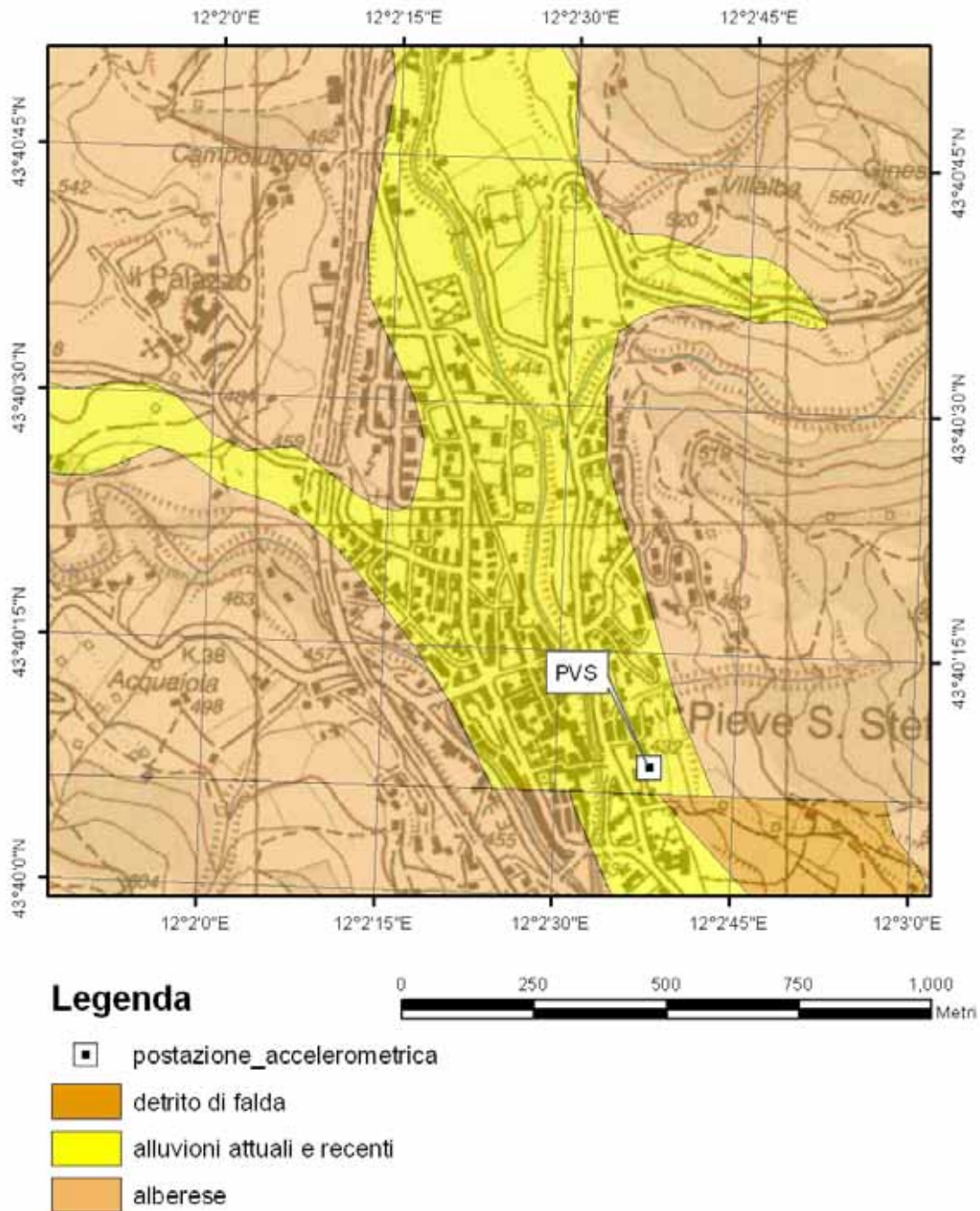


Figura 7.30.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

CANTIERE <b>Scuola Elementare Salvetti</b>	SONDAGGIO N. <b>S5</b>	GEOLOGO INCARICATO PER L'ASSISTENZA AL SONDAGGIO - GEOLOGO DELL'IMPRESA <b>Raffaele Rotili</b>	SONDATORE - IMPRESA ESECUTRICE <b>M. Pighetti</b>
COORDINATE UTM Easting: 4839 837,6683 Northing: 57 45 184,3344	TIPO DI SONDA <b>Puntel PX 700</b>	TIPO DI FLUIDO <b>Acqua</b>	STRUMENTAZIONE IN FORO E SUA PROFONDITÀ
DATA INIZIO/FINE <b>23 - 27 Settembre"</b>	METODO DI PERFORAZIONE <b>Aste e carotiere semplice e doppio</b>	CASSE CATALOGABILI N. <b>7</b>	PROFONDITÀ RAGGIUNTA <b>Metri 31.0</b>

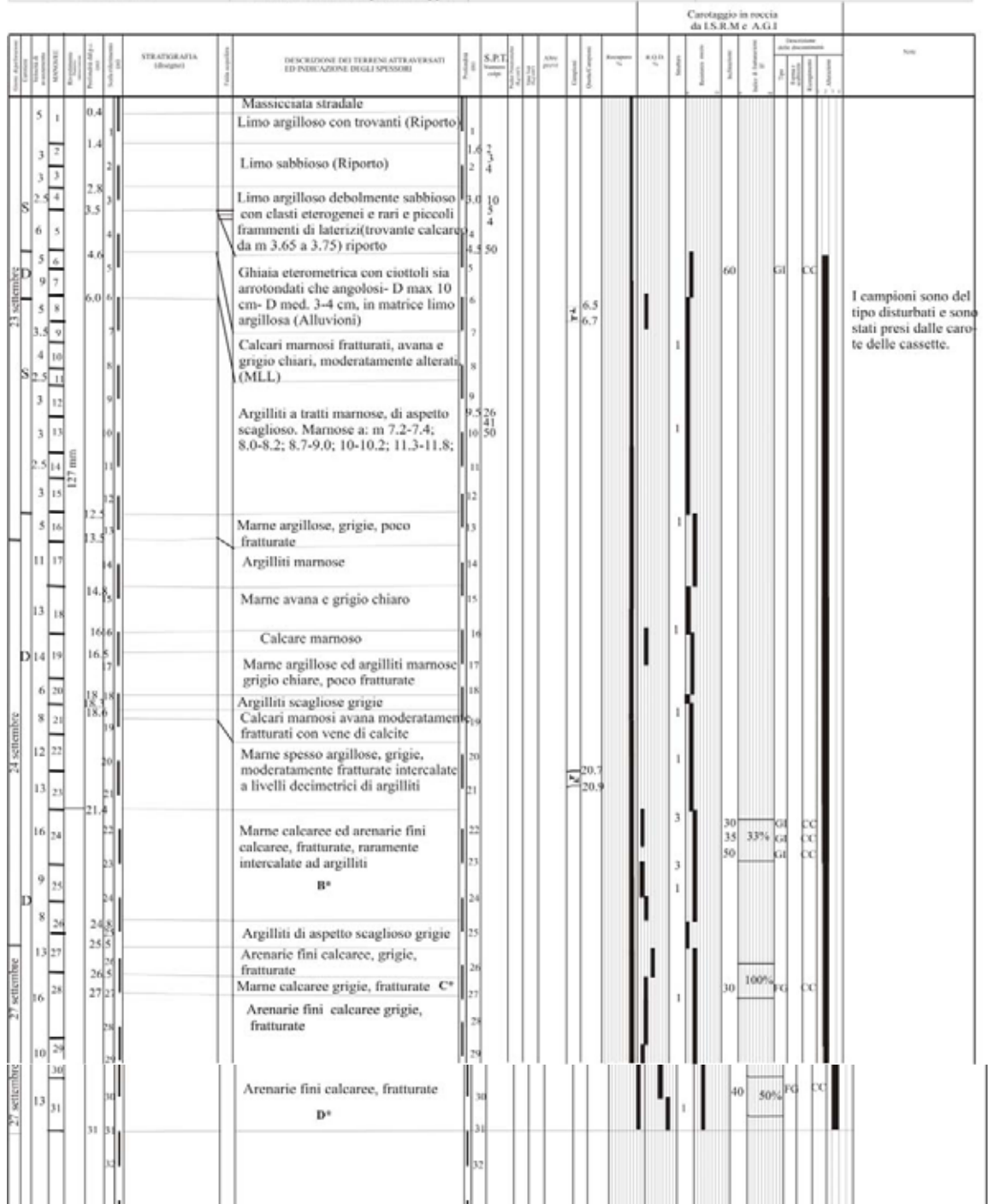


Figura 7.30.2: Profilo stratigrafico (Regione Toscana, Progetto VEL).

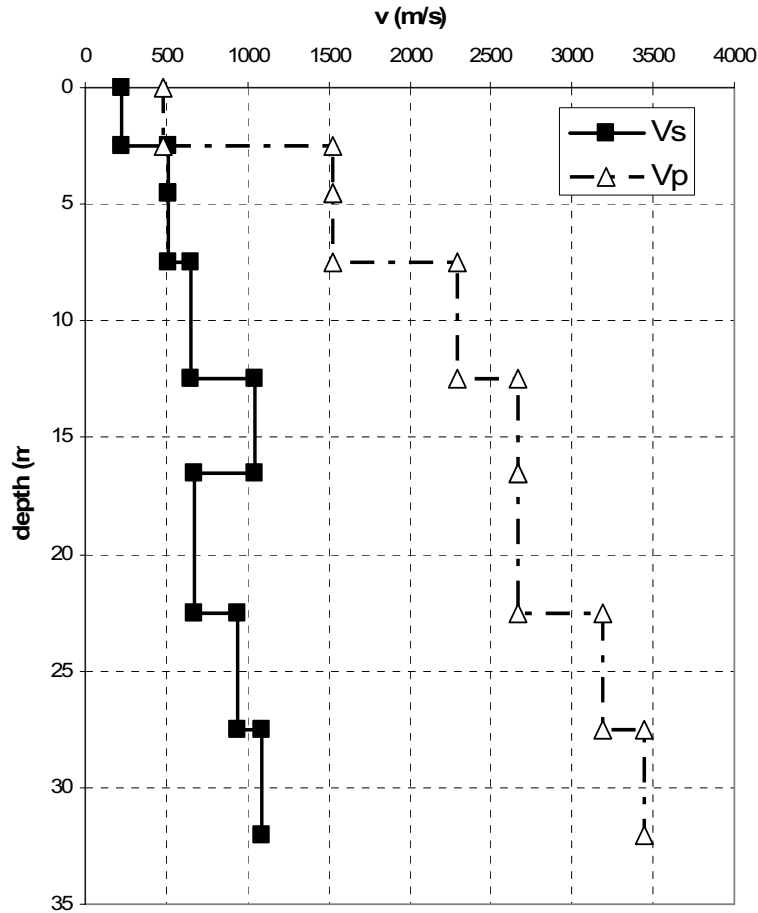


Figura 7.30.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (Regione Toscana, Progetto VEL).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,13}$ (m/s)
580	B	390

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
2.5	17.7	225	10.0
5	19.6	510	10.0
5	19.6	655	10.0
4	19.6	1040	25.0
6	20	675	25.0
5	21	935	100
0	21	1100	100

Tabella 2: Modello 1D.

### PIEVE S. STEFANO

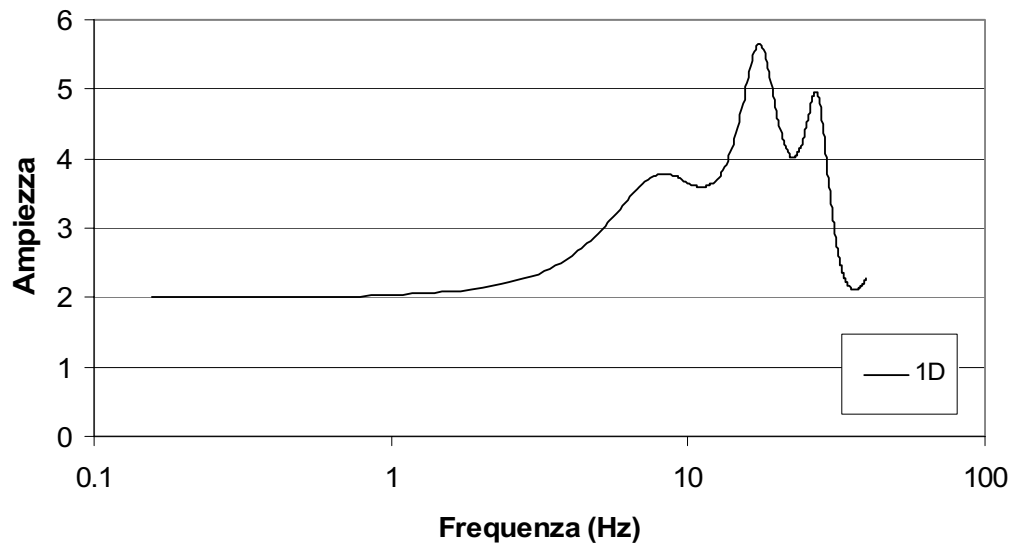
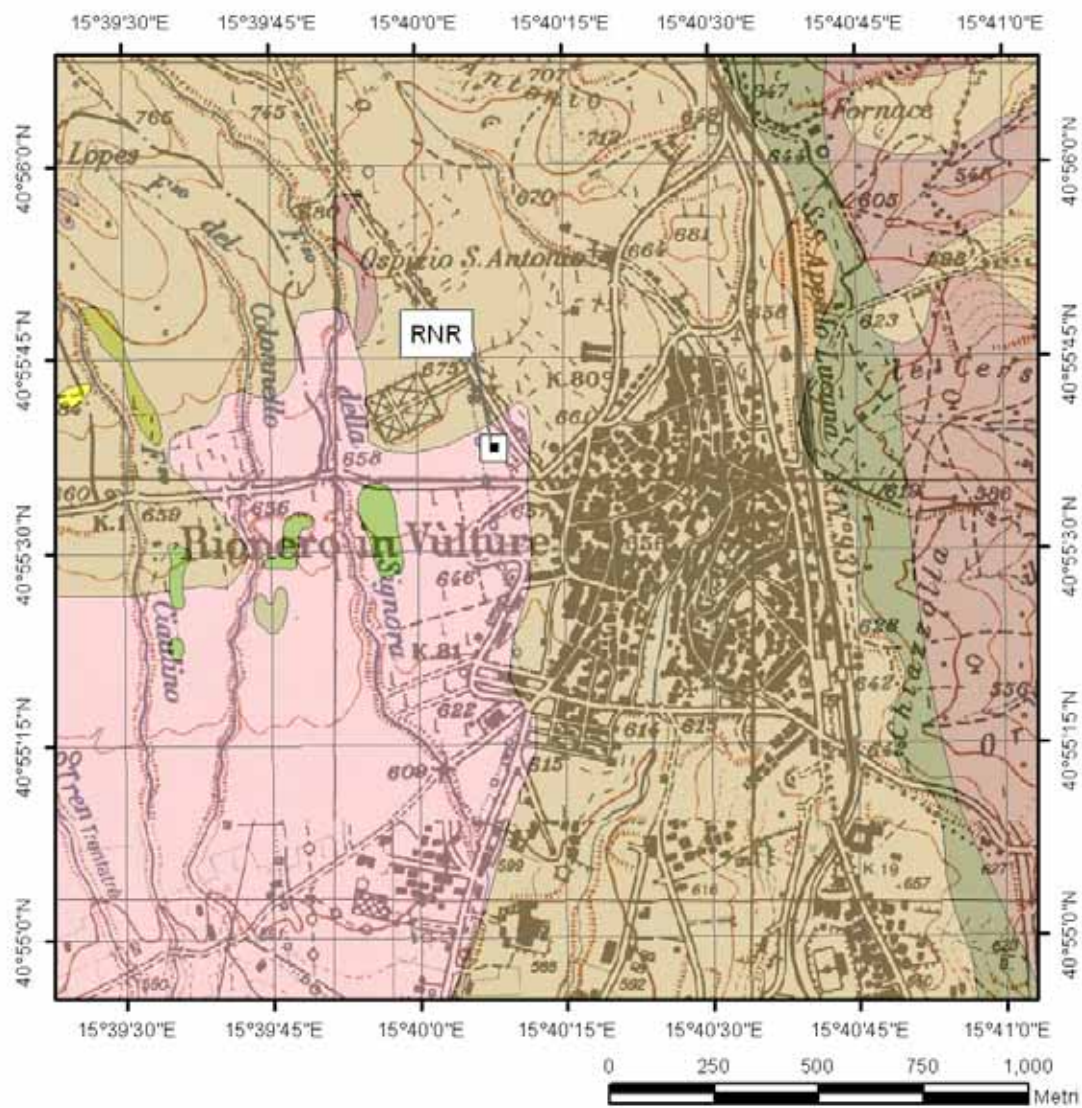


Figura 7.30.4: Modello1D  $f_{01D} = 8.5$  Hz.



## Rionero in Vulture



### Legenda

- |  |  |
|--|--|
| postazione accelerometrica             | Lave foitidiche di colore grigio         |
| Tufi scuri stratificati                | Lave tendenti alle mafititi              |
| Depositi di lahar                      | Formazione Marnoso - Arenacea            |
| Tefriti di colore grigio               | Formazione di Stigliano                  |
| Basaniti di colore grigio-nero         | Complesso degli Argilloscisti Varicolori |
| Scorie in elementi di varie dimensioni |  |

Figura 7.31.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.



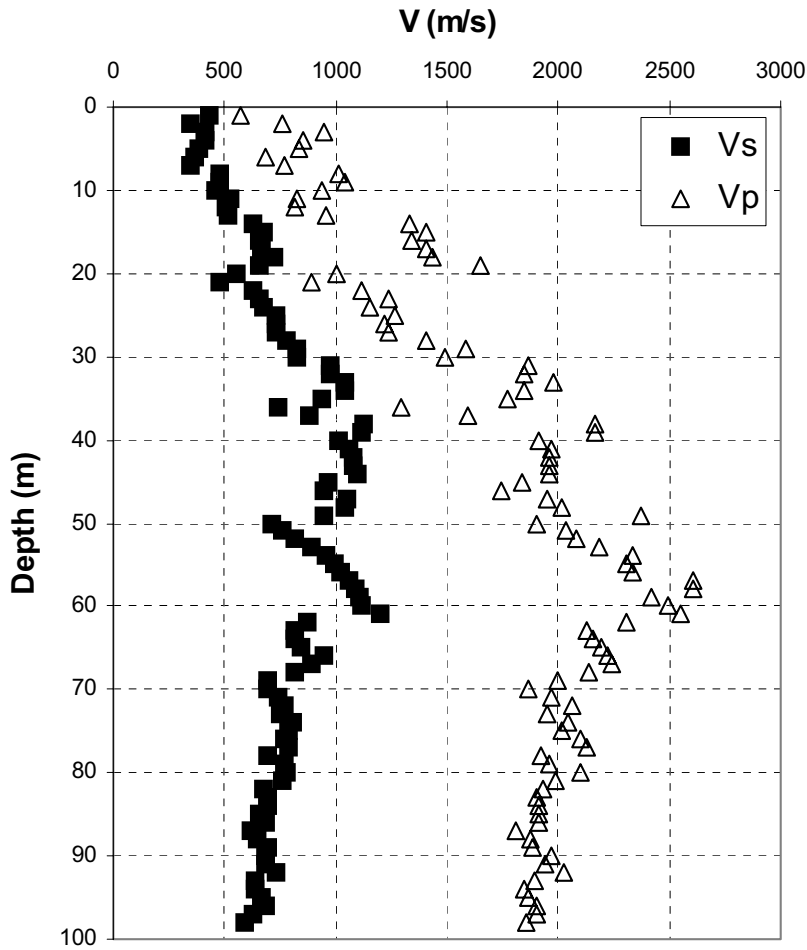


Figura 7.31.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,28}$ (m/s)
540	B	530

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
13	19.6	436	10
10	19.6	560	10
7	19.6	650	25
31	20.0	950	50
0	20.0	700	100

Tabella 2: Modello 1D.

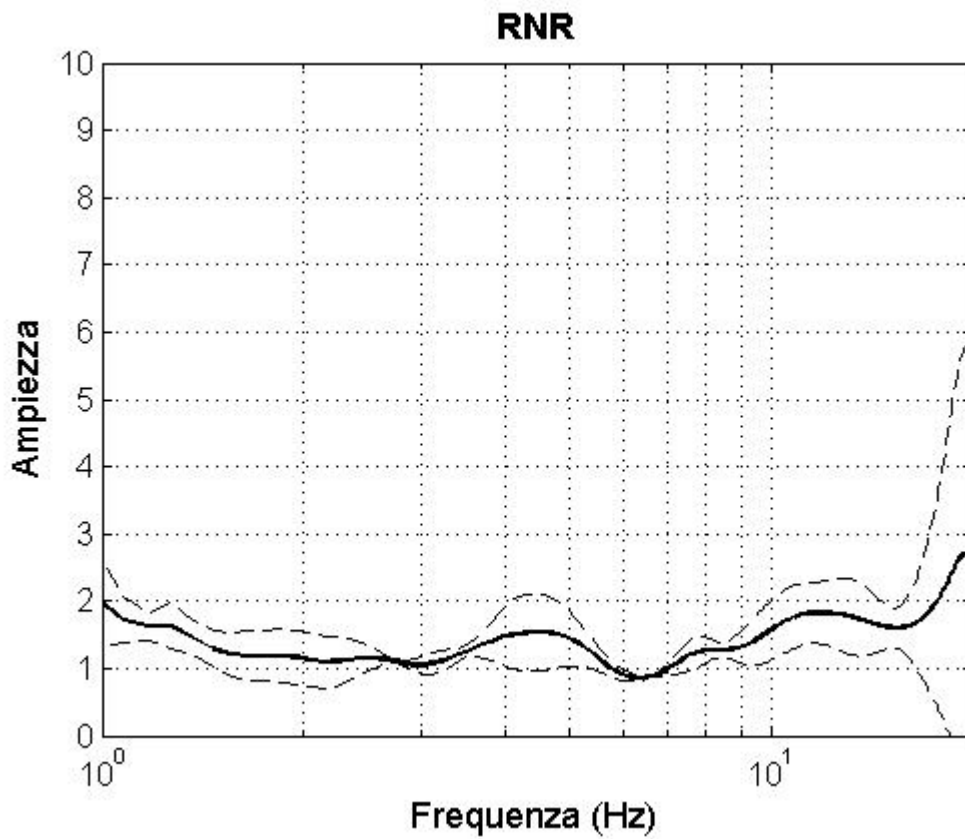


Figura 7.31.4: HVSR eseguito su dati di strong-motion (3 registrazioni).  $f_0 = 4.8$  Hz.

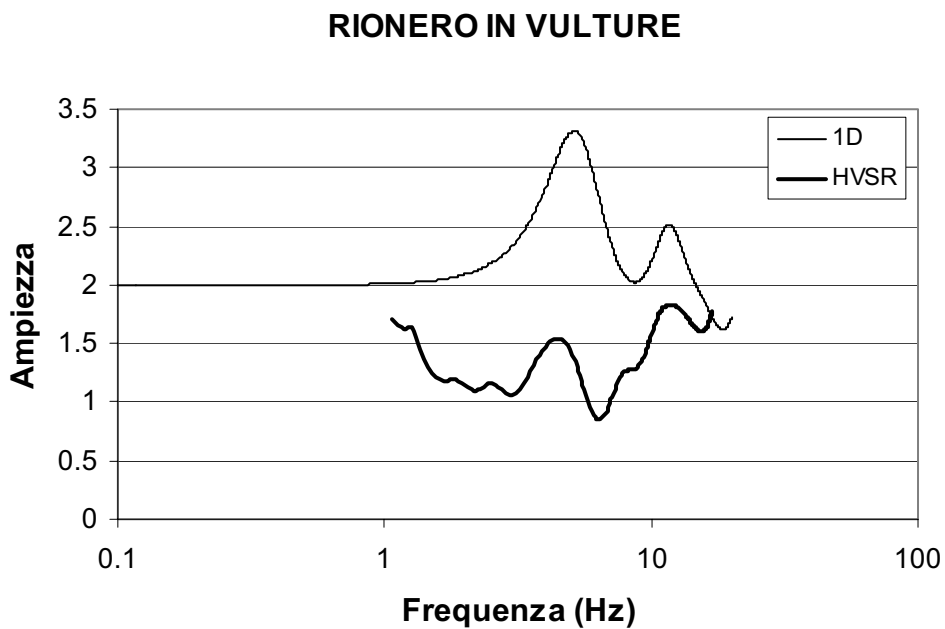


Figura 7.31.5: Confronto tra modello1D e HVSR.  $f_{01D} = 5.4$  Hz.

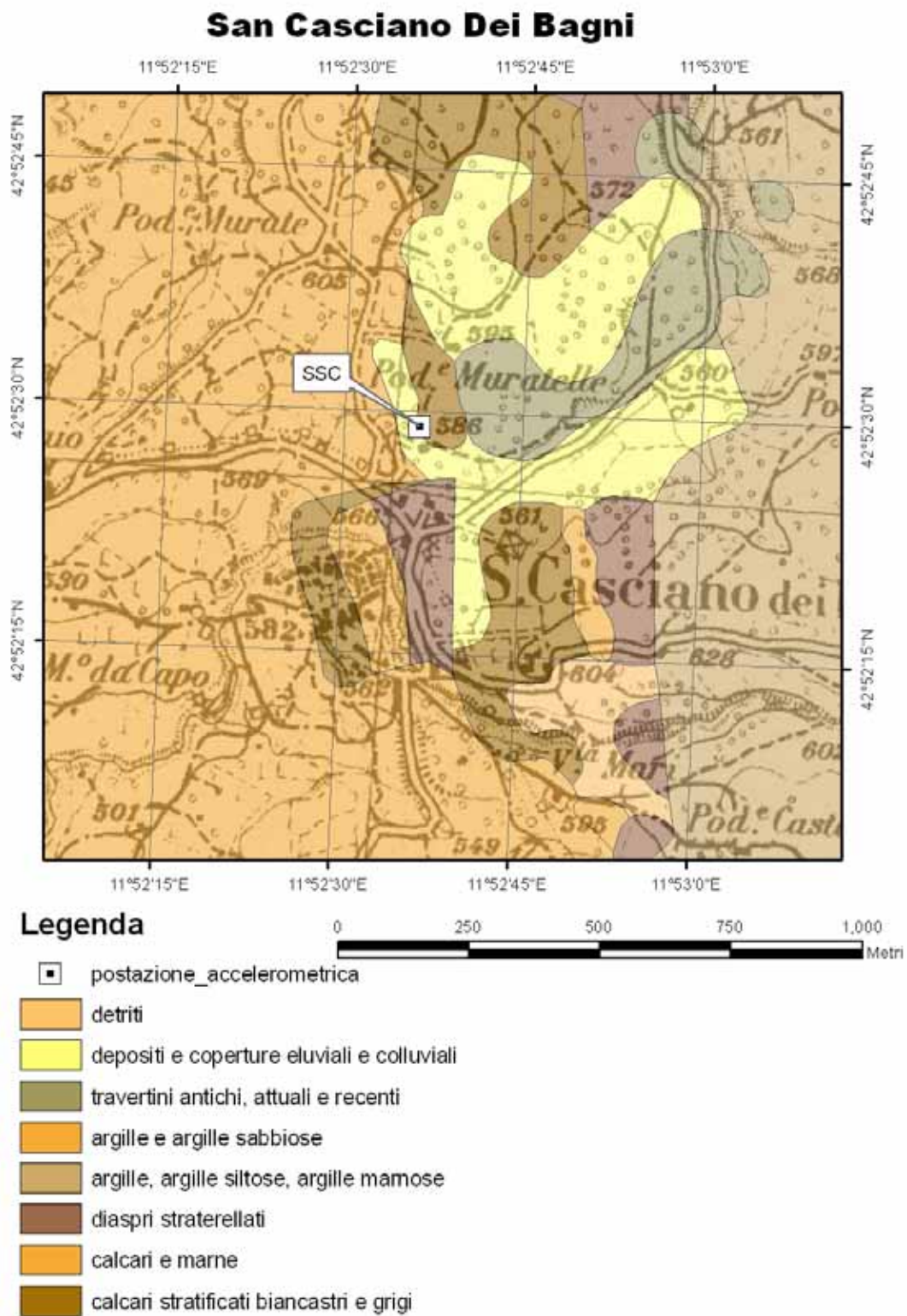
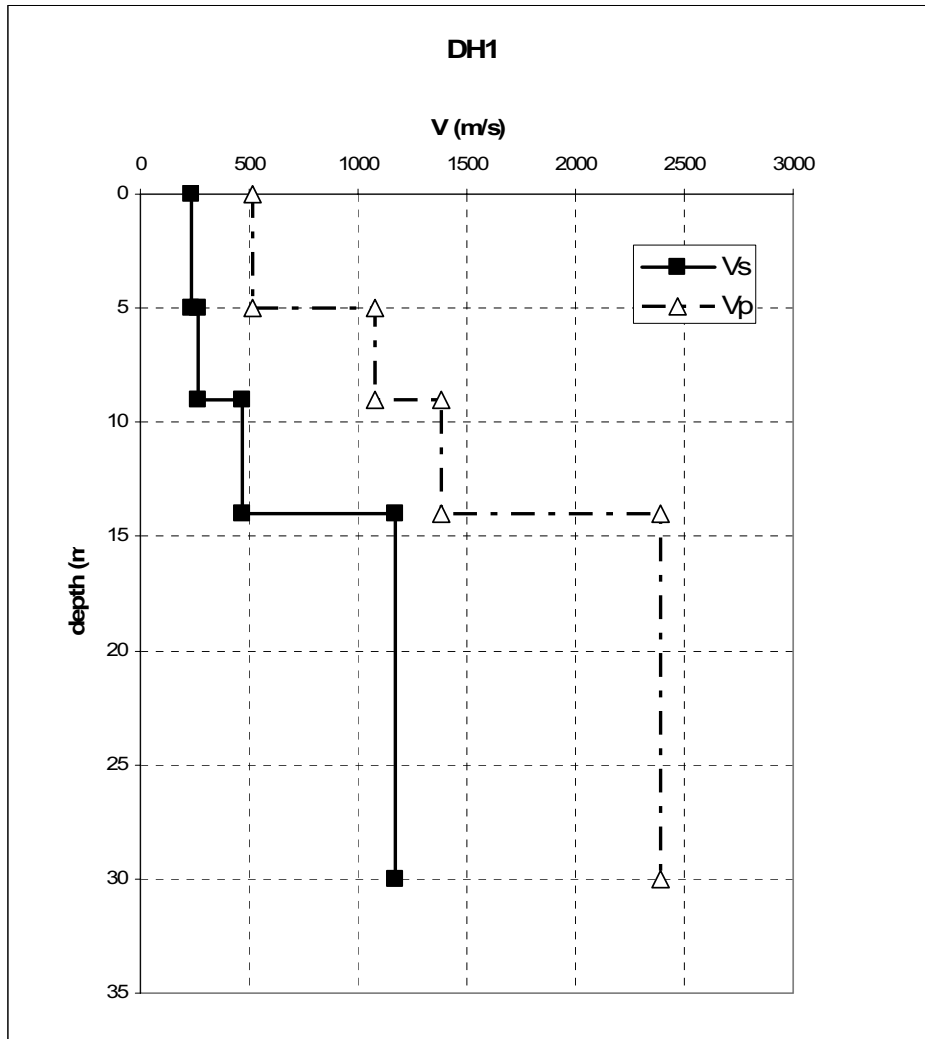


Figura 7.32.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.





**Figura 7.32.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio  
(Regione Toscana, Progetto VEL).**

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,14}$ (m/s)
500	B	280

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
9	18	250	12
5	20	470	12
0	21	1170	100

**Tabella 2: Modello 1D.**

## SAN CASCIANO DEI BAGNI

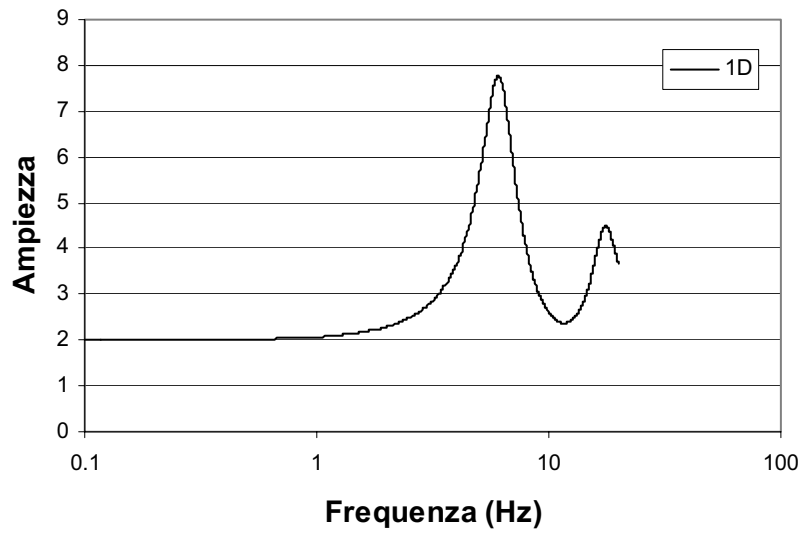


Figura 7.32.4: Modello1D  $f_{01D} = 6.2$  Hz



### 7.33 SAN GIULIANO DI PUGLIA

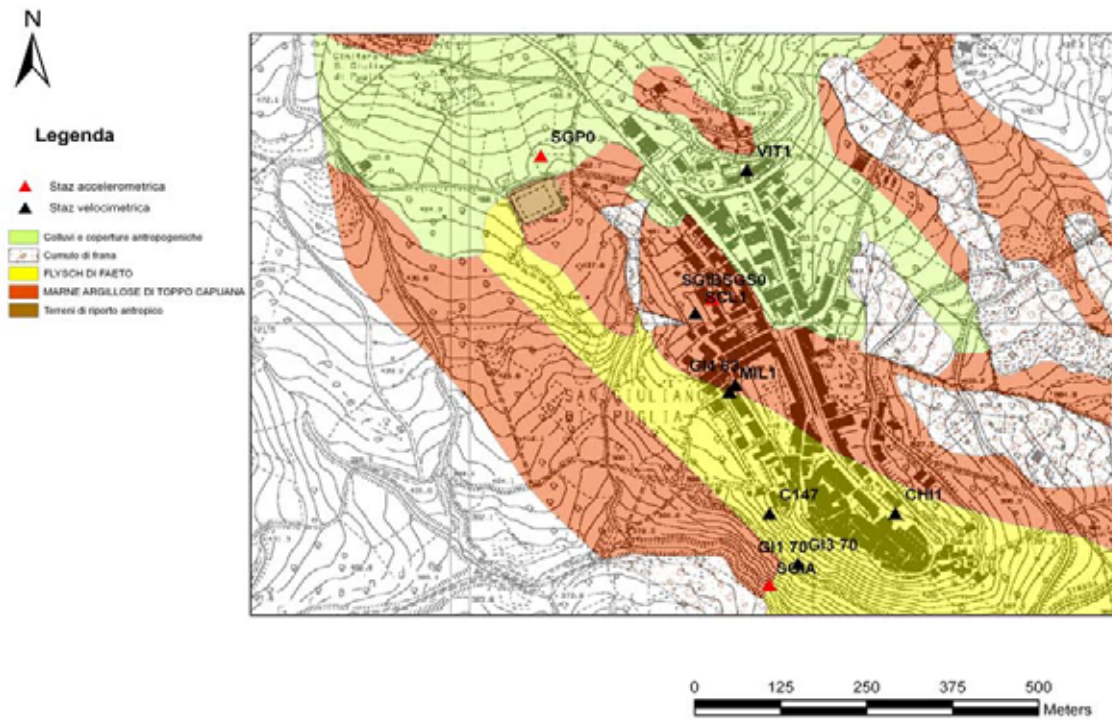


Figura 7.33.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

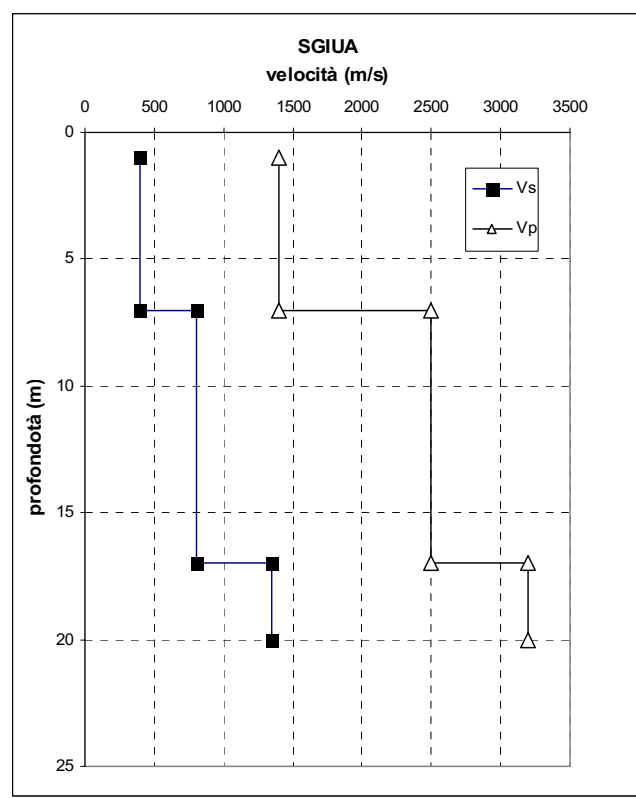


Figura 7.33.2: Profilo di velocità delle onde di taglio (progetto DPC-INGV S3).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,7}$ (m/s)
---	---	400

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

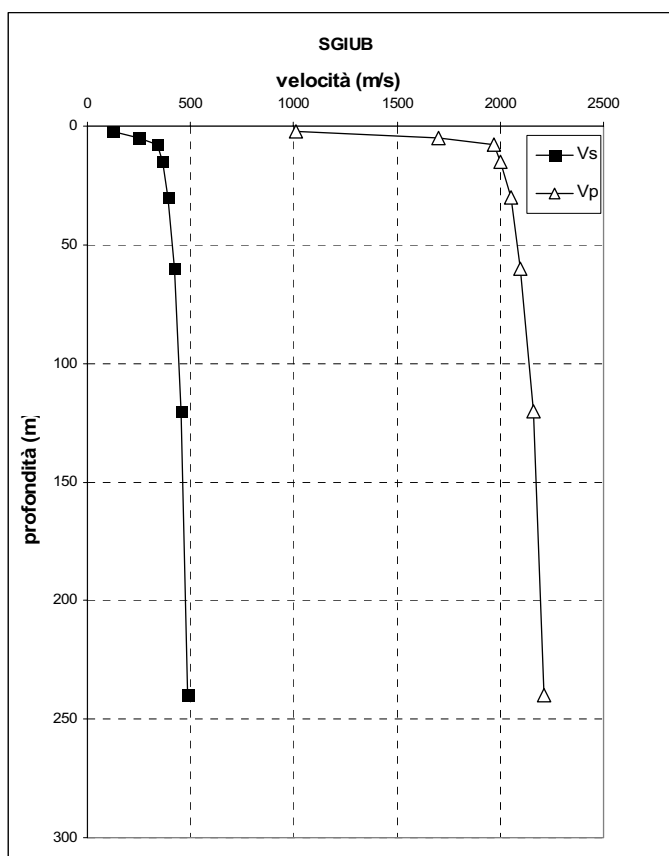


Figura 7.33.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (progetto DPC-INGV S3).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,copertura}$ (m/s)
310	C	---

Tabella 2: Parametri riassuntivi del sito.

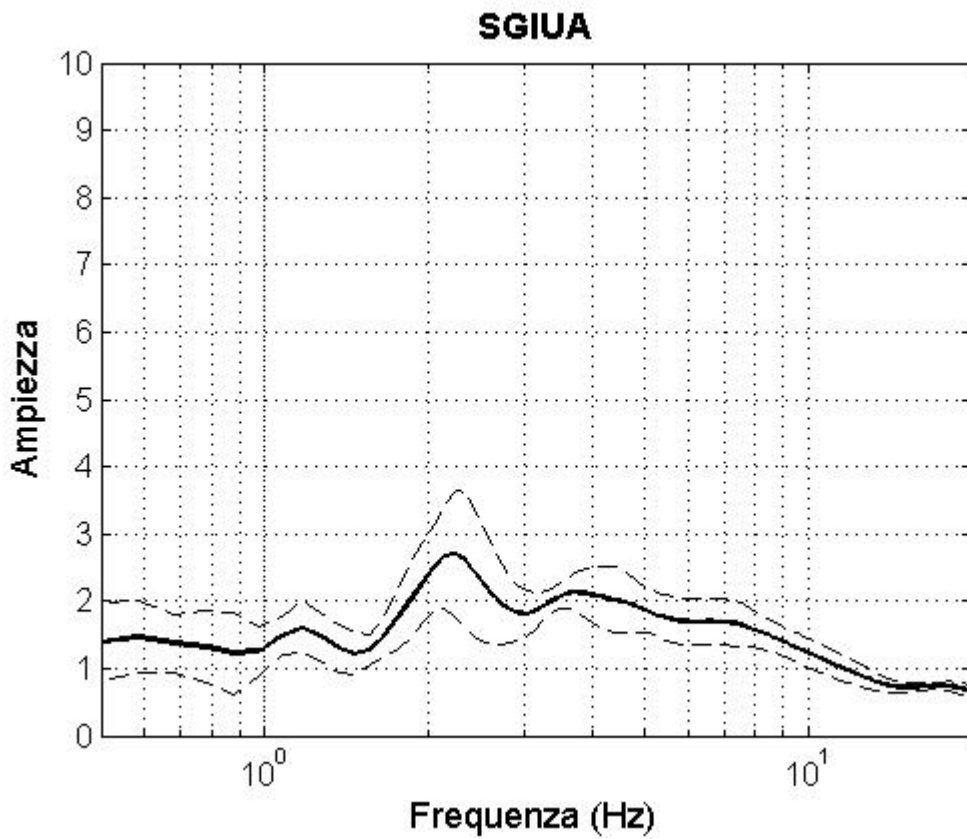


Figura 7.33.4: HVSR eseguito su dati di strong-motion (9 registrazioni).  $F_0 = 2.2$  Hz.

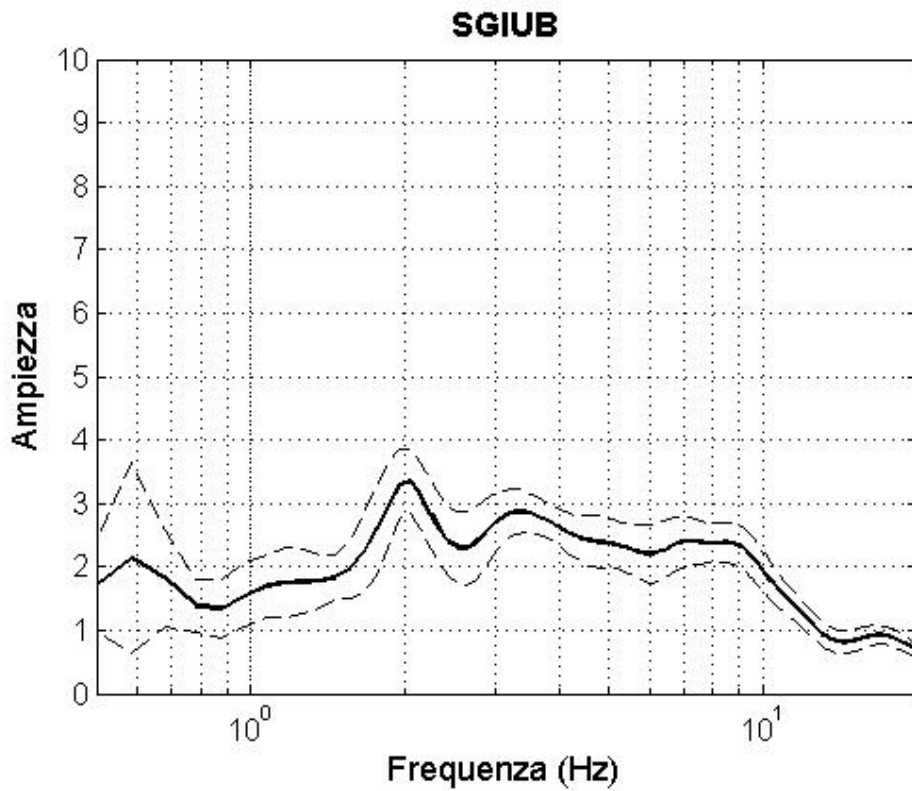


Figura 7.33.5: HVSR eseguito su dati di strong-motion (10 registrazioni).  $F_0 = 2$  Hz.

7.34

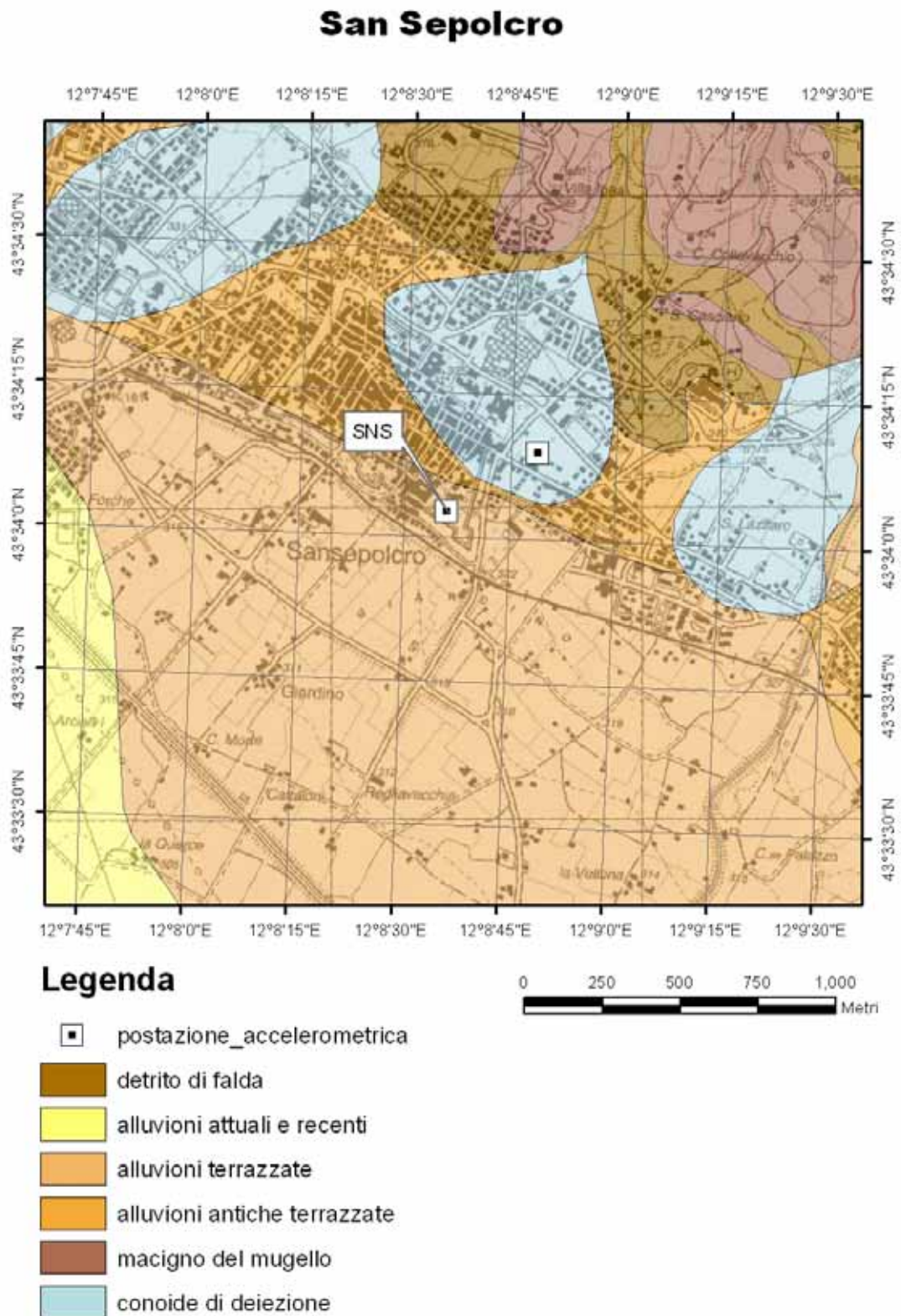


Figura 7.34.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.







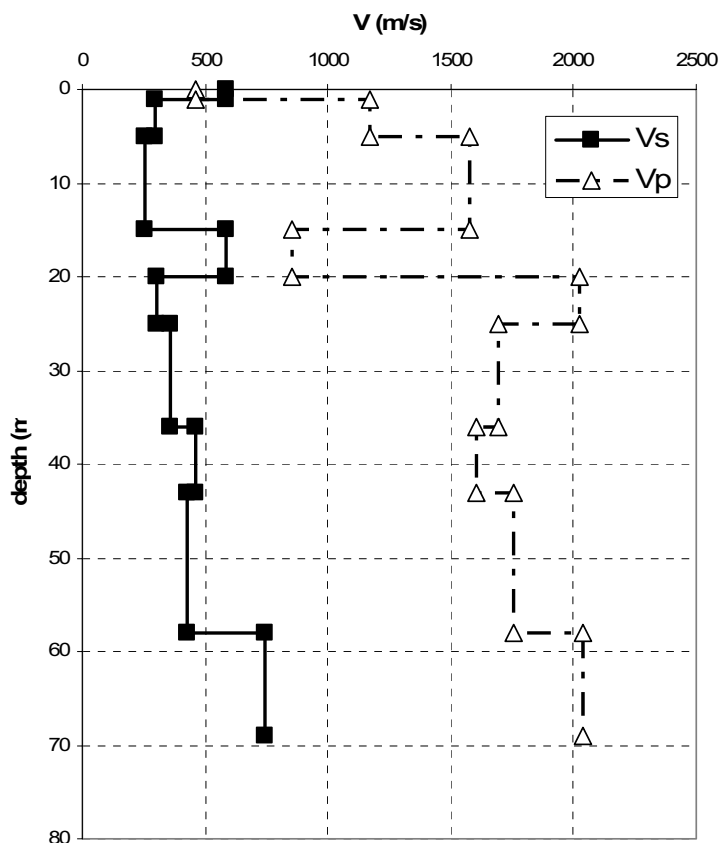


Figura 7.34.5: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (Regione Toscana, Progetto VEL).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_s$ (m/s)
310	C	

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
5	18	295	12.5
10	18	257	12.5
5	19.6	588	25
5	19	306	25
11	19	358	25
7	19.6	462	50
15	19.6	428	50
11	19.6	750	100
20	21	800	100
0	21	1200	100

Tabella 2: Modello 1D.



## SANSEPOLCRO

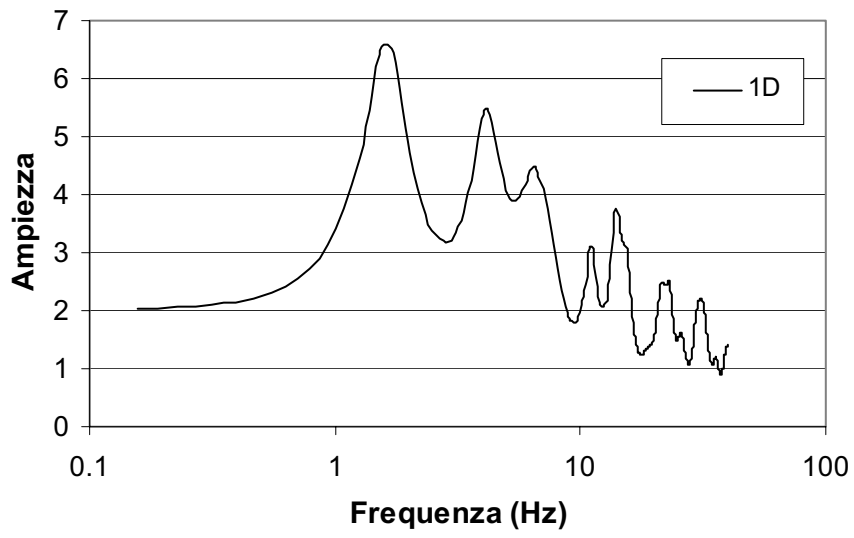


Figura 7.34.6: Modello1D  $f_{01D} = 1.5$  Hz.

## 7.35 San Severo

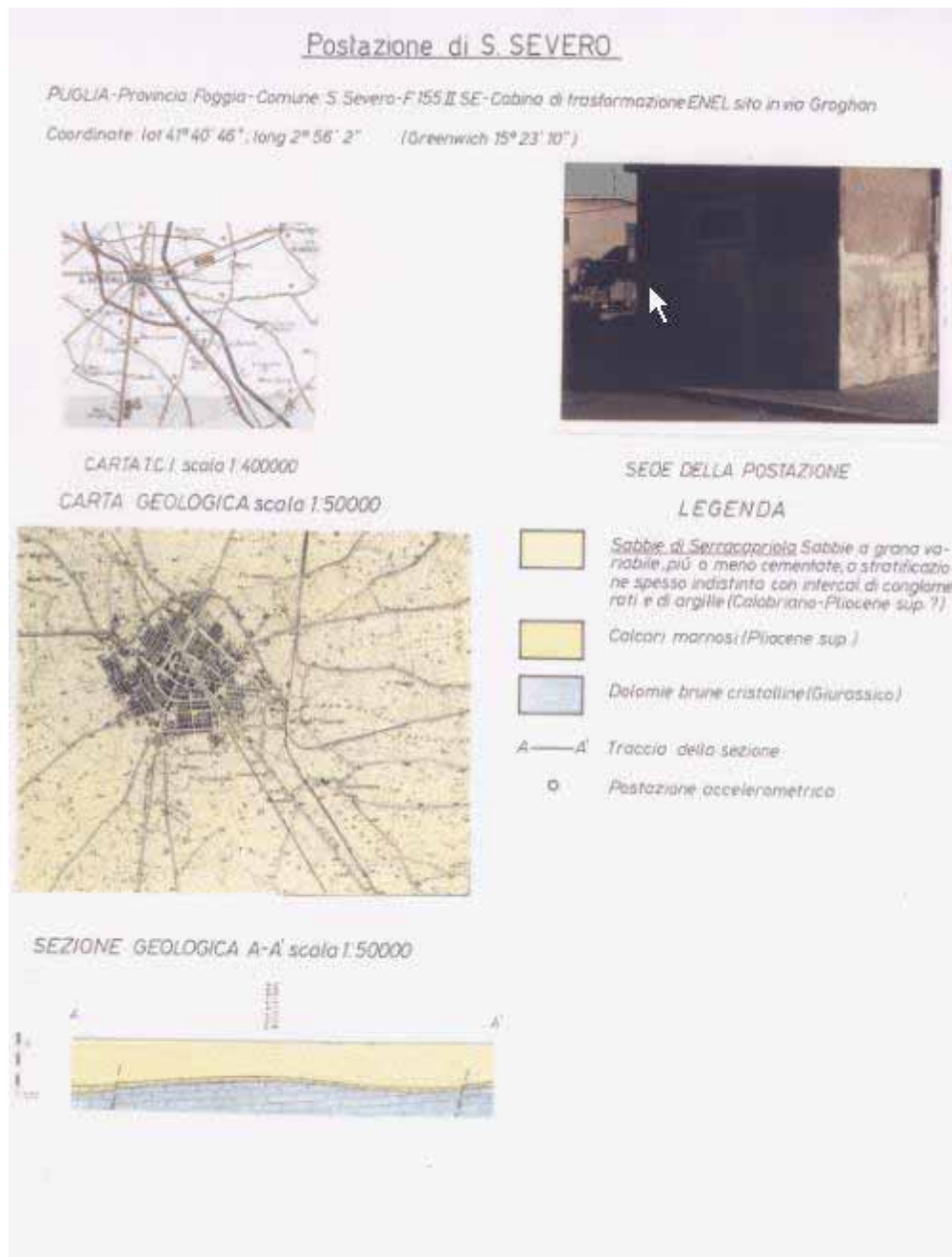


Figura 7.35.1: Carta geologica alla scala 1:50000 (ENEL).

S. Severo (Postazione 12) - Stratigrafia sintetica (SG 12/1)

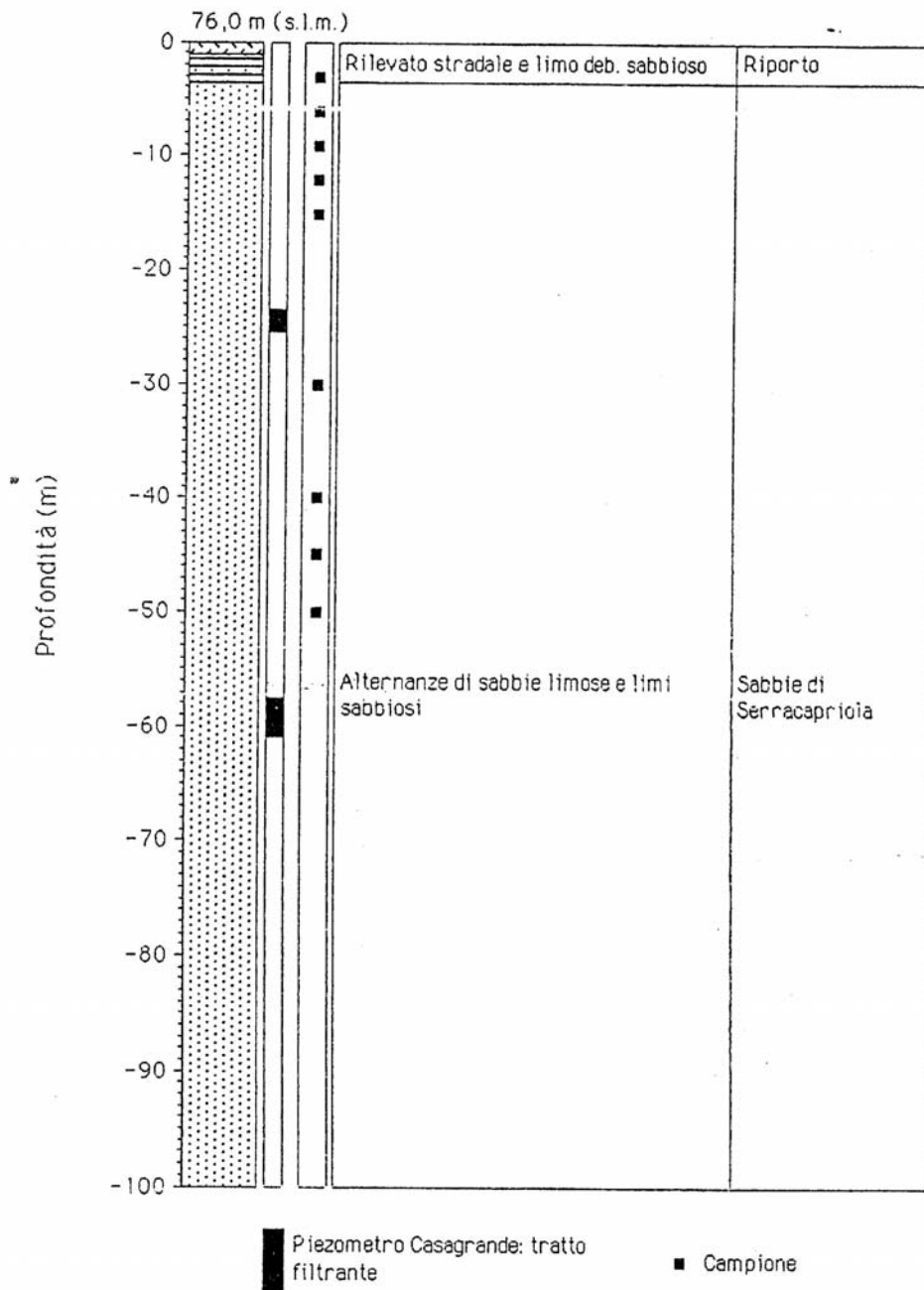


Fig. 7.2

Figura 7.35.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

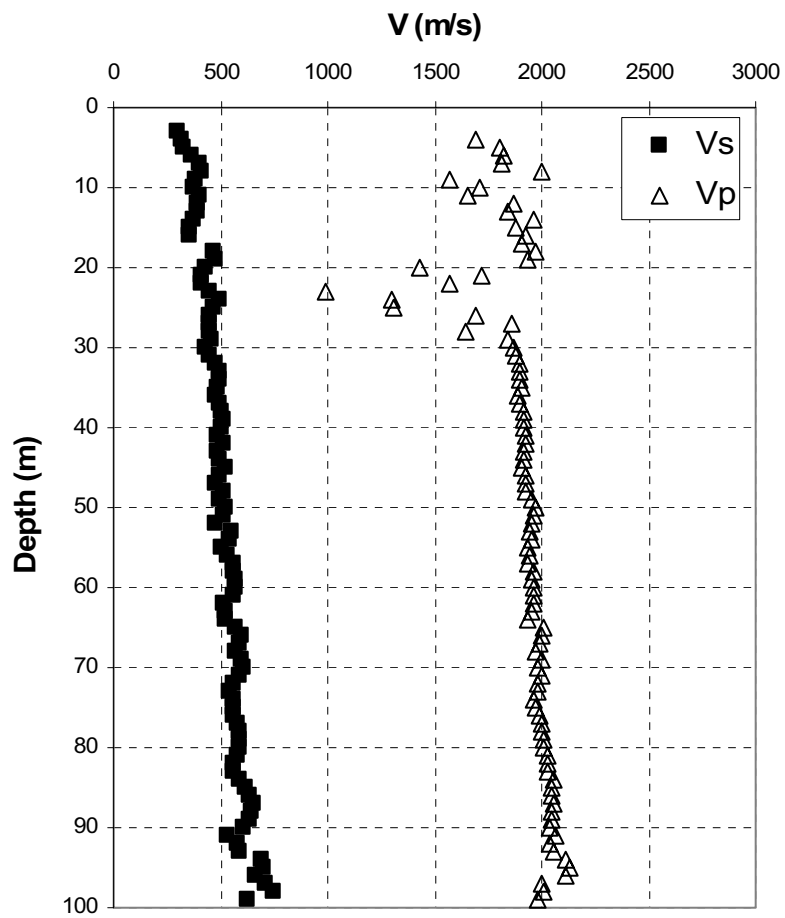


Figura 7.35.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (da ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,copertura}$ (m/s)
430	B	---

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
19	18	400	12.5
41	19.6	500	50
40	19.6	600	100
50	20	800	100
0	21	1200	100

Tabella 2: Modello 1D.

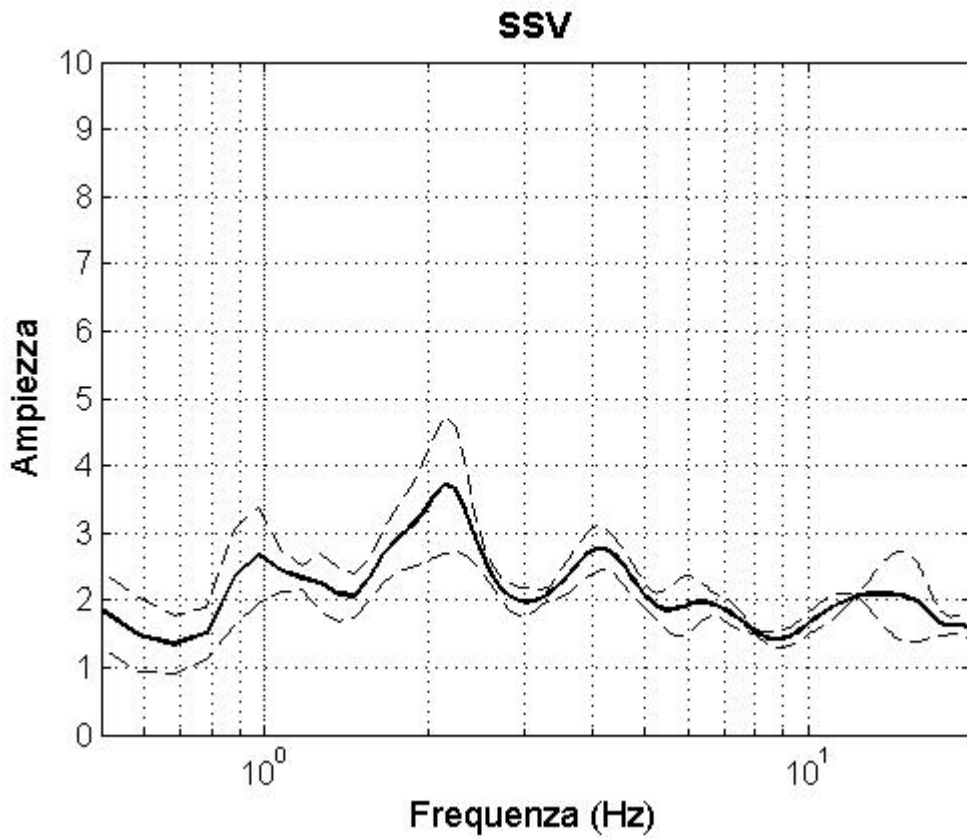


Figura 7.35.4: HVSR eseguito su dati strong-motion ( 3 registrazioni).  $F_0=2$  Hz.

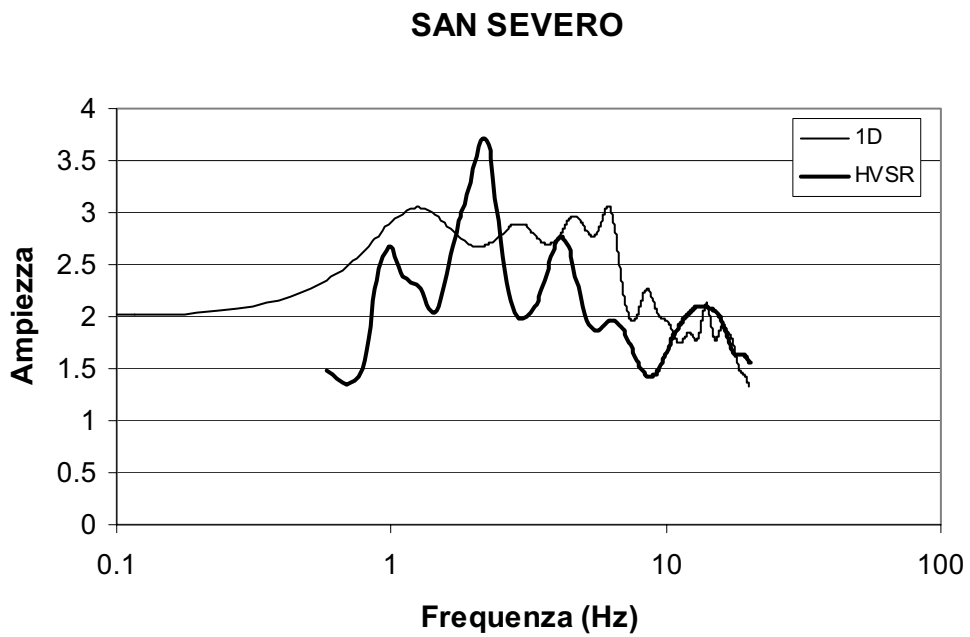


Figura 7.35.5: Confronto tra modello 1-D e HVSR.  $F_0(1D)=1.25$  Hz.

### 7.36

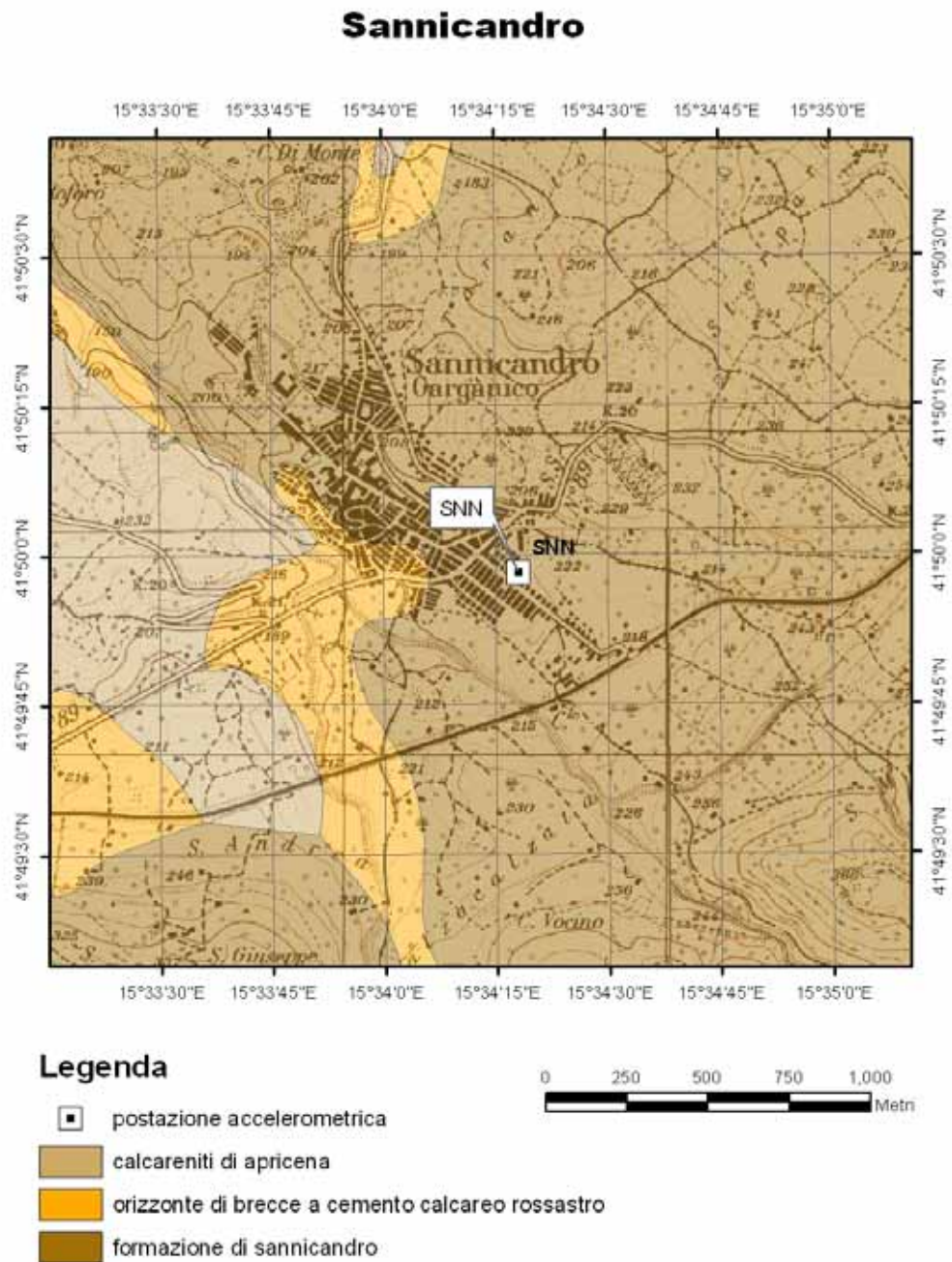


Figura 7.36.1 : Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Sannicandro (Postazione 3) - Stratigrafia sintetica (SG 3/t)

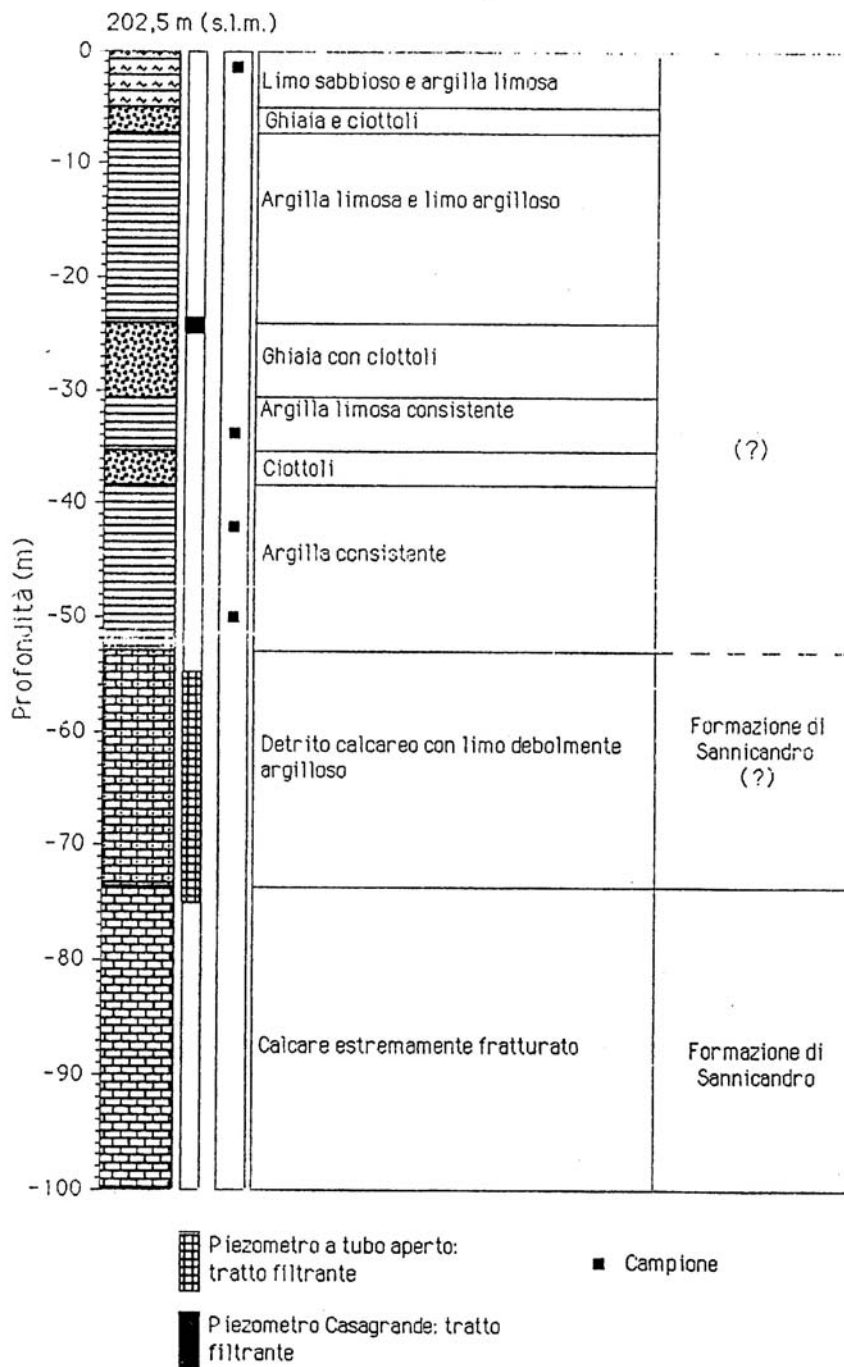


Fig. 3.2

Figura 7.36.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

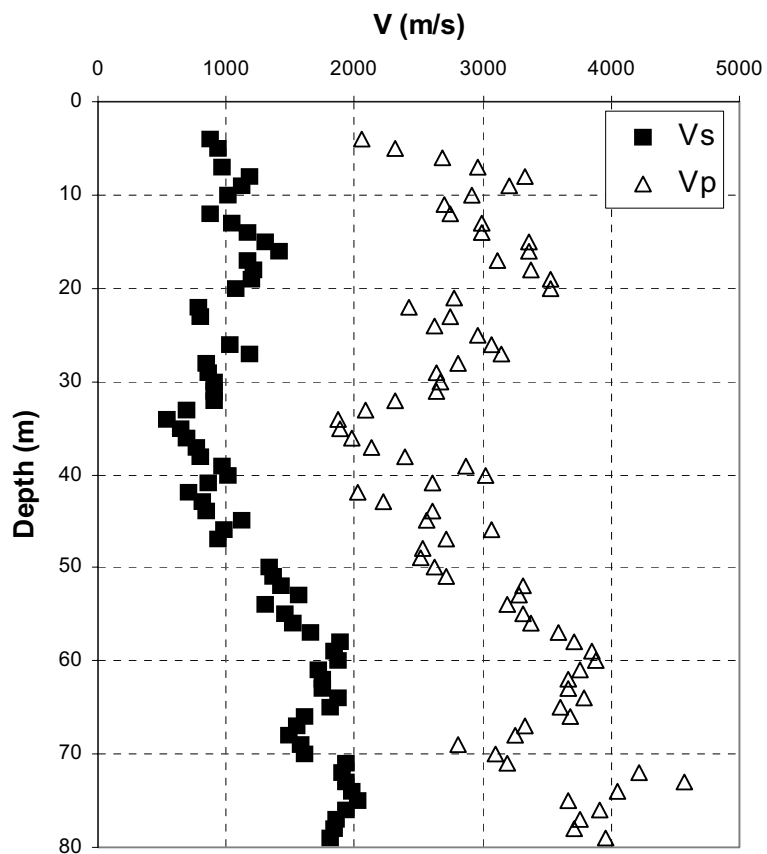


Figura 7.36.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_s$ (m/s)
1350	A	

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

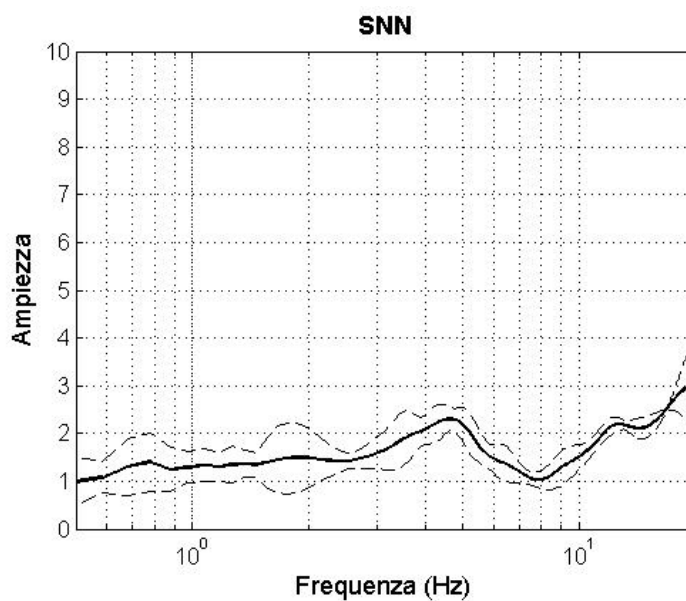


Figura 7.36.4: HVSr eseguito su dati strong-motion (3 registrazioni).  $f_0 = 4.6\text{Hz}$



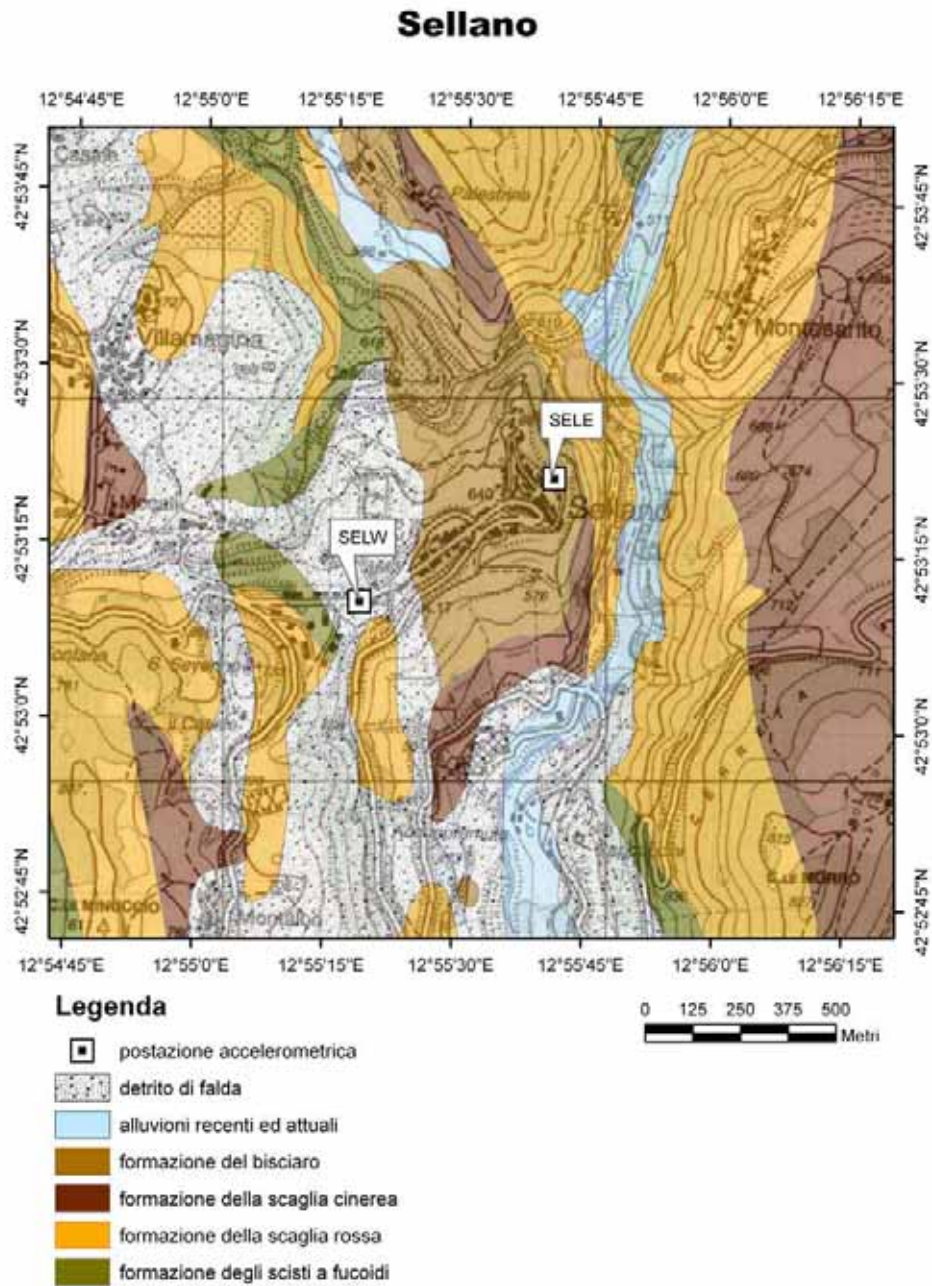


Figura 7.37.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

## Sellano est

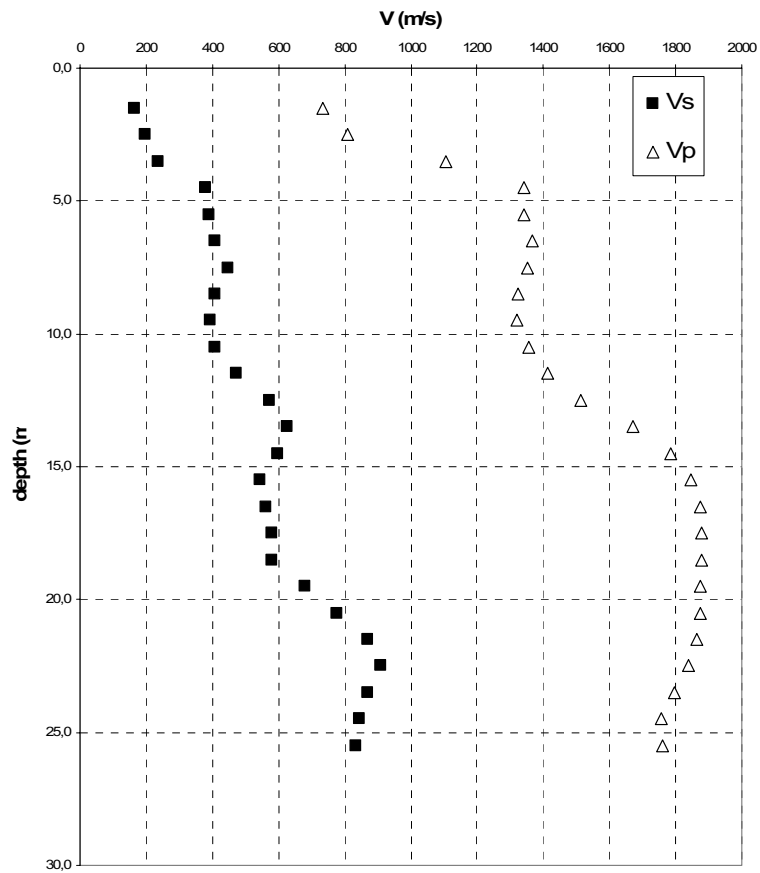
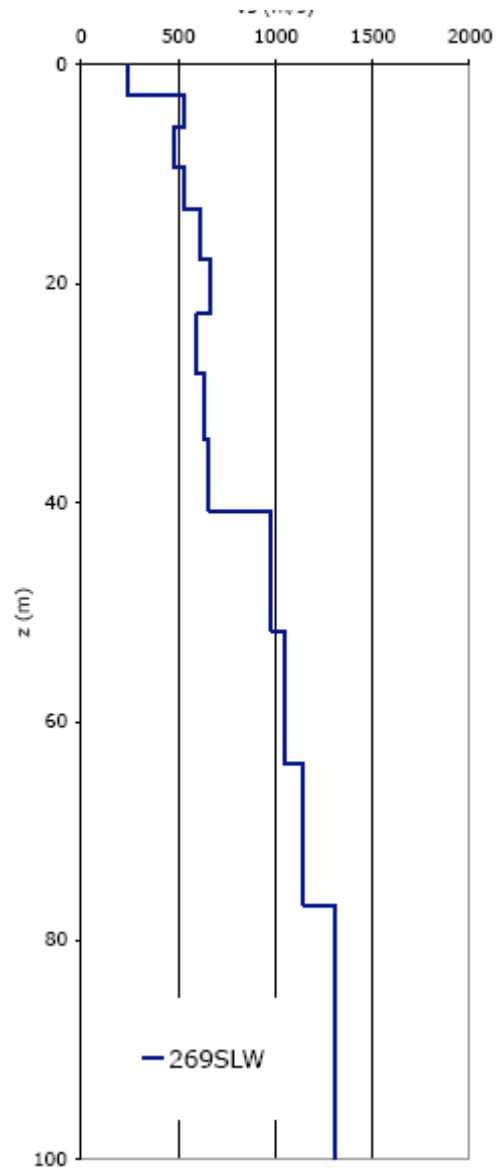


Figura 7.37.2: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (da Capillieri et al. 2005).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,20}$ (m/s)
500	B	400

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.



**Figura 7.37.3: Profilo di velocità delle onde di taglio ottenuto dalle SASW (Kayen et al., 2008).**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
3	19	300	25
37	20	550	25
0	21	1000	50

**Tabella 2: Modello 1D (ricavato dal profilo delle onde di taglio ricavato tramite le SASW).**

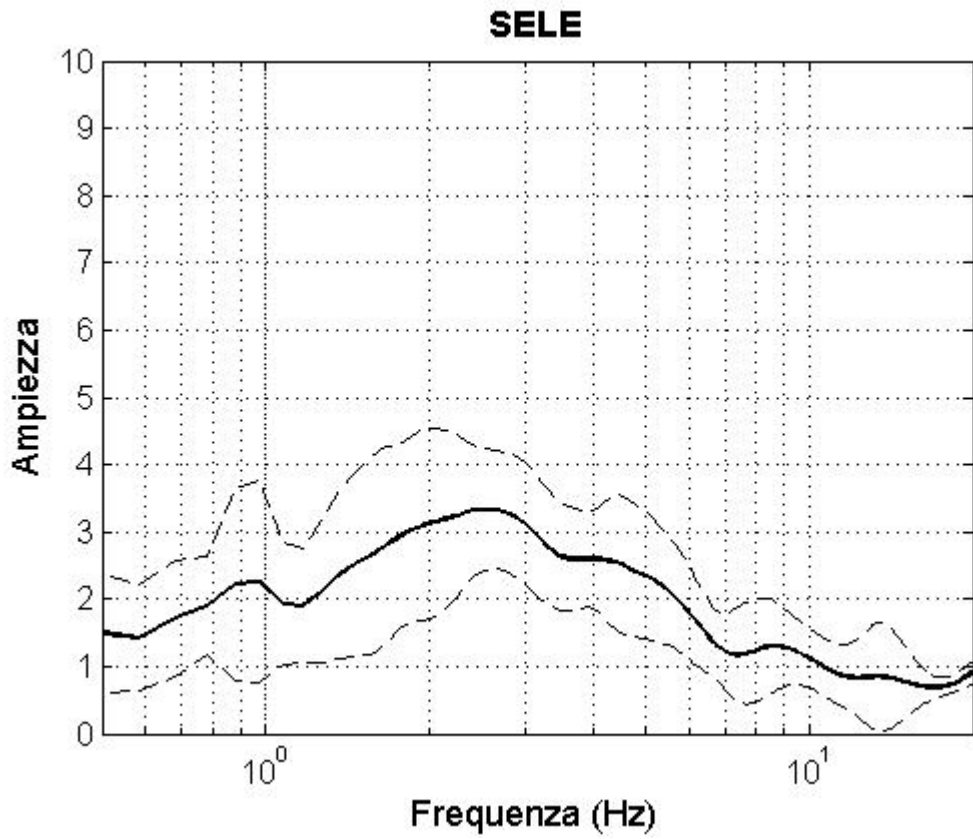


Figura 7.37.4: HVSR eseguito su dati di strong-motion (18 registrazioni).  $f_0 = 2.5$  Hz

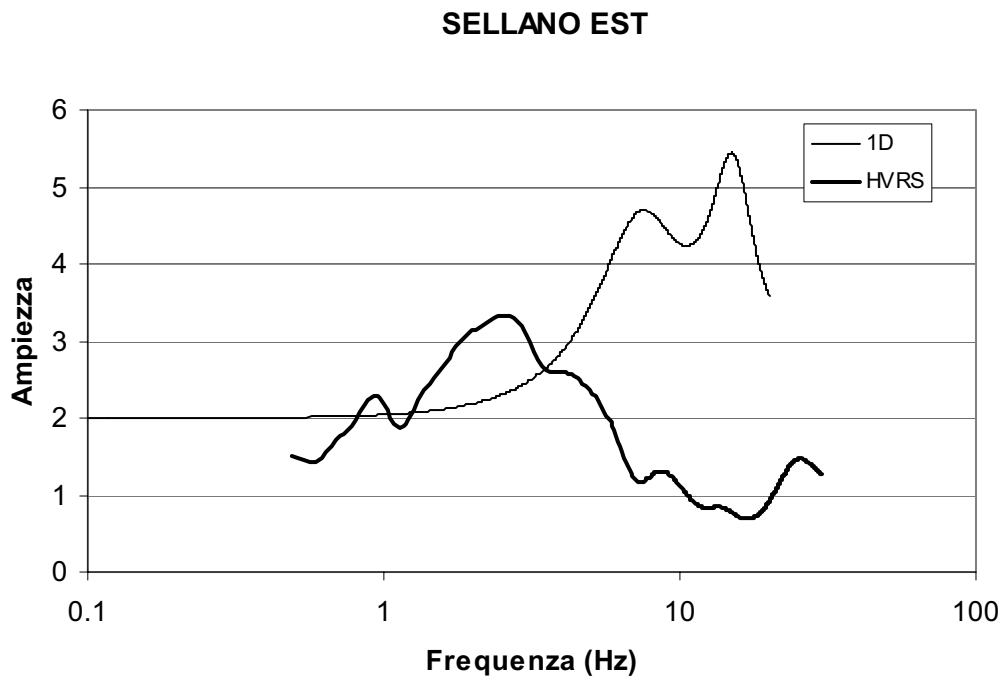


Figura 7.37.5: Confronto tra modello1D e HVSR.  $f_{01D} = 7.7$  Hz.

## Sellano ovest

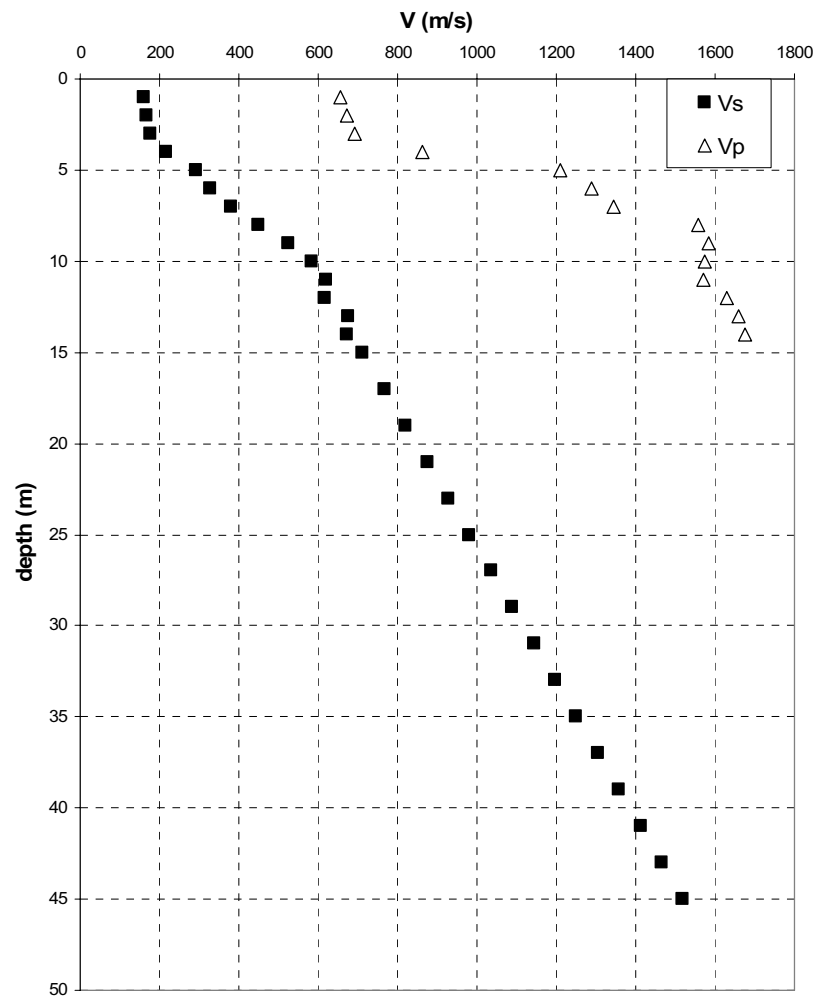


Figura 7.37.6: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (da Capilleri et al. 2005).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,17}$ (m/s)
540	B	360

Tabella 3: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
7	19	200	10
3	19.6	420	25
7	20	650	25
0	20	850	100

Tabella 4: Modello 1D.

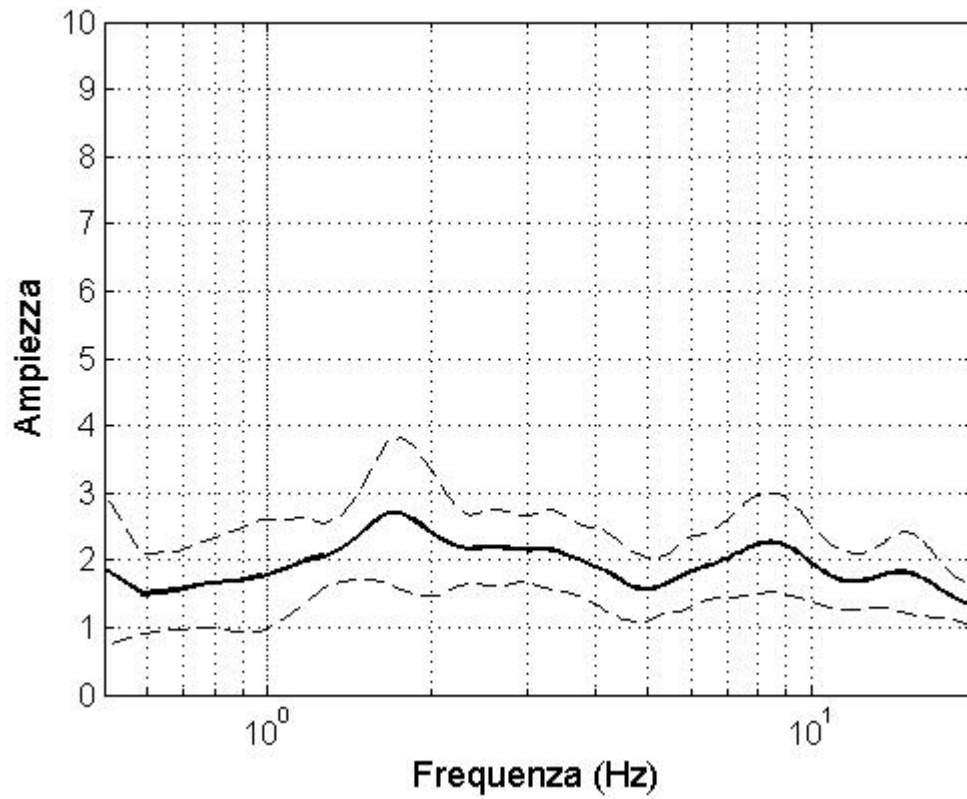


Figura 7.37.7: HVSR eseguito su dati di strong-motion (35 registrazioni).  $f_0 = 1.7$  Hz

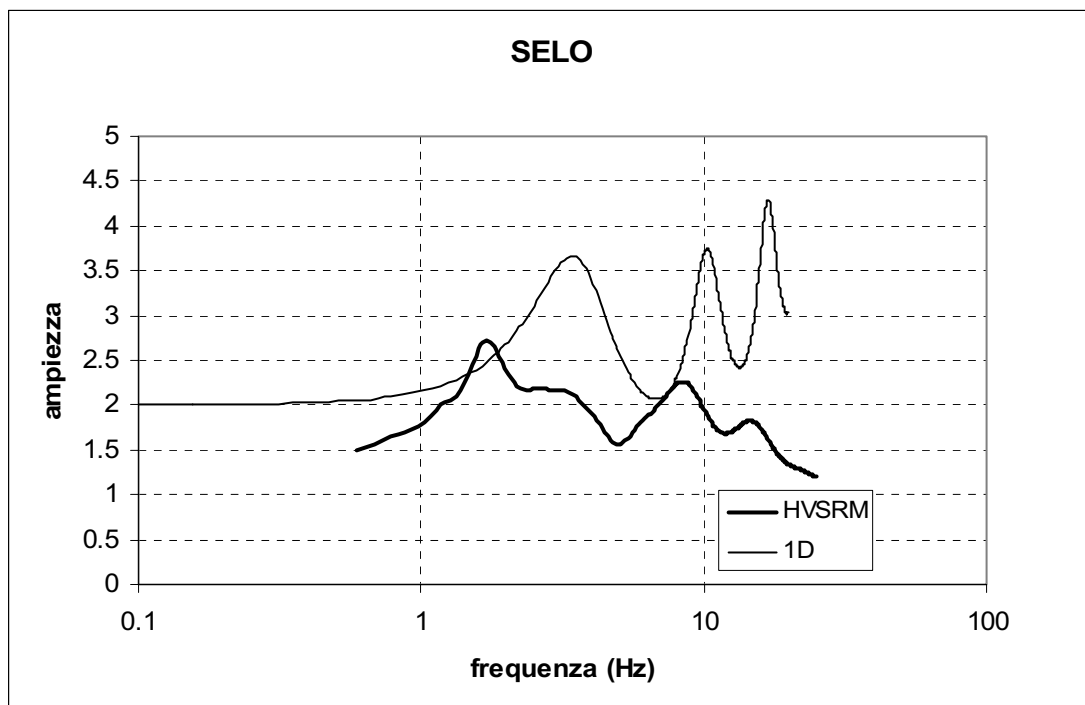


Figura 7.37.8 : Confronto tra modello 1D e HVSR.  $f_{01D} = 6.5$  Hz.

## Sturno

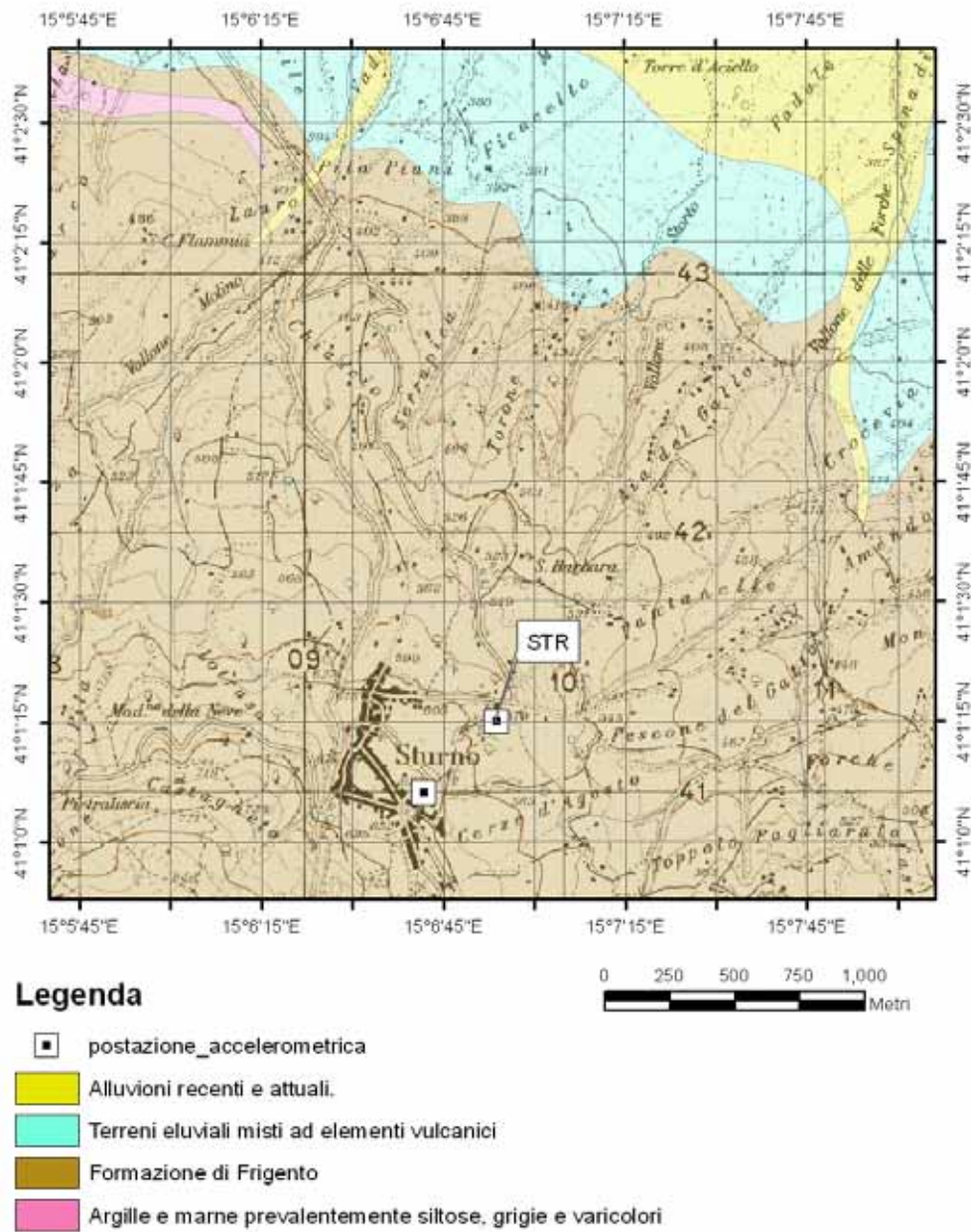


Figura 7.38.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

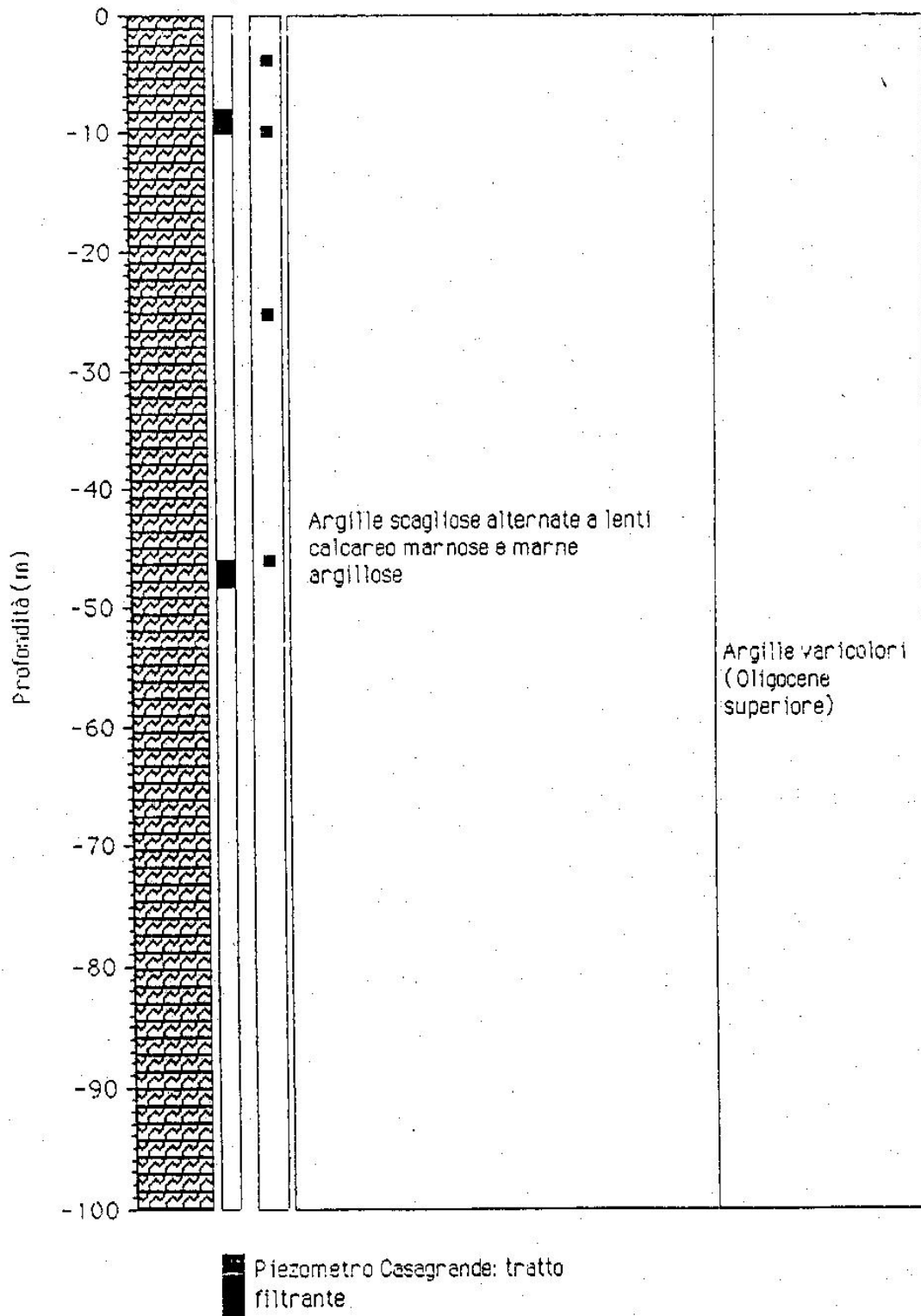


Figura 7.38.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).



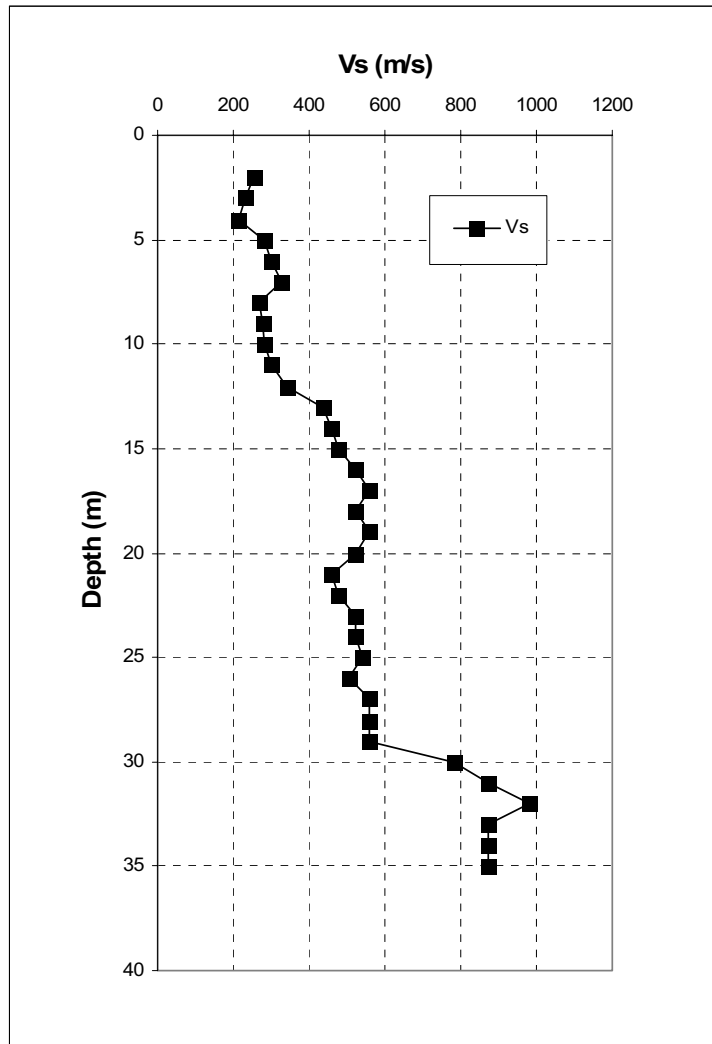


Figura 7.38.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (progetto DPC-INGV S6)

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,30}$ (m/s)
380	B/C	380

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
12	19.6	280	10
17	19.6	500	25
0	20.0	880	100

Tabella 2: Modello 1D.

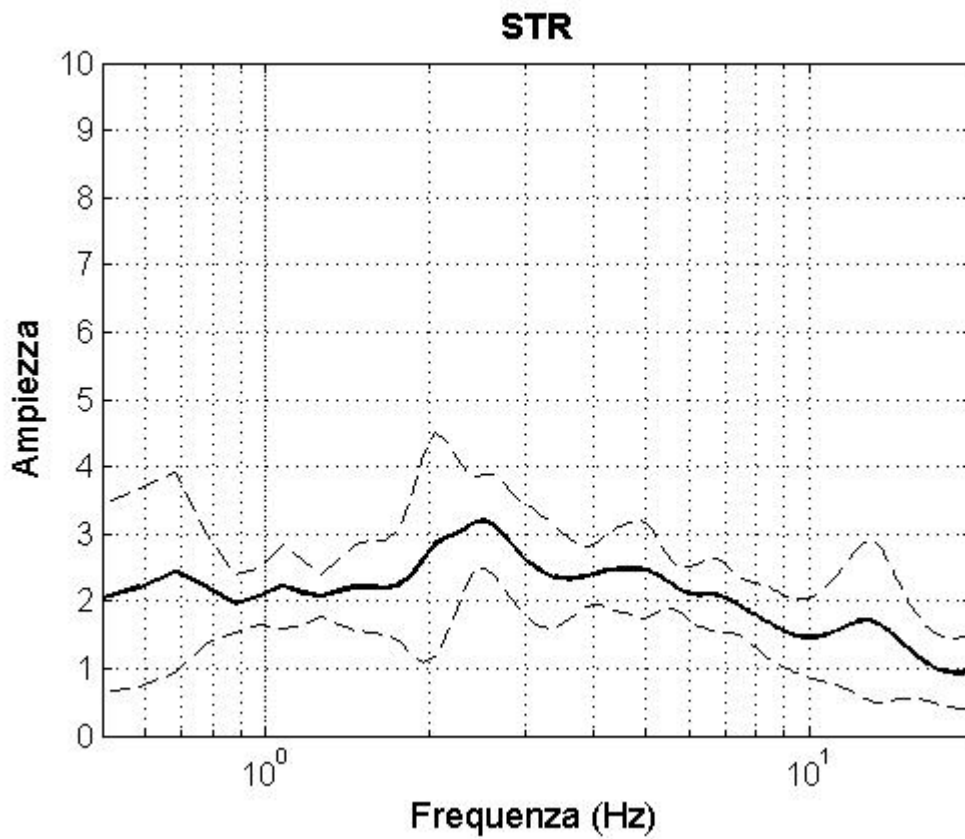


Figura 7.38.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion ( 6 registrazioni).  $f_0=2.5$  Hz.

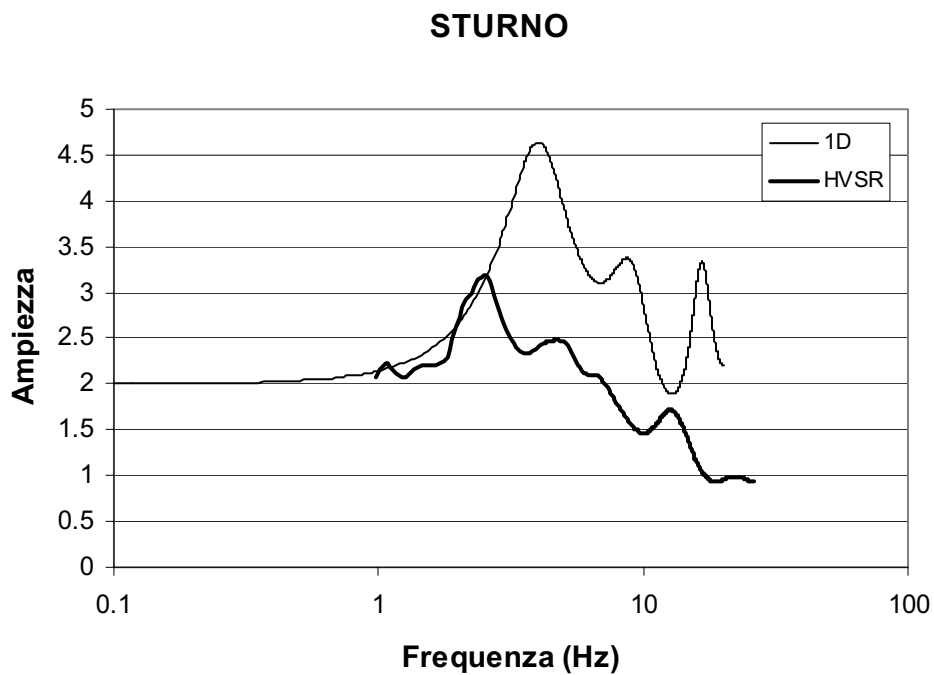


Figura 7.38.5: Confronto tra modello1D e HVSr.  $f_{01D} = 4.0$  Hz.

## Tarcento

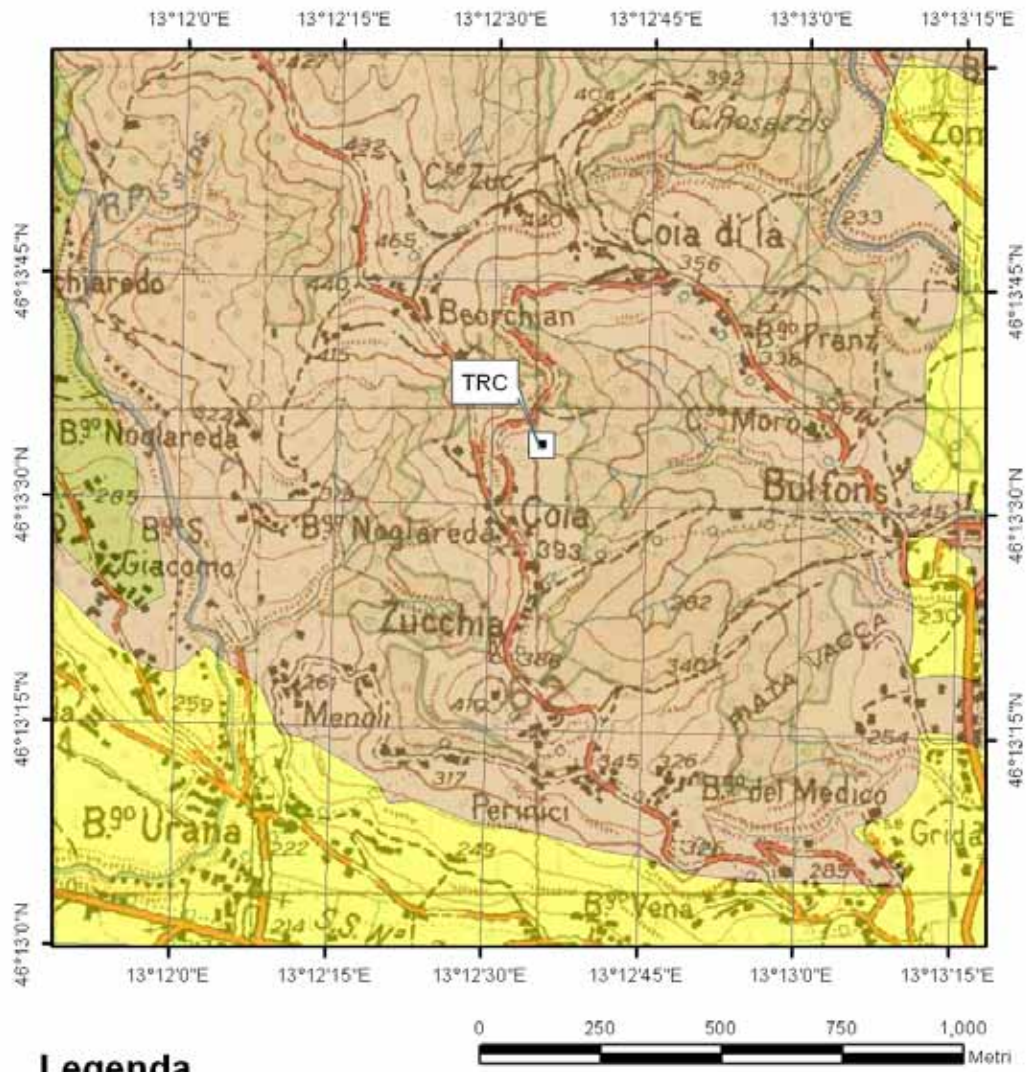


Figura 7.39.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

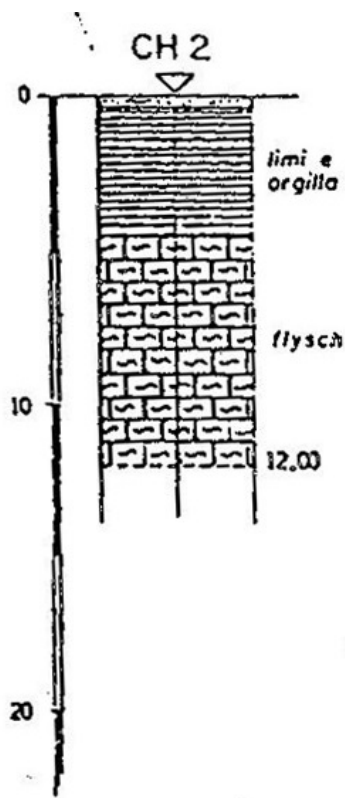


Figura 7.39.2: Profilo stratigrafico (Faccioli, 1986).

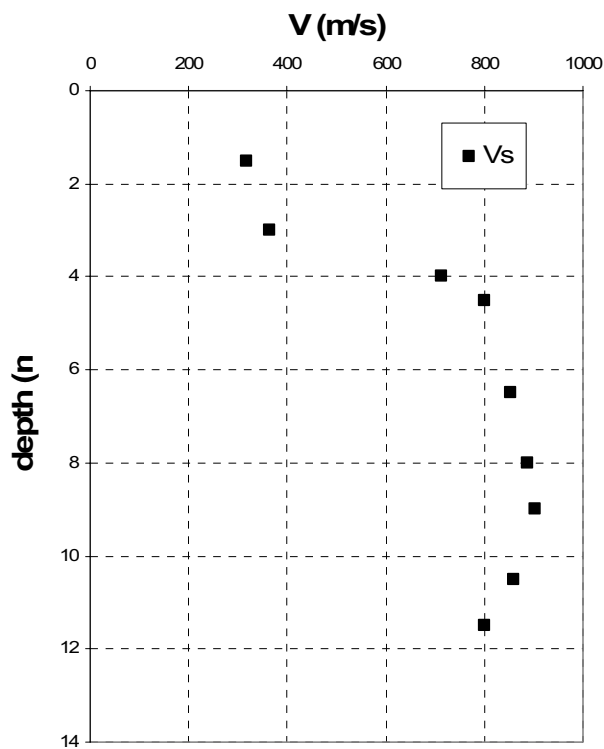


Figura 7.39.3: Profilo di velocità delle onde di taglio (Faccioli, 1986).

Va evidenziato che la prova cross-hole è stata eseguita a circa 40 m dalla postazione accelerometrica. Lo spessore dei depositi limoso-sabbiosi è sicuramente più rilevante (ENEA-ENEL, 1985). Per cui il modello 1D prevede uno spessore delle coperture di circa 8m.

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,30}$ (m/s)
-	E	465

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
8	19.6	300	10.5
0	20.6	850	50.0

Tabella 2: Modello 1D.

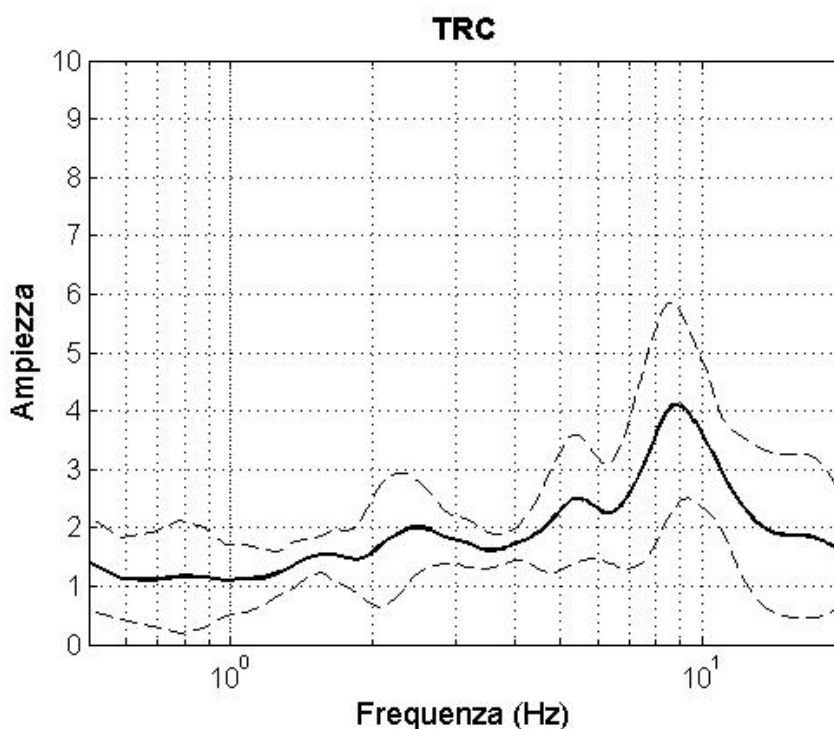


Figura 7.39.4: HVSR eseguito su dati di strong-motion (5 registrazioni).  $f_0 = 8.7$  Hz.

## TARCENTO

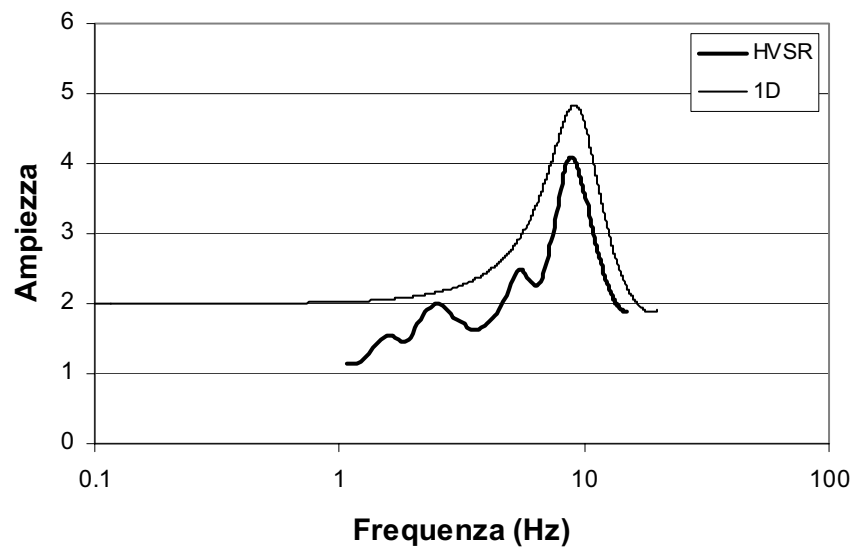


Figura 7.39.5: Confronto tra modello1D e HCSR.  $f_{0,1D} = 9.6$  Hz.

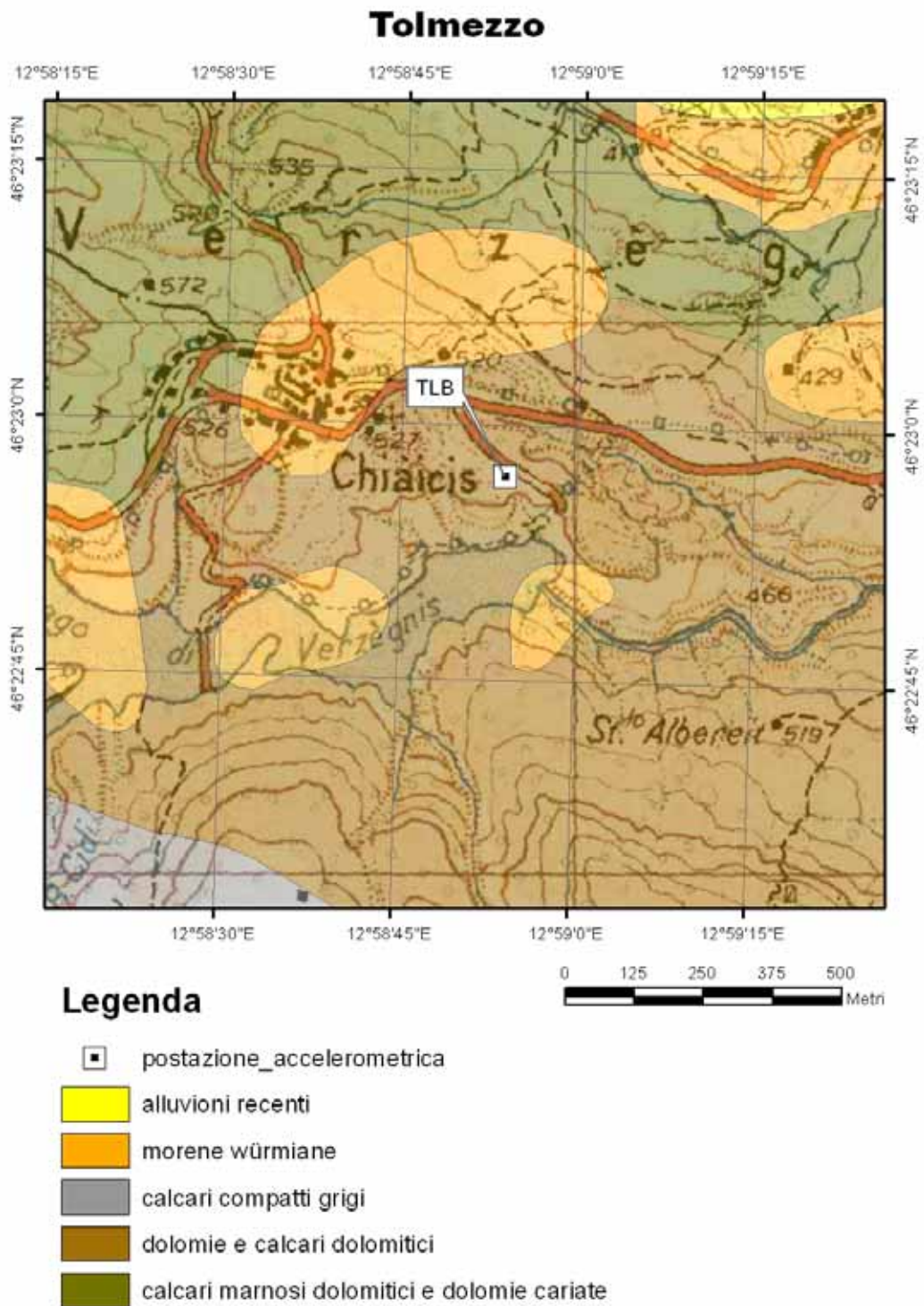


Figura 7.40.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

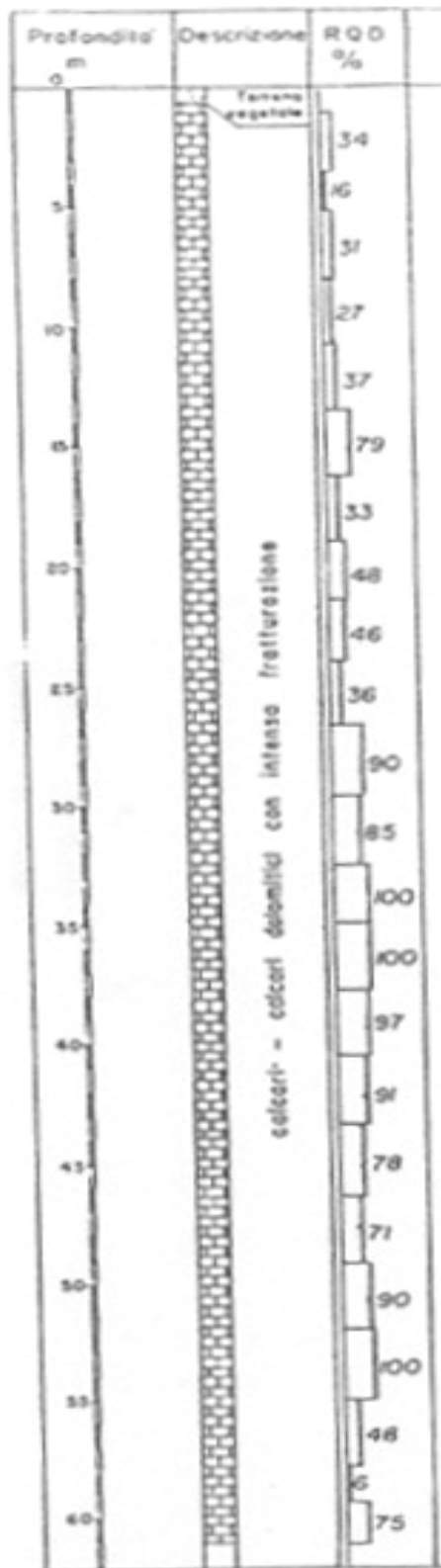
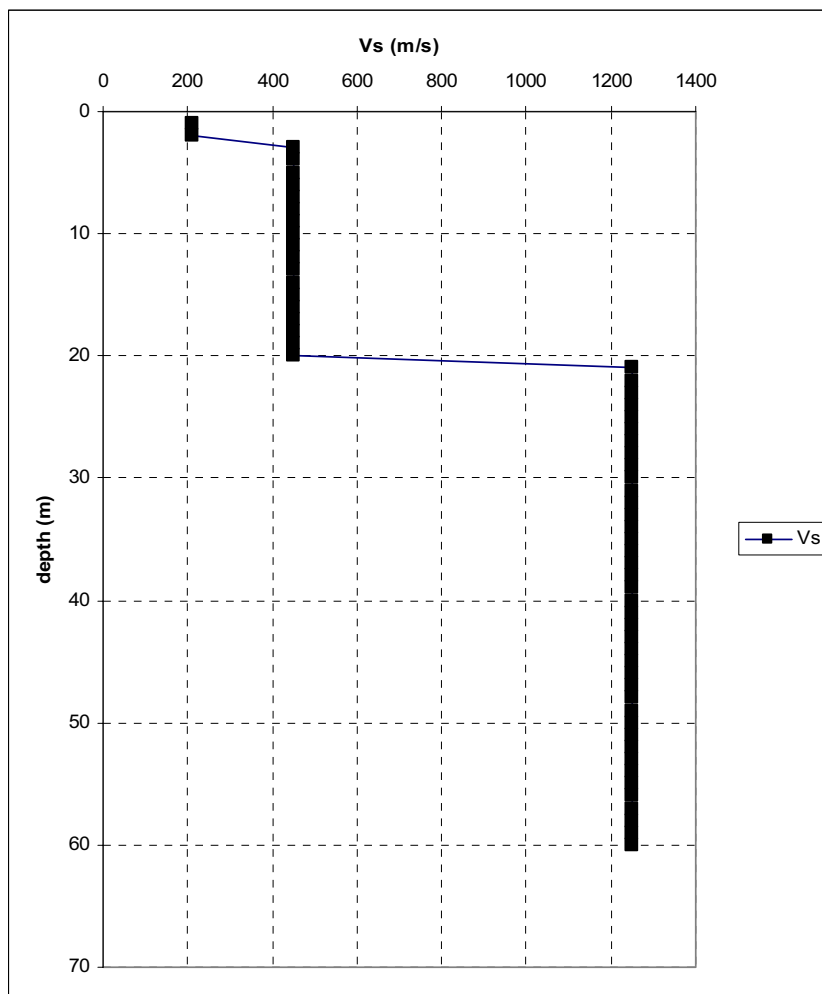


Figura 7.40.2: Profilo stratigrafico (da ENEL).





**Figura 7.40.3: Profilo di Vs (ENEL).**

<b>Vs,30 (m/s)</b>	<b>Classe EC8</b>	<b>Vs,20 (m/s)</b>
504	B	380

**Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.**

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
20	19.6	450	50
0	21	1250	100

**Tabella 2: Modello 1D.**

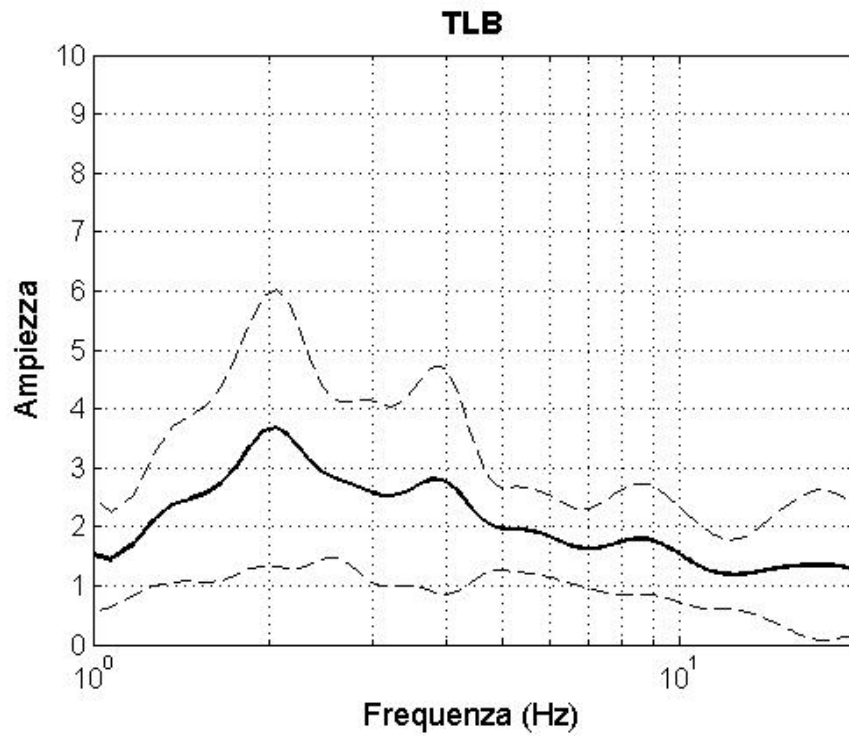


Figura 7.40.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion (6 registrazioni).  $F_0 = 2$  Hz.

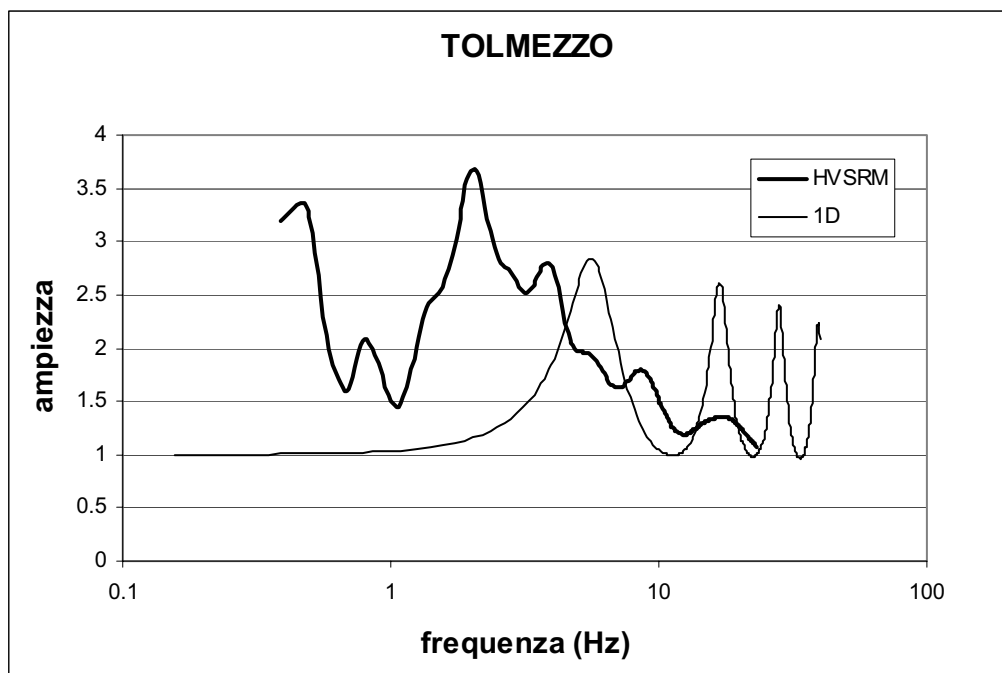
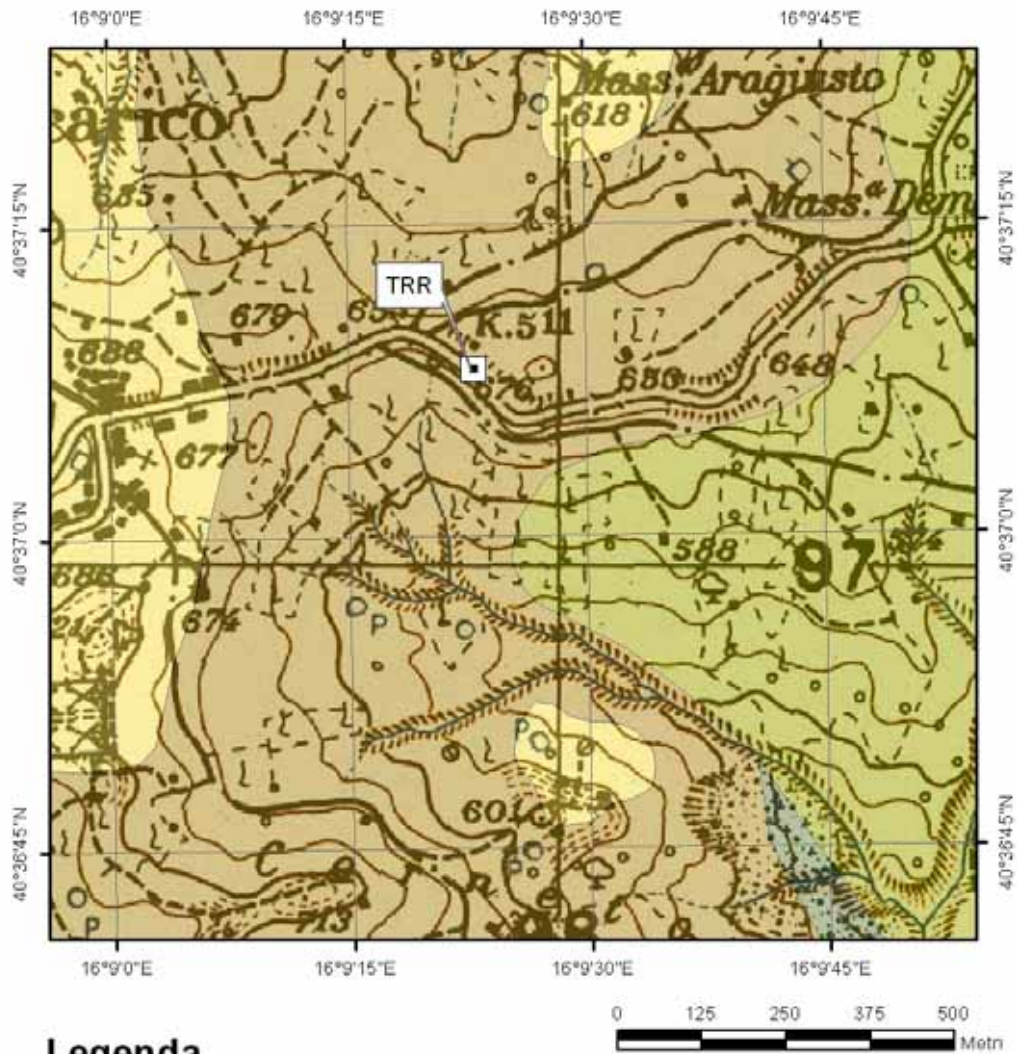


Figura 7.40.5: Confronto tra modello 1-D e HVSr,  $f_0$  (1D): 5.9 Hz.

## Tricarico



### Legenda

- postazione\_accelerometrica
- sabbioni di garaguso
- formazione di serra palazzo
- arenarie di stigliano
- argille varicolori con brecciole a foraminiferi

Figura 7.41.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Tricarico (Postazione 4) - Stratigrafia sintetica (SG 4/1)

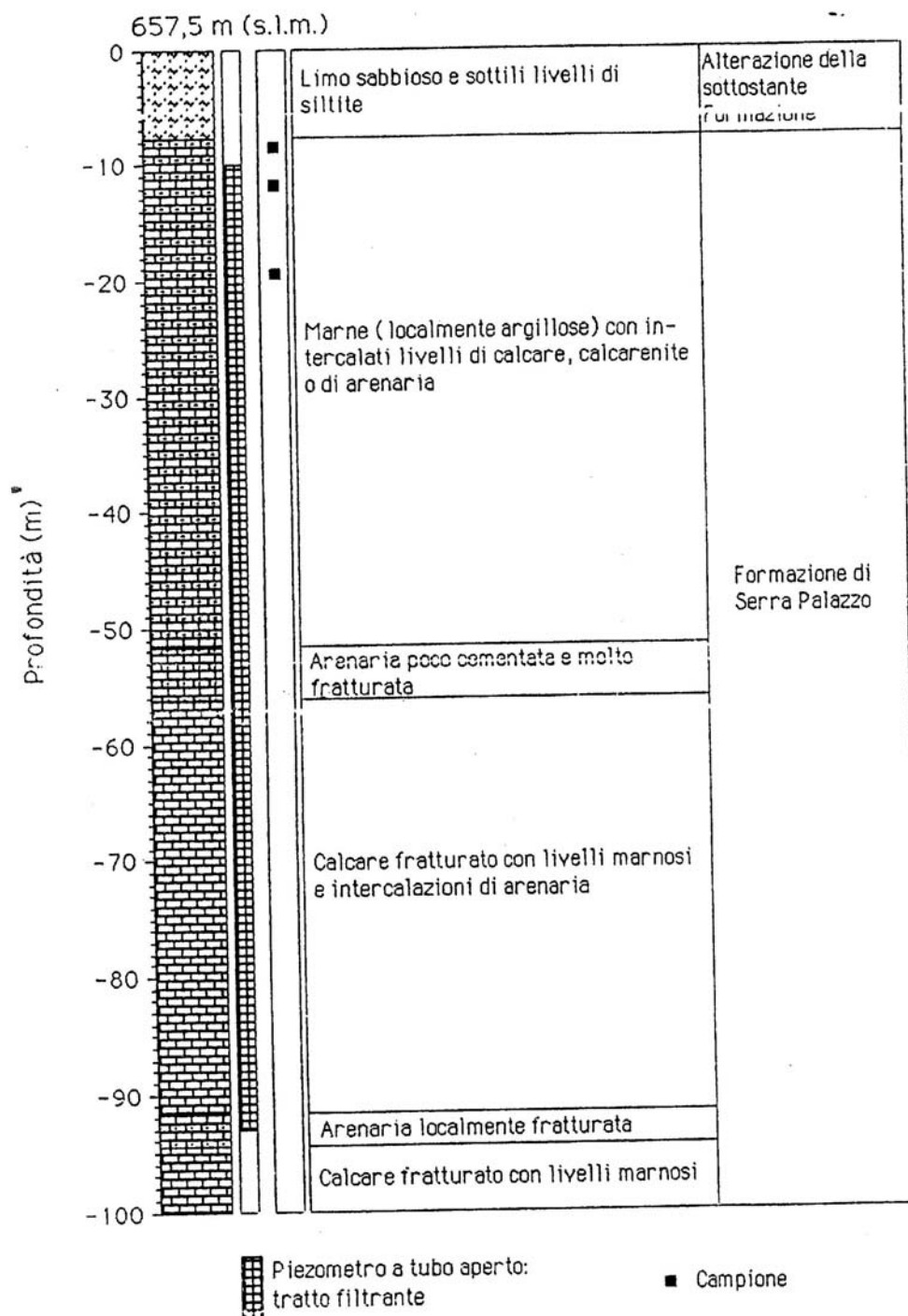


Figura 7.41.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

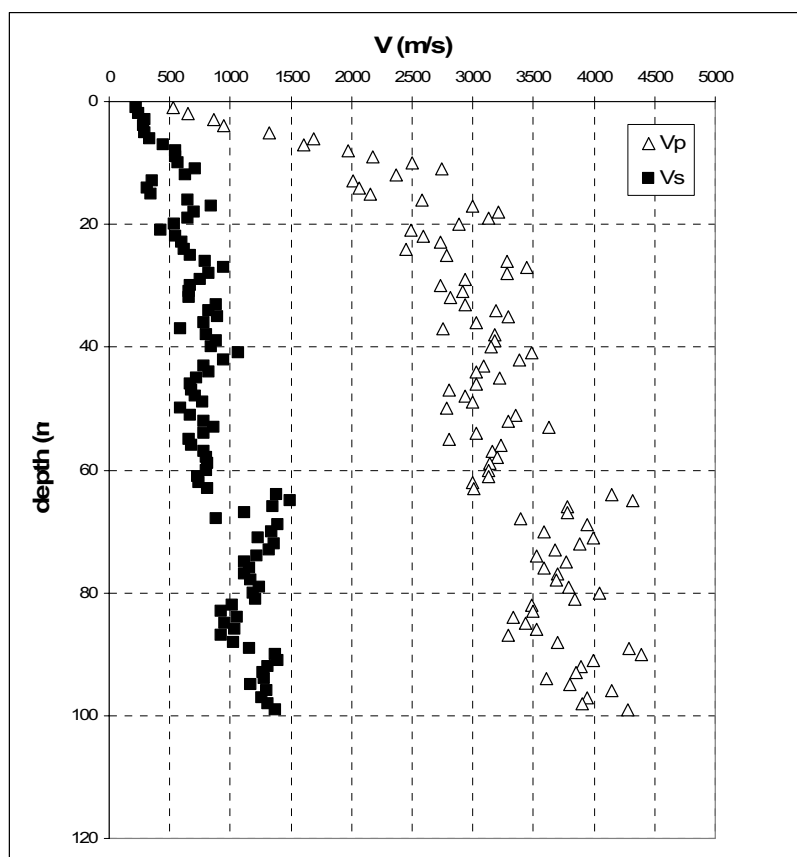


Figura 7.41.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,60}$ (m/s)
490	B	600

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
7	20	255	10.0
5	20	475	10.0
4	20	290	10.0
8	20	500	25
38	21	750	50
0	21	1200	100

Tabella 2: Modello 1D.

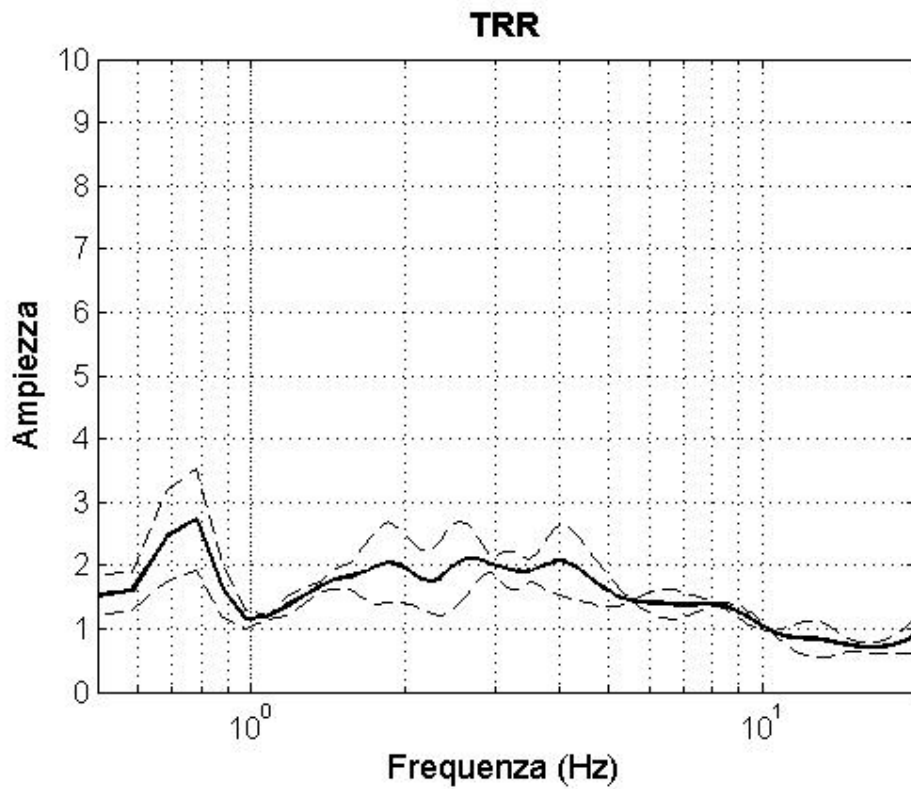


Figura 7.41.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion (3 registrazioni). Non è possibile identificare una frequenza fondamentale.

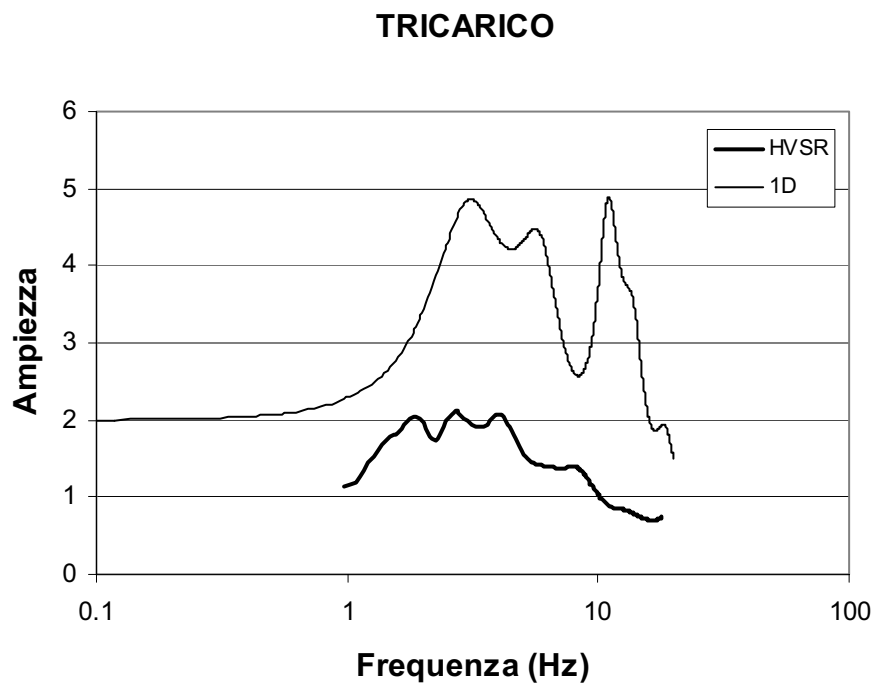


Figura 7.41.206: Confronto tra modello 1D e HVSr.  $f_{0,1D} = 3$  Hz.

## Valle Aterno

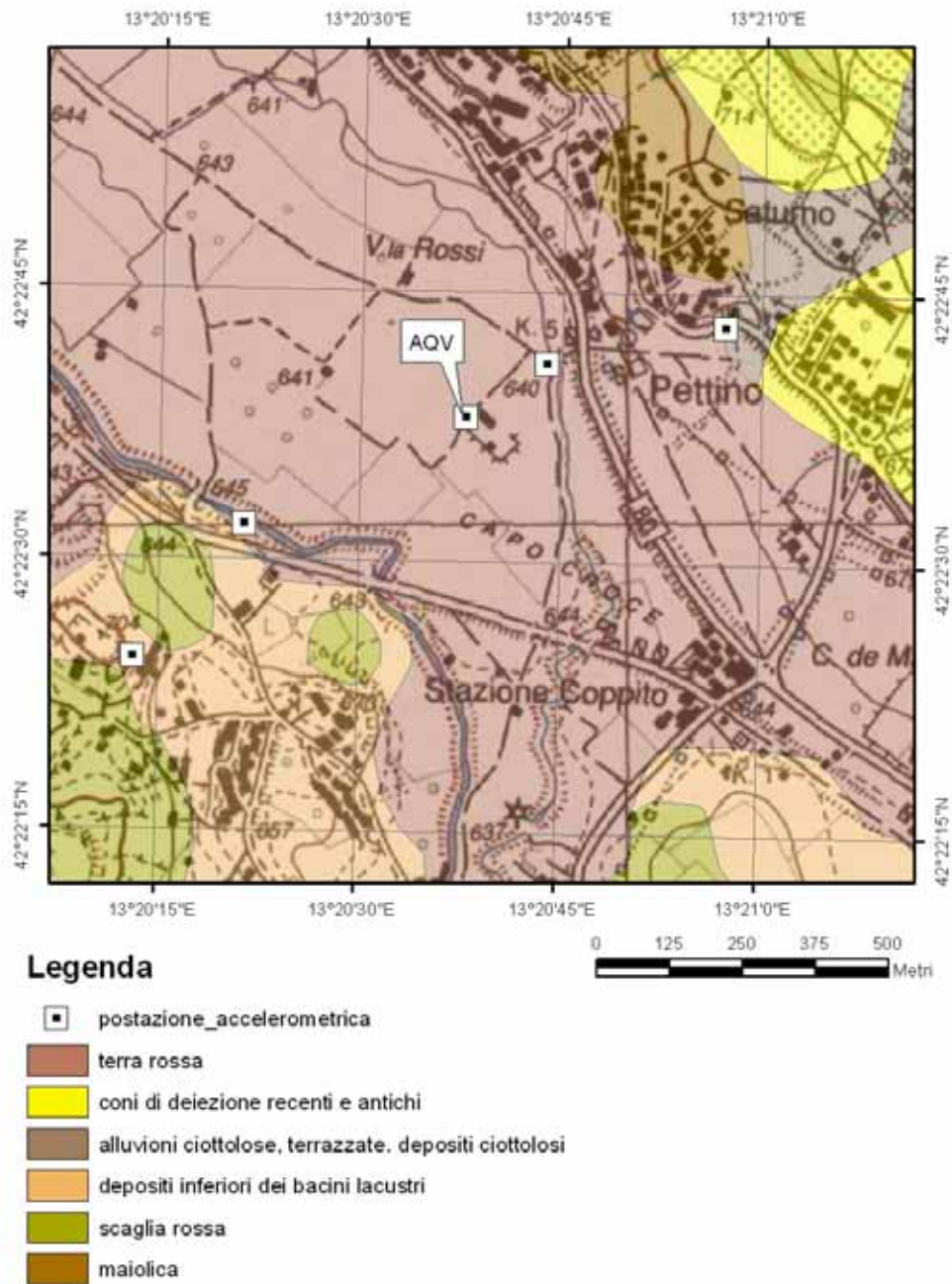


Figura 7.42.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

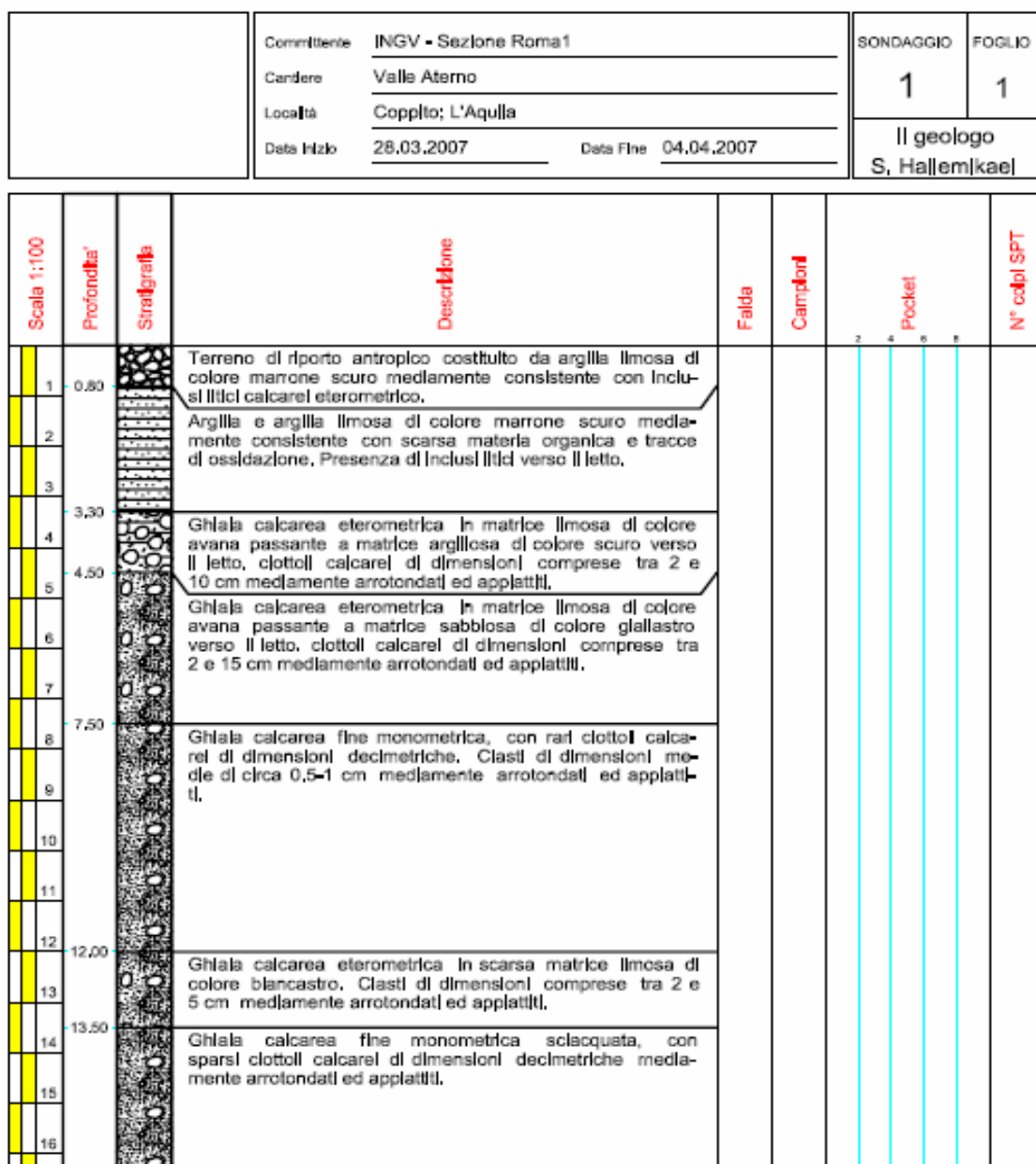


Figura 7.42.2: Profilo stratigrafico 0 – 16m (progetto INGV-DPC S6).



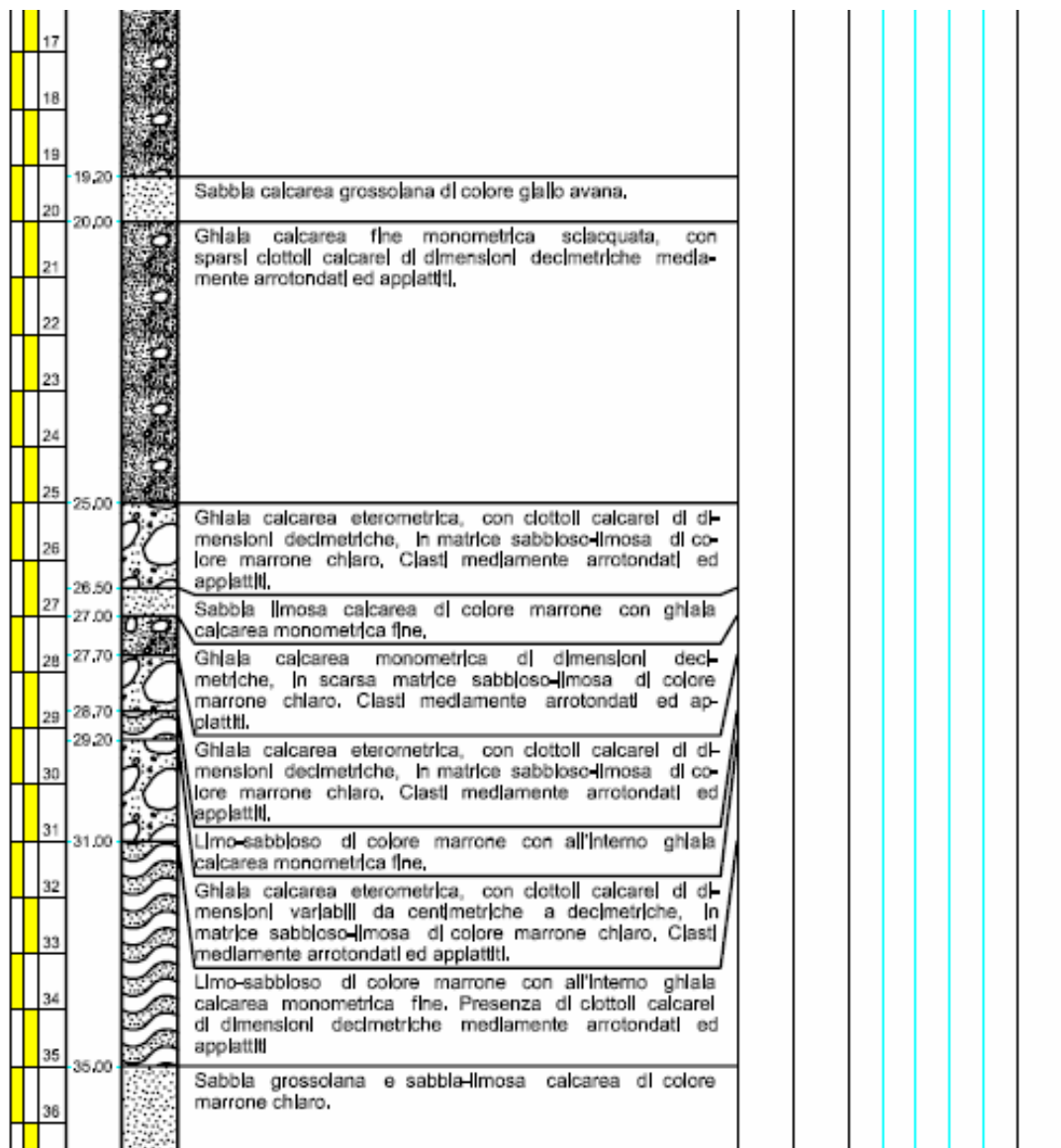


Figura 7.42.3: Profilo stratigrafico 16 – 36m (progetto INGV-DPC S6).

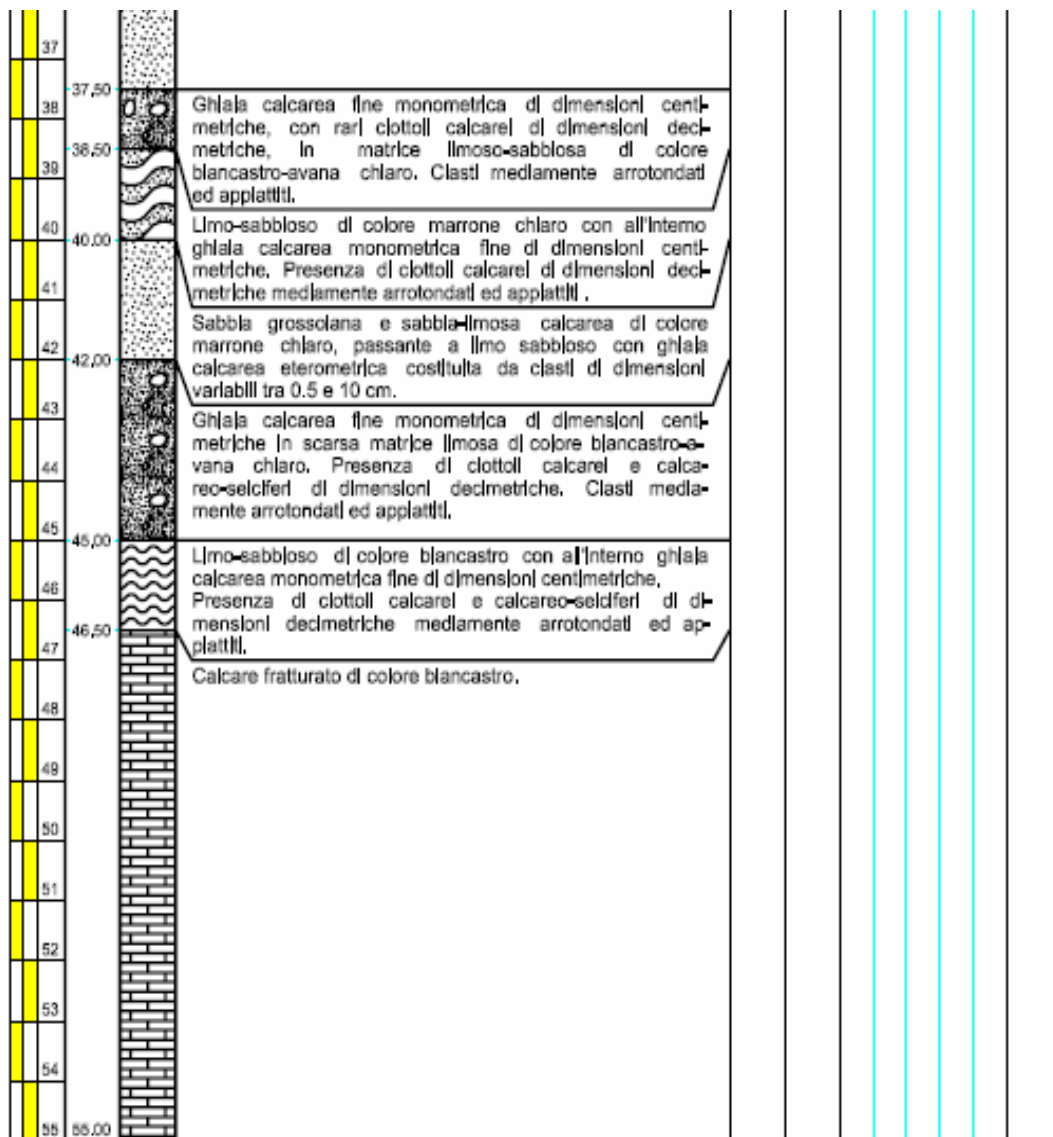


Figura 7.42.4: Profilo stratigrafico 36 – 55m (progetto INGV-DPC S6).

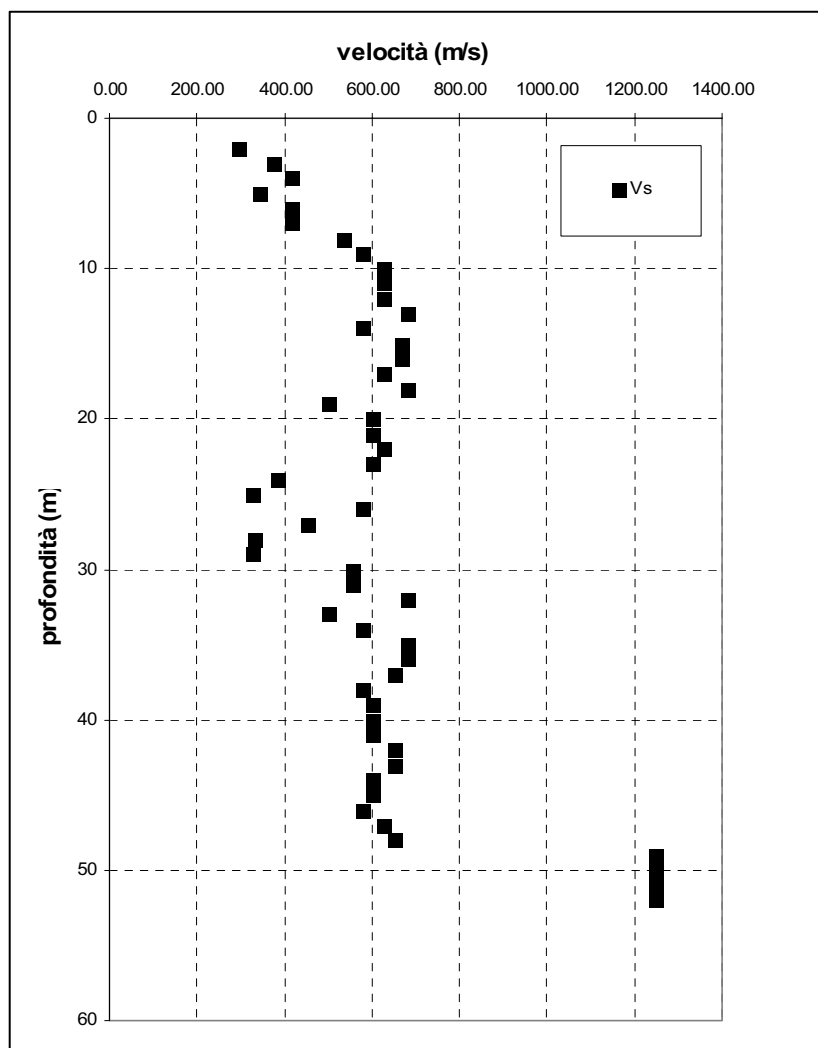


Figura 7.42.5: Profilo di velocità delle onde di taglio (progetto DPC-INGV S6).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,48}$ (m/s)
500	B	560

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
7	18	376.67	10.0
16	19	613.22	10.0
6	18	400.27	10.0
19	20	611.63	25.0
0	21	1250	100.0

Tabella 2: Modello 1-D.

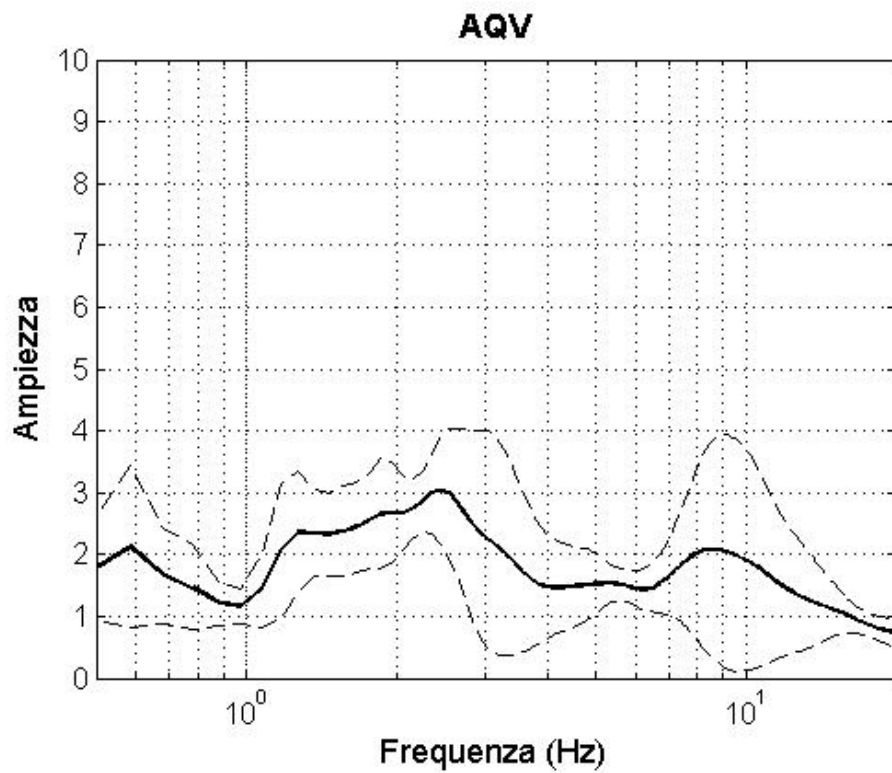


Figura 7.42.6: HVSr eseguito su dati di strong-motion (16 registrazioni).  $f_{0} = 2.4$  Hz.

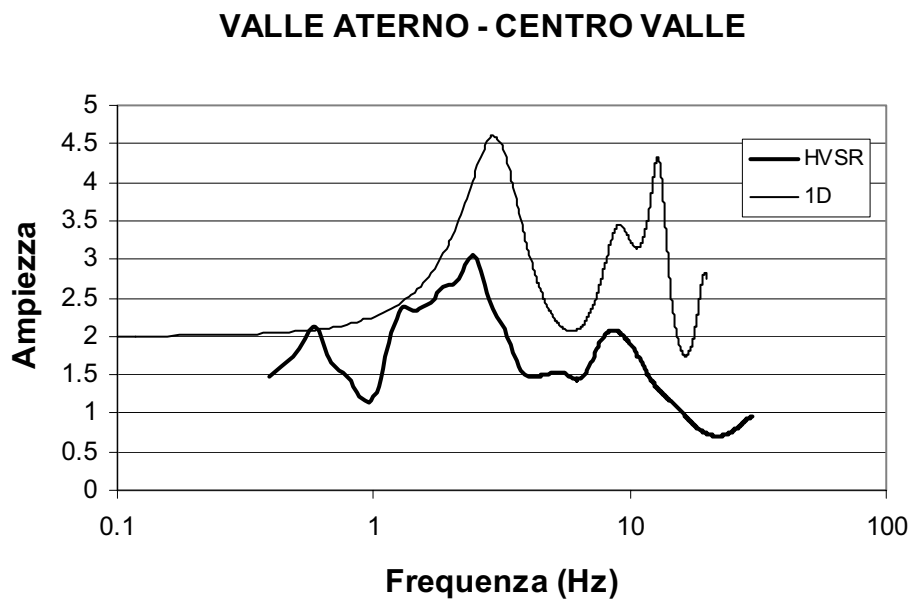


Figura 7.42.7: Confronto tra modello1D e HVSr.  $f_{01D} = 2.9$  Hz.

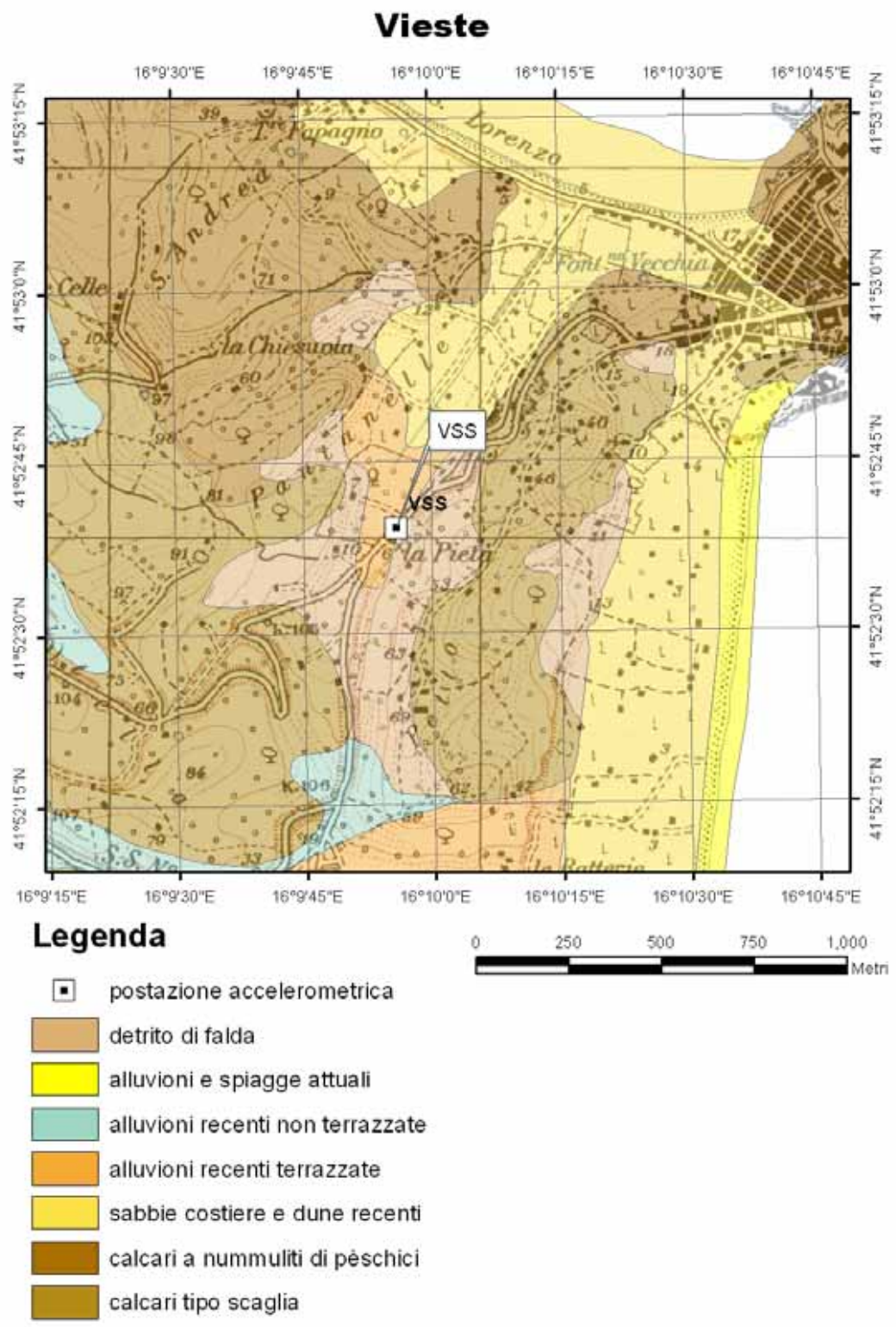


Figura 7.43.1: Carta geologica alla scala 1:100.000 su base topografica IGM alla scala 1:25.000.

Vieste (Postazione 5) - Stratigrafia sintetica (SG 5/1)

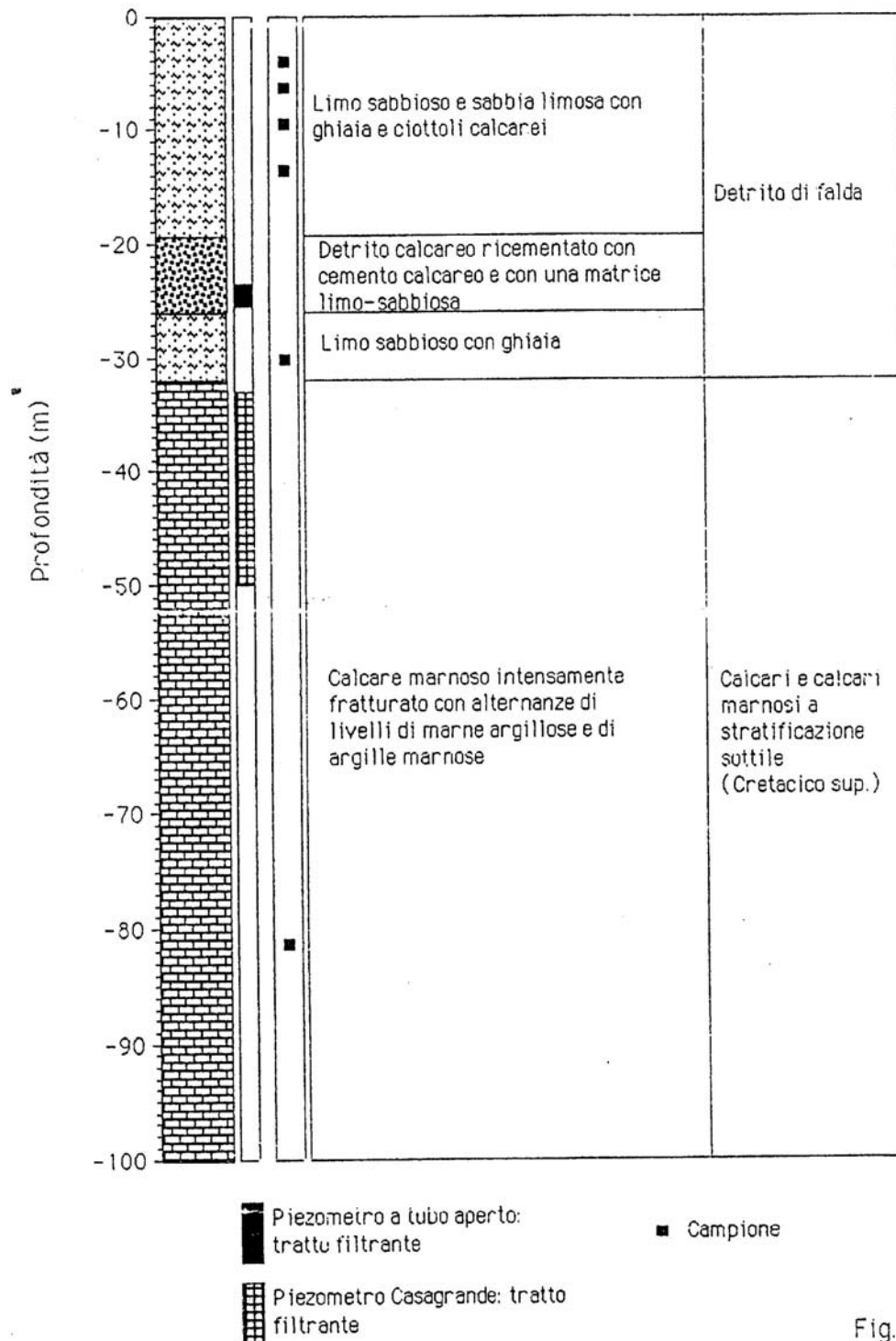


Fig. 5.2

Figura 7.43.2: Profilo stratigrafico (da ISMES).

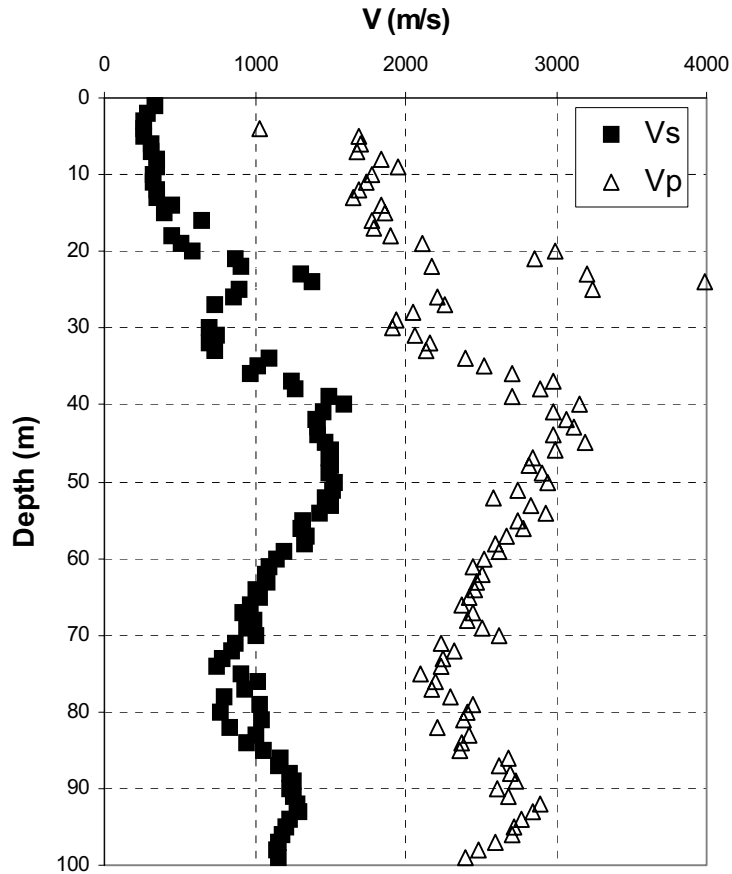


Figura 7.43.3: Profilo di velocità delle onde di compressione e di taglio (ISMES).

$V_{s,30}$ (m/s)	Classe EC8	$V_{s,20}$ (m/s)
510	B	400

Tabella 1: Parametri riassuntivi del sito.

Spessore (m)	Densità (KN/m <sup>3</sup> )	Velocità (m/s)	Q
20	19	350	10.0
7	19.5	770	12.0
6	20	500	25
0	21	1200	100

Tabella 2: Modello 1D.

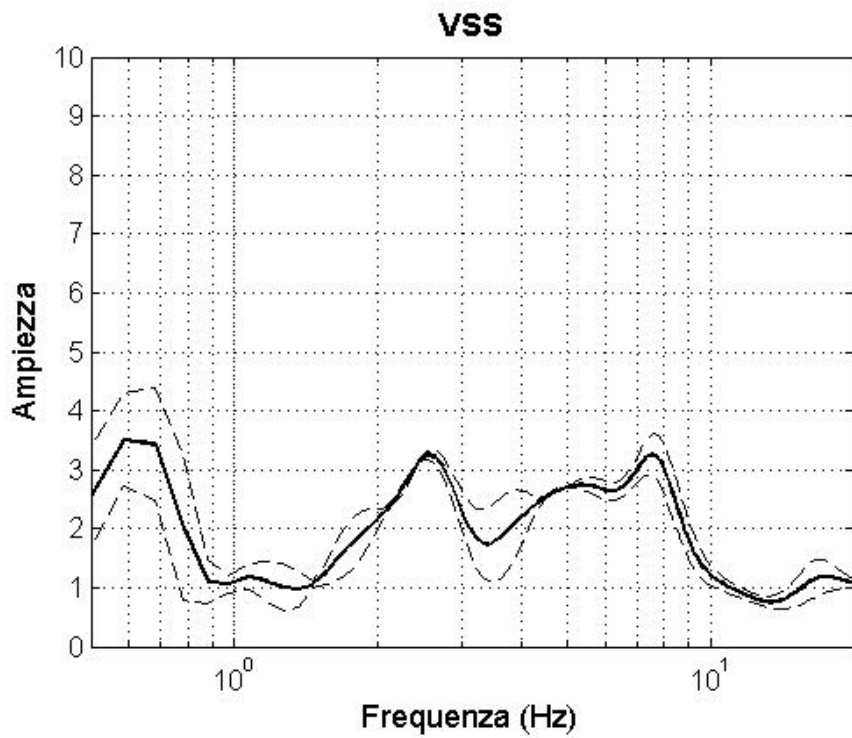


Figura 7.43.4: HVSr eseguito su dati di strong-motion (2 registrazioni).  $f_o = 2.5$  Hz.

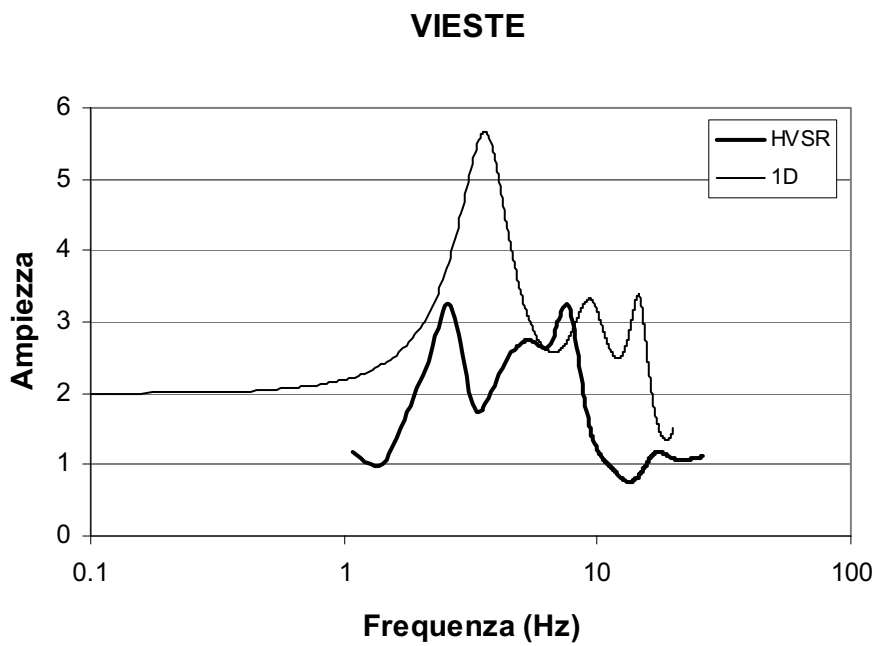


Figura 7.43.5: Confronto tra modello 1D e HVSr.  $f_{o1D} = 3.5$  Hz.



## BIBLIOGRAFIA

Alessandrini B., R. Bianconi, G. Capone, G. De Luca, R. de Nardis, L. Filippi, V. Gorelli, A. Gorini, S. Marcucci, P. Marsan, G. Milana, F. Palma e M. Pascolini, 2004. 'La rete accelerometrica nazionale (RAN): nuovi sviluppi'. Servizio Sismico Nazionale – SSN, Roma. GNGTS – Atti del 18° Convegno Nazionale / 02.04

Aki K. (1988) 'Local site effects on strong ground motion' Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: recent advances in Ground motion evaluation, J. L. Von Thun (Ed.), Park City, Utah, ASCE, Geotechnical Special Publication, n. 20

Aki, K. and K. Irikura, 1991. Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA, **1**, 61–110.

Aki K., Larner K. L. (1970) 'Surface motion of a layered medium having an irregular interface due to incident plane SH waves' *Jour. Geoph. Research*, vol. 70.

Akkar, S., and J. J. Bommer (2007), Empirical Prediction Equations for Peak Ground Velocity Derived from Strong-Motion Records from Europe and the Middle East'. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 97, No. 2, pp. 511–530.

Ambraseys N. N., Simpson K. A., Bommer J. J. (1996), Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, 25, 1043-1049.

Anderson J. G., Y. Lee, Y. Zeng and S. Day (1996). Control of Strong Motion by the Upper 30 Meters, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 86, 1749-1759.

Astroza, M. and J. Monge, 1991. Regional seismic zonation in Central Chile, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA., **3**, 487–494.

Bard Pierre-Yves, 1997 'Local effects on strong ground motion: physical basis and estimation methods in view of microzoning studies'

Bard P.-Y., Gariel J. C. (1986). *The seismic response of two-dimensional deposits with large vertical velocity gradient*. *Bull. Seism. Soc. of America*, Vol.76.

Bard, P.-Y. and J.-P. Mèneroud, 1987. Modification du signal sismique par la topographie. Cas de la vallée de la Roya (Alpes-Maritimes). *Bull. liaison Laboratoires des Ponts-et-Chaussées*, Numéro spécial "Risques Naturels" **150-151**, 140–151 (*in French*).

Bard, P.-Y., 1992. Discussion session: lessons, issues, needs and prospects, Special Theme session 5: Turkey Flat and Ashigara Valley experiments, *Tenth World Conference of Earthquake Engineering, Madrid, July 19-24, 1992*, **11**, 6985–6988.

Bergomi C., V. Catenacci, G. Cestari, M. Manfredini, V. Manganelli, 1969. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, foglio 171.

Boatwright, J., L.C. Seekins, T.E. Fumal, H-P Liu and C.S. Mueller, 1991b. Ground motion amplification in the Marina district, *Bull. seism. Soc. Am.*, **81**, 1980-1997.

Bongiovanni G., Gorelli V., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Zambonelli E.; 1995a: Effetti di amplificazione sismica locale nella valle dell'Aterno. Un confronto fra dati sismici e dati di microrumore. Atti 14° Convegno G.N.G.T.S., vol. II, pp. 873-880.

Bongiovanni G., Marsan P.; 1995b: Facing the geological and geotechnical complexity installing a strong motion array. In Duma (ed). 10<sup>th</sup> European Conference on Earthquake Engineering, Balkema, Rotterdam, pp. 209-213.

Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1993). Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: an interim report, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 93-509, 72 pp.

Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1994). Estimation of response spectra and peak accelerations from western North American earthquakes: an interim report, Part 2, U.S. Geol. Surv. Open-File Rept. 94-127, 40 pp.

Boore, D. M., and W. B. Joyner (1997). Site amplifications for generic rock sites, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 327–341.

Boore, D. M., W. B. Joyner, and T. E. Fumal (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: a summary of recent work, *Seism. Res. Lett.* 68, 128–153.

Borcherdt, R.D. and J.F. Gibbs, 1976. Effects of local geological conditions in the San Francisco bay region on ground motions and the intensities of the 1906 earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* 66, 467–500.

Borcherdt, R.D., C.M. Wentworth, A. Janssen, T. Fumal and J.F. Gibbs, 1991. Methodology for predictive GIS mapping of special study zones for strong ground shaking in the San Francisco bay region, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation*, August 25-29, Stanford, California, E.E.R.I. (editor), Oakland CA, III, 545–552.

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

Capilleri P., Lanzo G., Maugeri M. and Pagliaroli A. (2005). *Site effects evaluation in Sellano (Italy) by 1-D and 2-D numerical analyses*. Earthquake Resistant Engineering Structures V, C.A. BREBBIA, Wessex Institute of Technology, UK, D.E. BESKOS, University of Patras, Greece, G.D. MANOLIS, Aristotle University of Thessaloniki, Greece and C.C. SPYRAKOS, National Technical University of Athens, Greece, eds. 840 pp.

Chavez-Garcia F., Rodriguez M., Field E., Hatzfeld D. ( 1997) 'Topographic site effects. A comparison of two nonreference methods' *Bull. Seism. Soc. of America*, vol 87, n. 6

Cramer, C.H. and C.R. Real, 1991. A statistical analysis of submitted site-effects predictions for the weak motion blind prediction test conducted at the Turkey Flat, USA, site effects test area near Parkfield, California, *Proceedings of the Fourth International Conference on Seismic Zonation* E.E.R.I. (editor), Oakland CA, August 1991), II, 467–474.

Di Giacomo D., M. R. Gallipoli, M. Mucciarelli, S. Parolai, and S. M. Richwalski (2005). *Analysis and modeling of HVSR in the presence of a velocity inversion: the case of Venosa, Italy*, Bull. Seism. Soc. Am. 95, 2364-2372.

Di Giulio G., Cornou C., Ohrnberger M., Wathelet M., and Rovelli A. (2006). *Deriving Wavefield Characteristics and Shear-Velocity Profiles from Two- Dimensional Small-Aperture Arrays Analysis of Ambient Vibrations in a Small-Size Alluvial Basin, Colfiorito, Italy*, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 96, No. 5, pp. 1915–1933, doi: 10.1785/0120060119

Dobry, R., I. Oweis and A. Urzua, 1976. *Simplified procedures for estimating the fundamental period of a soil profile*, Bull. Seism. Soc. Am., **66**, 1293–1321.

ENEA-ENEL (1985). *Raccolta di informazioni sulle postazioni accelerometriche del Friuli*. Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari.

Ente Nazionale per l'Energia Elettrica (ENEL) (1981). *Indagini geofisiche in fori di sondaggio in località diga dell'ambiesta-Verzegnù (Udine)*. Pratica n° 1641, ISMES.

ENV 1998-1-1, EUROCODE 8, *Design Provisions for Earthquake Resistance of Structures. Seismic actions and general requirements of structures*. CEN/TC 250, Draft May 2002.

European Standard, 'Eurocode 8: *Design of structures for earthquake resistance (2001). Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*. European Committee for Standardization

Evernden, J.F. and J.M. Thomson, 1985. *Predicting seismic intensities*, U.S.G.S. Professional Paper 1360, 151–202.

Federal Emergency Management Agency (1997). 1997 NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new buildings, Washington D.C., developed by the Building Seismic Safety Council (BSSC) for the Federal Emergency Management Agency (FEMA).

Field, E.H. and K. Jacob, 1993a. *Monte Carlo simulation of the theoretical site response variability at Turkey Flat, California, given the uncertainty in the geotechnically derived input parameters*, Earthquake Spectra, **9-4**, 669–702.

Field, E.H. and Jacob K., 1995, *A comparison and test of various site-response estimation techniques, including three that are not reference-site dependent*, Bull. Seism. Soc. Am., 85, 1127-1143

Fukushima, Yoshimitsu, Bonilla, Luis Fabián, Scotti, Oona and Douglas, John (2007) '*Site Classification Using Horizontal-to-vertical Response Spectral Ratios and its Impact when Deriving Empirical Ground-motion Prediction Equations*', Journal of Earthquake Engineering, 11:5, 712 – 724.

Gazetas G. (1982) '*Vibrational characteristics of soil deposits with variable wave velocity*' Int. Journ. For Numerical and Analytical Methods in Geomechanics, vol. 6

Géli, L., P.-Y., Bard and B. Jullien, 1988. *The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results*. Bull. Seism. Soc. Am. **78**, 42–63.

Gutierrez, C. and S. K. Singh, 1992. *A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: comparison of results of strong-motion and microtremor data*. Bull. Seism. Soc. Am. **82**, 642–659.

Haskell, N.A. (1953), *The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media*, Bull. seismol Soc. Am. 43,17–34.

Idriss, I.M. 1990. *Response of soft soil during soil earthquakes*. In: Proc. H. Bolton Seed Memorial Symposium,273–290.

Japan Road Association [1980]. *Specifications for Highway Bridges Part V, Seismic Design*, Maruzen Co., LTD.

Japan Road Association [1990]. *Specifications for Highway Bridges Part V, Seismic Design*, Maruzen Co., LTD.

Joyner, W.B. and T. Fumal, 1984. *Use of measured shear wave-velocity for predicting site effects on strong motion*, Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, San Francisco, **2**, 777–783.

Kawase, H. and K. Aki, 1990. *Topography effect at the critical SV wave incidence: possible explanation of damage pattern by the Whittier-Narrows, California, earthquake of 1 October 1987*. Bull. Seism. Soc. Am. **80**, 1–22.

Kayen Robert, Giuseppe Scasserra , Jonathan P. Stewart, and Giuseppe Lanzo (2008). *Shear Wave Structure of Umbria and Marche, Italy, Strong Motion Seismometer Sites Affected by the 1997 Umbria-Marche, Italy, earthquake sequence* : U.S. Geological Survey, Open File Report 2008- 1010, 46 pg; [available on the World Wide Web at URL <http://pubs.usgs.gov/of/2008/1010/> ].

Kobayashi, K., 1980. *A method for presuming deep ground soil structures by means of longer period microtremors*, Proc. of the 7th WCEE, Sept. 8-13, Istanbul, Turkey, **1**, 237-240.

Konno, K. and Ohomachi T. (1998), *Ground-motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor*, Bull. Seismol. Soc. Am. **88**, 228–241.

Kramer S.L.(1996) ‘*Geotechnical earthquake engineering*’ Prentice-Hall, New Jersey

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

Lanzo G. e Silvestri F. (1999). *Risposta sismica locale: teorie ed esperienze*. Argomenti di Ingegneria Geotecnica, Hevelius Edizioni, Benevento.

Lermo, J. and Chavez-Garcia, F.J. (1993), *Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with only one Station*, Bull. Seismol. Soc. Am. **83**, 1574–1594.

Luzi L., Sabetta F., Data Base dei Dati Accelerometrici Italiani (Versione 1, anni 1972-2004. 2007).

Martin, G. R., and R. Dobry (1994). *Earthquake site response and seismic code provisions*, NCEER Bulletin 8, 1–6.

Matlab - The Language of Technical Computing, Release 14. Copyright © 1984-2005 The Mathworks Inc.

Maugeri M., Carrubba P., Frenna S., 1988). *Frequenze e modi di vibrazione dei terreni eterogenei*. Rivista Italiana di Geotecnica, N° 3.

Medvedev, J., 1962. Engineering seismology, Science Academy Press, Moscow.

Midorikawa, S., 1987. *Prediction of isoseismal map in the Kanto plain due to hypothetical earthquake*, Journal of Structural Engineering, **33B**, 43–48.

Midorikawa, S., 1992. A statistical analysis of submitted predictions for the Ashigara Valley blind prediction test, ESG 1992, *Proceedings of the International Symposium on the effects of surface geology on seismic motion*, March 25-27, 1992, Odawara, Japan, **II**, 65–77.

Ministero delle Infrastrutture e dei Trasporti, 2005. *Norme tecniche per le costruzioni. Supplemento ordinario alla Gazzetta Ufficiale*.

Mucciarelli, M, e Gallipoli M. R. (2006). *Comparison between  $V_{S30}$  and other estimates of site amplification in Italy*. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, pratica n°270.

Nakamura Y. (1989) “ *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on ground surface* ” Quarterly report of Railway Technical Research of Institute of Japan, vol. 30, n. 1

Nakamura, Y, 1996. *Real-time information systems for seismic hazard mitigation* UrEDAS, HERAS and PIC. *Q.R. of R.T.R.I.*, **37-3**, 112–127.

Nogoshi, M. and Igarashi T., 1971, *On the amplitude characteristics of microtremor (part2)*, Jour. Seism. Soc. Japan, 24, 26-40 (in Japanese with English abstract).

Pacor F., D. Bindi, L. Luzi, S. Parolai, S. Marzorati, G. Monachesi, (2007). *Characteristics of strong ground motion data recorded in the Gubbio sedimentary basin (Central Italy)*. Volume 5, Number 1 / February, 2007 pag 27-43

Park D. e Y.M.A Hashash (2004). *Probabilistic seismic hazard analysis with non linear site effects in the Mississippi embayment*. Proc. 13<sup>th</sup> World Conf. Earthq. Eng, Vancouver, CD-Rom edition, paper n°1549.

Pedersen, H., B. LeBrun, D. Hatzfeld, M. Campillo and P.-Y. Bard, 1994. *Ground motion amplitude across ridges*, Bull. seism. Soc. Am., **84**, 1786-1800.

Pergalani F., Romeo R., Luzi L., Petrini V., Pugliese A., Sanò T. (1999). *Seismic microzoning of the area struck by Umbria-Marche (Central Italy) Ms 5.9 earthquake of 26 September 1997*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 18, 279-296.

Progetto S6, 2006, *Data base dei dati accelerometrici italiani relativi al periodo 1972 – 2004*. (coord. Lucia Luzi e Fabio Sabetta).

Puglia R, 2007. *Analisi della risposta sismica locale a san Giuliano di Puglia*. dottorato di ricerca in Ingegneria Geotecnica.

Sabetta, F. and A. Pugliese (1987). *Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records*, Bull Seism. Soc. Am. 77, 1491-1513.

Sabetta, F. and A. Pugliese (1996). *Estimation of Response Spectra and Simulation of Nonstationary Earthquake Ground Motions*. Bull Seism. Soc. Am. 86, 337-352.

Sanchez-Sesma, 1990 ‘*Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH and SV waves*’ BSSA vol 80 n 3

Seed, H.B. and I.M. Idriss, 1983. *Ground motion and soil liquefaction during earthquakes*. Monograph series of the Earthquake Engineering Research Institute, El Cerrito, California., 134 pp.

Seed, H.B., C. Ugas and J. Lysmer, 1976. *Site-dependent spectra for earthquake resistant design*, Bull. Seism. Soc. Am. 66, 221–243.

Shakal A. F., Bernreuter D. L. (1981), *Empirical analysis of near source ground motion*, Nuclear Regulatory Commission Report NUREG/CR-2095, Washington D. C.

Shima, E., 1978. Seismic microzoning map of Tokyo, *Proceedings of the Second International Conference on Seismic Zonation*, I, 519–530.

Shiono, K., Y. Ohta and K. Kudo, 1979. *Observation of 1 to 5 sec microtremors and their applications to earthquake engineering, Part VI: existence of Rayleigh wave components*, Jour. seism. Soc. Japan, 32, 115-124 (in Japanese with English abstract)

Silva, W. 1991. Site geometry and global characteristics. In: *Proceedings of the NSF/EPRI workshop on dynamic soil properties and site characterization*, EPRI NP-7337, 1, 6.1–6.80.

Stewart J. P., A. H Liu. and Y. Choi (2003). *Amplification Factors for Spectral Acceleration in Tectonically Active Regions*, Bull. Seism. Soc. Am., 93, 332–352.

TC4-ISSMGE, 1999. Manual for zonation on seismic geotechnical hazards, Revised Edition, *Technical Committee for Earthquake Geotechnical Engineering (TC4) of the International Society of Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ISSMGE)*, (Chairmanship : Prof. K. Ishihara and P. Seco e Pinto), The Japanese Geotechnical Society.

Thomson, W.T. (1950), *Transmission of Elastic Waves through a Stratified Solid Medium*, J. Appl. Phys. 21, 89–93.

Vinale F., Simonelli A.L. (1983) ‘*L’eterogeneità dei terreni nei fenomeni di amplificazione locale.*’ XV Convegno Nazionale di Geotecnica, Spoleto, vol.1

Wald L. A. and J. Mori (2000). *Evaluation of Methods for Estimating Linear Site-Response Amplifications in the Los Angeles Region*, Bull. Seism. Soc. Am, 90, S32–S42

Yamanaka, H., M. Dravinski and H. Kagami, 1993. *Continuous measurements of microtremors on sediments and basements in Los Angeles, California*. Bull. Seism. Soc. Am. **83**, 1595–1609.

Links utilizzati:

<http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/lr56/VEL/indagini/index.htm>

<http://esse6.mi.ingv.it>

<http://ITACA.mi.ingv.it>

*Ringraziamenti*

*Finalmente sono arrivata al termine degli studi!!*

*Per prima cosa ringrazio la dottoressa Lucia Luzi per avermi dato la possibilità di svolgere questa tesi e il prof. Giovanni Crosta per la disponibilità a sostenere il ruolo di relatore.*

*Ringrazio i miei genitori per il sostegno che mi hanno dato in questi anni e mia sorella Laura che mi ha sempre aiutata e sopportata.*

*Un grazie particolare a Luca per la disponibilità, il sostegno morale, l'aiuto pratico che mi ha dato durante la preparazione degli ultimi esami e soprattutto durante la fase finale (e più stressante) della tesi. Grazie piccolo!*

*Grazie a Chiara, per tutti gli anni dell'università (e il periodo della tesi) che abbiamo condiviso, per l'aiuto e la compagnia.*

*Grazie a Valentina a Linda e a tutti i compagni incontrati in questi anni, con cui ho condiviso lezioni, esami, grigliate ed indimenticabili escursioni!*

*Grazie a Sara e Manuela e a tutte le persone che ho conosciuto all'INGV per la compagnia e l'aiuto ricevuto nell'ultimo anno.*

*Grazie a tutti!!!!!!!!!!!!*