

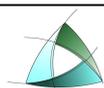
COMUNE DI SANT'ILARIO D'ENZA

MICROZONAZIONE SISMICA



RELAZIONE MICROZONAZIONE SISMICA

Agosto 2012



AMBITER S.r.l.
società di ingegneria ambientale

Via Nicolodi 5/a
fax 0521-942436

43100 – Parma
www.ambiter.it

tel. 0521-942630
info@ambiter.it

Commessa

1321

Comune di Sant'Ilario

Provincia di Reggio Emilia

Comune di Sant'Ilario

MICROZONAZIONE SISMICA

AMBITER s.r.l.

v. Nicolodi, 5/a 43126 – Parma tel. 0521-942630 fax 0521-942436 www.ambiter.it info@ambiter.it

DIREZIONE TECNICA

dott. geol. Giorgio Neri

A CURA DI

dott. geol. Rogna Marco

CODIFICA

1 0 0 7 - R M S - 0 1 / 1 2

ELABORATO

DESCRIZIONE

RGS

**RELAZIONE
SISMICA**

MICROZONAZIONE

04								
03								
02								
01	Ago. 2012	M. Rogna				M. Rogna	G. Neri	Emissione
REV.	DATA	REDAZIONE			VERIFICA	APPROV.	DESCRIZIONE	

FILE

1321_RMS_rev_00-01.doc

RESP. ARCHIVIAZIONE

MR

COMMESSA

1321

INDICE

1.	INTRODUZIONE.....	3
2.	INDAGINI GEOGNOSTICHE	4
2.1.	SONDAGGI A ROTAZIONE	5
2.2.	POZZI IDRICI	6
2.3.	PROVE PENETROMETRICHE STATICHE.....	6
2.4.	PROFILO SISMICO CON LA METODOLOGIA MASW	7
2.5.	INDAGINE SISMICA CON MICROTREMORI - METODO DI NAKAMURA (H/V).....	9
3.	INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	10
3.1.	ASSETTO GEOLOGICO – STRUTTURALE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO	10
3.2.	EVOLUZIONE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO POST-PLIOCENE INFERIORE	16
3.3.	STRATIGRAFIA.....	18
3.3.1.	<i>Supersistema del Quaternario Marino</i>	19
3.3.2.	<i>Supersistema Emiliano Romagnolo (ESS)</i>	21
3.4.	CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DEI DEPOSITI AFFIORANTI.....	23
3.4.1.	<i>Allomembro di Ravenna</i>	23
3.4.2.	<i>Allomembro di Villa Verucchio</i>	25
4.	SISMICITÀ DEL TERRITORIO	26
4.1.	CARATTERISTICHE SISMOTETTONICHE	26
4.2.	LA CLASSIFICAZIONE SISMICA.....	27
4.3.	PERICOLOSITÀ SISMICA	27
4.3.1.	<i>Definizione della pericolosità sismica locale</i>	29
4.3.2.	<i>Microzone omogene in prospettiva sismica</i>	31
4.3.3.	<i>Rischio di liquefazione</i>	32
4.3.4.	<i>Analisi degli elementi che condizionano l'amplificazione sismica locale</i>	34
5.	MODELLO GEOFISICO E GEOTECNICO.....	35
5.1.	STRATIGRAFIA DEL TERRENO DI FONDAZIONE	35
5.1.1.	<i>Zona 1</i>	36
5.1.2.	<i>Zona 2</i>	36
5.1.3.	<i>Bedrock sismico</i>	37
5.2.	CALCOLO DELLA FREQUENZA NATURALE	38
5.3.	CALCOLO DELLA VELOCITÀ DELLE ONDE DI TAGLIO	38
6.	CARATTERIZZAZIONE QUANTITATIVA DEGLI EFFETTI D'AMPLIFICAZIONE	41
6.1.	APPROCCIO DI CALCOLO PER LA DETERMINAZIONE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE	41

6.2.	DEFINIZIONE DEL PROFILO STRATIGRAFICO.....	43
6.3.	ANALISI DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE.....	46
6.3.1.	<i>Sant'Ilario d'Enza - Viale della Resistenza (HVSR-1 e MASW-REMI1)</i>	46
6.3.2.	<i>Sant'Ilario d'Enza – Via Podgora (HVSR-2)</i>	48
6.3.3.	<i>Sant'Ilario – S.P. 12 (HVSR-3 e MASW-REMI2)</i>	49
6.3.4.	<i>Sant'Ilario d'Enza – F. Fellini (HVSR-4)</i>	50
6.3.5.	<i>Calerno – via Tommaso Edison (HVSR-5, MASW-REMI4)</i>	51
6.3.6.	<i>Calerno – via G.B. Ferraris (HVSR-6)</i>	52
6.3.7.	<i>Calerno – via Dei Patrioti (MASW-REMI3)</i>	53
6.4.	TERREMOTI DI RIFERIMENTO.....	54
6.5.	CARATTERIZZAZIONE QUANTITATIVA.....	56
6.6.	ANALISI DEI RISULTATI ALLA CARATTERIZZAZIONE QUANTITATIVA.....	72
7.	CONCLUSIONI.....	74

TAVOLE FUORI TESTO

TAV. 1.0: CARTA DELLE INDAGINI – scala 1:10.000

TAV. 2.1: CARTA LITO-MORFOLOGICA – scala 1:10.000

TAV. 2.2: CARTA LITO-MORFOLOGICA – scala 1:5.000

TAV. 2.3: SEZIONI GEOLOGICHE

TAV. 3.0: CARTA DELLE FREQUENZE E DELLA VELOCITA' DELLE ONDE DI TAGLIO – scala 1:5.000

TAV. 4.0: CARTA DELLE MICROZONE OMOGENE IN PROSPETTIVA SISMICA - scala 1:5.000

TAV. 5.0: CARTA DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE – scala 1:5.000

1. INTRODUZIONE

La microzonazione sismica costituisce approfondimento del territorio comunale di Sant'Ilario mirato a definire la risposta sismica locale e rappresenta uno degli strumenti più efficaci per la riduzione del rischio sismico.

L'approccio di microzonazione consente di valutare la pericolosità sismica nelle aree urbane e urbanizzabili, di indirizzare i nuovi interventi verso quelle zone a minore pericolosità e programmare interventi di mitigazione del rischio nelle zone in cui sono presenti particolari criticità.

La LR 20/2000 "Disciplina generale sulla tutela e uso del territorio" stabilisce che gli strumenti di pianificazione territoriale e urbanistica concorrono alla riduzione ed alla prevenzione del rischio sismico, sulla base delle analisi di pericolosità, vulnerabilità ed esposizione.

La Regione Emilia-Romagna con deliberazione dell'Assemblea Legislativa n. 112/2007 ha approvato gli "Indirizzi per gli studi di micro zonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica".

La LR 19/2008 "Norme per la riduzione del rischio sismico", all'art. 8, sancisce che gli strumenti di pianificazione urbanistica comunale individuano il grado di pericolosità locale di ciascuna parte del territorio e definiscono la microzonazione sismica del territorio urbanizzato e di quello suscettibile di urbanizzazione.

Il Dipartimento della Protezione Civile e la Conferenza delle Regioni e Province Autonome in data 13 novembre 2008 hanno approvato gli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" che prevedono 3 livelli di approfondimento.

Il primo livello è diretto a definire gli scenari di pericolosità sismica locale, cioè ad identificare le parti di territorio suscettibili di effetti locali (amplificazione del segnale sismico, cedimenti, instabilità dei versanti, fenomeni di liquefazione, rotture del terreno, ecc.).

L'individuazione delle aree soggette ad effetti locali si basa su rilievi, osservazioni e valutazioni di tipo geologico e geomorfologico, svolte a scala territoriale, associati a raccolte di informazioni sugli effetti indotti dai terremoti passati. Tale analisi è stata svolta sulla base dei dati disponibili che derivano dalla banca dati geognostici della Regione Emilia Romagna.

Il secondo livello è diretto a definire la pericolosità sismica locale, oltre che sull'acquisizione di dati geologici e geomorfologici più dettagliati di quelli rilevati nel primo livello, su prove geofisiche in sito e su prove geotecniche di tipo standard. Il numero delle verticali indagate deve essere tale da consentire un'adeguata caratterizzazione geotecnica spaziale dei terreni e delle formazioni presenti nell'area di studio.

Si tratta di un'analisi semplificata del rischio di amplificazione sismica locale, richiesta per gli ambiti suscettibili di urbanizzazione e per il territorio urbanizzato, nelle aree pianeggianti e sub-pianeggianti, caratterizzate da stratificazione orizzontale e sub-orizzontale.

Tale analisi ha lo scopo di valutare il grado di pericolosità sismica locale per l'elaborazione della carta di microzonazione, che fornisce indicazioni essenziali per l'elaborazione e approvazione del PSC e delle sue varianti, indicando:

- le parti di territorio a minore suscettibilità dalla risposta sismica locale;
- gli ambiti di riqualificazione e nuovo insediamento che possono essere attuati senza la necessità di eseguire nuove indagini;
- gli ambiti di riqualificazione e nuovo insediamento subordinati allo svolgimento di ulteriori indagini sismiche (terzo livello di approfondimento).

Il terzo livello di approfondimento deve essere effettuato nei seguenti casi:

- aree soggette a liquefazione e densificazione;
- aree instabili e potenzialmente instabili;
- aree in cui le coperture hanno spessore fortemente variabile, come ad esempio nelle aree pedemontane e di fondovalle a ridosso dei versanti;
- aree in cui è prevista la realizzazione di opere di rilevante interesse pubblico.

L'analisi approfondita richiede un significativo numero di prove geofisiche e geotecniche, sia in sito che in laboratorio, rivolte alla definizione del comportamento dei terreni sotto sollecitazione dinamica.

Il presente documento descrive le indagini effettuate e i risultati ottenuti per l'analisi di 2° livello.

2. INDAGINI GEOGNOSTICHE

La valutazione del rischio sismico, dopo una prima parte d'analisi generali, riguardanti le caratteristiche sismogenetiche, è stata condotta mediante un approccio analitico dei depositi che interessano il sottosuolo del territorio di Sant'Ilario d'Enza.

La procedura d'analisi consiste nella ricerca dei seguenti parametri:

- litologia prevalente dei materiali presenti nel sito;
- stratigrafia del sito;
- andamento delle (V_s) velocità delle onde sismiche di taglio con la profondità, fino a valori pari o superiori a 800 m/s;
- spessore e velocità di ciascun strato;
- modello geofisico - geotecnico.

A tale proposito sono stati considerati i profili stratigrafici dei sondaggi geognostici disponibili eseguiti nel territorio comunale (v. Tav. 1.0); le fonti sono:

1. Regione Emilia Romagna (Banca dati): i codici delle indagini sono composti da un numero di 6 cifre (numero del foglio della Cartografia Tecnica Regionale) seguito da una lettera maiuscola e infine da un numero a 3 cifre (numero progressivo identificativo dell'indagine); le lettere maiuscole sono identificative del tipo d'indagine che sono: (U) prove penetrometriche statiche con piezocono, (E) prove penetrometriche statiche con punta elettrica e (P) profili stratigrafici di pozzi idrici;
2. Ambiter s.r.l. (2012): n. 6 indagine sismica con microtremori, mediante stazione singola, digitalizzatore 24 bit, terna di geofoni 4.5 Hz (HVSR);
3. Ambiter s.r.l. (2012): n. 4 profili sismici con la metodologia MASW (MASW-REMI).

2.1. Sondaggi a rotazione

I sondaggi sono effettuati utilizzando attrezzature a rotazione idraulica secondo il metodo del carotaggio continuo, con carotieri semplici o doppi della lunghezza di 150 cm e di diametro esterno pari a 101 mm; la stabilità delle pareti dei fori è assicurata mediante l'impiego di rivestimenti metallici provvisori, aventi diametro 127 mm. Tale rivestimento segue immediatamente ogni manovra del carotiere, ed è poi estratto e recuperato a fine perforazione.

La perforazione è condotta senza l'utilizzo di fluidi di circolazione, con una percentuale di recupero pari a circa il 100%, in modo tale da contenere una sicura e dettagliata ricostruzione stratigrafica del sottosuolo.

I campioni estratti con il procedere della perforazione sono alloggiati in apposite cassette catalogatrici in PVC sulle quali sono riportati tutti i dati necessari al loro riconoscimento:

- denominazione del cantiere;
- denominazione del sondaggio;
- numero del box;
- profondità del prelievo della carota;
- denominazione e profondità dell'eventuale campione indisturbato prelevato;
- denominazione e profondità dell'eventuale campione rimaneggiato prelevato;
- denominazione, profondità e valori delle eventuali prove SPT eseguite.

Nell'ambito del territorio comunale di Sant'Ilario sono presi in considerazione 5 profili di sondaggi a carotaggio continuo che presentano profondità variabili da un minimo di 25 metri ad un massimo di 44 metri.

2.2. Pozzi idrici

I pozzi idrici sono stati realizzati mediante sonda perforatrice a rotazione o a percussione con distruzione di nucleo.

La perforazione è stata condotta con l'utilizzo di acqua come fluido di circolazione, con una percentuale di recupero limitata (essendo il nucleo completamente distrutto) ma sufficiente per consentire una ricostruzione stratigrafica del sottosuolo, anche se sommaria.

Nell'ambito del territorio comunale di Sant'Ilario sono presi in considerazione 46 profili di pozzi idrici che presentano profondità variabili da un minimo di 30 metri ad un massimo di 160 metri.

2.3. Prove penetrometriche statiche

Le prove penetrometriche statiche costituiscono uno standard ormai consolidato nell'indagine in terreni coesivi (limi e argille) e sabbiosi. Le prove sono state realizzate in conformità con le specifiche ASTM (D 3441) e la "Raccomandazione" ISSMFE per la standardizzazione delle prove penetrometriche in Europa (1989).

La prova penetrometrica statica C.P.T. è una tecnica di indagine geognostica che consiste nella misurazione, mediante cella di carico digitale, della resistenza alla penetrazione di una punta conica di dimensioni standard (piezocono o elettrica), infissa a velocità costante nel sottosuolo con una batteria di aste cave alla cui estremità inferiore è collegata la punta stessa.

Le caratteristiche tecniche della punta conica, la quale dispone di un manicotto per la misurazione della resistenza per attrito laterale, sono le seguenti:

- Angolo al vertice 60°
- Diametro 36.7 mm
- Sezione 10 cm²

Le dimensioni del manicotto sono:

- Diametro 36.7 mm
- lunghezza 133 mm

Agendo separatamente sulla punta, sulla punta più il manicotto e sull'insieme di aste, è così possibile misurare ogni 20 cm di approfondimento i seguenti valori:

- la resistenza all'avanzamento della sola punta Q_c ;
- la resistenza all'avanzamento della punta più la resistenza per attrito laterale sul manicotto $Q_c + F_s$.

Nell'ambito del territorio comunale di Sant'Ilario sono presi in considerazione 10 prove penetrometriche statiche che presentano profondità variabili da un minimo di 3 metri ad un massimo di 35 metri.

2.4. Profilo sismico con la metodologia MASW

La prova MASW, messa a punto nel 1999 da ricercatori del Kansas Geological Survey (Park et al., 1999), permette di determinare in modo dettagliato l'andamento della velocità delle onde sismiche di taglio (o onde S) in funzione della profondità attraverso lo studio della propagazione delle onde superficiali o di Rayleigh.

Il metodo d'indagine MASW si distingue in "attivo" e "passivo" (Zywicki, 1999; Park e Miller, 2006; Roma, 2006):

1. nel "metodo attivo" le onde superficiali sono prodotte da una sorgente impulsiva disposta a piano campagna e vengono registrate da uno stendimento lineare composto da numerosi ricevitori posti a breve distanza (distanza intergeofonica);
2. nel "metodo passivo" lo stendimento presenta le stesse caratteristiche geometriche del metodo attivo ma i ricevitori non registrano le onde superficiali prodotte da una sorgente impulsiva, bensì il rumore di fondo (detto anche "microtremori") prodotto da sorgenti naturali (vento) e antropiche (traffico, attività industriali).

Le due tecniche indagano bande spettrali differenti: mentre il metodo attivo consente di ottenere una curva di dispersione nel range di frequenza compreso tra 10 e 40 Hz e fornisce informazioni sulla parte più superficiale di sottosuolo (fino a circa 20-30 m di profondità in funzione della rigidità del suolo), il metodo passivo consente di determinare una curva di dispersione nella banda di frequenza tra 4 e 20 Hz e fornisce informazioni sugli strati più profondi (generalmente al di sotto dei 30 m).

La combinazione delle due tecniche consente di ottenere uno spettro completo nella banda di frequenza comprese tra 4 e 40 Hz e permette una dettagliata ricostruzione dell'andamento della velocità delle onde di taglio fino a circa 30-35 m di profondità (sempre in funzione della rigidità degli strati).

L'analisi delle onde superficiali è stata eseguita utilizzando la strumentazione classica per la prospezione sismica a rifrazione disposta sul terreno secondo un array lineare da 24 geofoni con spaziatura pari a 2 m.

Per ottenere una buona risoluzione in termini di frequenza, oltre ad utilizzare geofoni da 4.5 Hz, è stato utilizzato un sismografo a 24 bit.

Nell'esecuzione della prova MASW attiva è stato utilizzato come sistema di energizzazione il "mini-bang calibro 8" in modo da raggiungere la maggior profondità possibile ed avere una registrazione con un alto rapporto segnale/rumore.

La sorgente è stata posta ad una distanza di 6 e 10 m dal primo geofono (Optimum Field Parameters of an MASW Survey", Park et al., 2005; Dal Moro, 2008).

Inoltre al fine di valutare eventuali eterogeneità laterali si è proceduto ad effettuare una energizzazione anche a 6 e 10 m dall'ultimo geofono.

Terminata l'indagine attiva, con la stessa configurazione geometrica si è passati alla registrazione dei microtremori (MASW passiva) acquisendo in totale 10 registrazioni di rumore, ciascuna della lunghezza di 30 secondi.

Le principali caratteristiche della strumentazione utilizzata sono riportate nella successiva Fig. 2.1.

Tabella 3.1: Caratteristiche della strumentazione utilizzata

n°	Strumentazione	Caratteristiche
1	Unità di acquisizione	sismografo GEOMETRICS "GEODE" a 24 bit
24	Geofoni verticali	"Geospace" con $f_0 = 4.5$ Hz
2	Cavi sismici	L = 120 m
1	Sorgente	Fucile sismico



Riassunto modalità esecutive della prova MASW ATTIVA	
Spaziatura tra i geofoni	2.0 m
Distanza sorgente 1° geofono	4, 6, 10 e 12 m
Tempo di campionamento	0.5 ms
Tempo di registrazione	2.0 s

Riassunto modalità esecutive della prova MASW PASSIVA	
Spaziatura tra i geofoni	2.0 m
Tempo di campionamento	4.0 ms
Tempo di registrazione	30.0 s
Numero di registrazioni	10

Figura 2.1: Strumentazione utilizzata e modalità esecutive

Nell'ambito del territorio comunale di Sant'Ilario sono state eseguite 4 prove MASW "attive" abbinate ad altrettanti prove "passive" (REMI).

2.5. Indagine sismica con microtremori - Metodo di Nakamura (H/V)

L'indagine sismica con microtremori (Metodo di Nakamura) è eseguita mediante l'impiego di una stazione singola con digitalizzatore a 24 bit e terna di geofoni a 4.5 Hz. La metodologia di riferimento è Site EffectS assessment using AMbient Excitations European Commission, n° EVG1-CT-2000-00026). La tecnica è particolarmente efficace per individuare le frequenze di risonanza del suolo.

Un confronto con la frequenza di risonanza del suolo con quella della struttura in elevazione permette di valutare il rischio del fenomeno della doppia risonanza suolo/struttura (coincidenza delle frequenze), che rappresenta uno dei maggiori rischi in caso di sisma.

Nell'ambito del territorio comunale di Sant'Ilario sono state eseguite 6 prove.

3. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'assetto fisico del territorio comunale ha seguito le sorti della pianura padana e del fronte Appenninico settentrionale, nel corso della loro storia evolutiva.

Dal Cretaceo (circa 100 MA) fino ai giorni nostri la regione padana ed appenninica è stata soggetta ad alterne fasi di compressione e stasi tettoniche, instaurate dalle interazioni tra la placca africana e la placca euroasiatica e, più in dettaglio, dalla microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale e dalla microplacca Adriatica.

È a partire dall'Oligocene superiore che inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale attraverso il meccanismo di sovrascorrimento della microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale a scapito della microplacca Adriatica e della sua copertura sedimentaria, che instaura un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali:

- primo stadio compressivo: si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, durante il quale è definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino Settentrionale (stadio collisionale) e, in zona antistante (avanfossa padana), la delimitazione del bacino perisuturale padano – adriatico (Bally e Snelson 1980); all'inizio del Pliocene tale bacino costituiva un grande golfo invaso dalle acque marine (propaggine occidentale del Mare Adriatico), limitato a nord dalle Alpi, a sud-ovest dagli Appennini e a nord-est dalle Dinaridi (Catena montuosa della Jugoslavia);
- secondo stadio compressivo: si sviluppa a partire dal Pliocene medio (circa 5,0 MA) in poi coinvolgendo anche il margine meridionale del bacino perisuturale padano nel processo di strutturazione della catena appenninica (in senso geografico dal margine appenninico settentrionale fino a circa l'asse del Fiume Po); il processo deformativo del margine meridionale del bacino perisuturale si sviluppa attraverso la formazione di sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni e pieghe, in parte sepolte dalle coperture alluvionali quaternarie e in parte evidenti lungo il margine morfologico appenninico settentrionale.

Nell'epoca quaternaria, successivamente al pleistocene medio, la crescente estensione di terre emerse e soggette ad erosione consentì ai corsi d'acqua alpini ed appenninici di colmare di sedimenti il bacino padano conferendone l'attuale assetto e morfologia.

3.1. Assetto geologico – strutturale del margine meridionale del bacino perisuturale padano

Il margine meridionale del bacino perisuturale padano è di tipo "complesso" (secondo Ricci Lucchi, 1986), perché interessato da sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni, pieghe e bacini che si estendono da est ad ovest, interessando per intero la pianura emiliana romagnola (Fig. 2.1).

In particolare nel sottosuolo antistante il margine morfologico dell'Appennino settentrionale, dal Piemonte meridionale fino al limite orientale della Romagna, seguendo poi l'allineamento Appennini –

Mare Adriatico, sono presenti, a livello delle formazioni mesozoiche e mio-plioceniche (sepolte quindi da una più o meno spessa coltre alluvionale quaternaria), due serie principali di thrusts a sviluppo sequenziale frontale.

Essi costituiscono due sistemi di grandi pieghe asimmetriche con andamento anticlinalico (Fig. 2.3), formatesi attraverso molteplici faglie inverse e sovrascorrimenti, immergenti verso sud/sud-ovest con inclinazioni comprese tra i 15° e i 30°, che racchiudono un bacino satellite ad esse parallelo.

In letteratura geologica queste zone di scollamento tettonico sono note come "External Thrust Front" (ETF), sull'allineamento di Cremona – Parma – Reggio Emilia – Correggio (RE) – Mirandola (MO) – Ferrara e Ravenna, e "Pedeapenninic Thrust Front" (PTF), lungo il margine morfologico dell'Appennino Settentrionale.

Da nord a sud il margine meridionale del bacino perisuturale padano è quindi caratterizzato dalle seguenti strutture:

1. External Thrust Front (ETF): alto strutturale frutto dell'involuppo delle rampe frontali dei thrust sepolti, che esprime la zona di confine tra la Monoclinale pedealpina¹, che si apre in direzione nord a partire dal fronte settentrionale dell'alto strutturale medesimo, e la regione "Apennines" (microplacca dell'arco Appenninico settentrionale) a sud;
2. bacino minore o satellite: depressione racchiusa a nord dall'alto strutturale dell'ETF e a sud dalle strutture embricate del PTF; si estende in zona antistante al margine morfologico dell'Appennino emiliano romagnolo con allungamento in direzione ovest/nord-ovest ed est/sud-est, presentandosi con geometrie non costanti che esprimono settori strutturalmente svincolati tra loro in relazione all'andamento planimetrico delle strutture sepolte associate all'External Thrust Front" (ETF) e al Pedeapenninic Thrust Front (PTF);
3. Pedeapenninic Thrust Front (PTF); esprime la zona di confine tra il margine morfologico appenninico e il suddetto bacino satellite.

Il comune di Sant'Ilario si colloca sopra l'External Thrust Front e parte del settore settentrionale del bacino minore o satellite. Nelle Tavv. QCA_1 e QCA_4 sono rappresentate le proiezioni in superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti.

Le suddette strutture sono l'espressione della collisione tettonica tra la microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale e la microplacca Adriatica. Le deformazioni formatesi e la parziale subduzione della microplacca adriatica sotto quella dell'Arco Appenninico Settentrionale sono causate dalle spinte nord-est vergenti, impresse dal movimento di convergenza tra la zolla africana ed europea a seguito dell'estensione dell'Oceano Atlantico (Livemore e Smith 1985).

L'External Thrust Front è suddiviso in tre margini planimetricamente arcuati, denominati da ovest verso est "Piemonte Folds", "Emilia Folds" e "Ferrara Folds" (Fig. 2.1). A sud delle "Ferrara Folds", si

¹ L'avanfossa (Dennis 1967) antistante al sistema progradante della falde tettoniche di ricoprimento appenniniche.

estendono altri sistemi di thrust, sempre associati al meccanismo di deformazione delle precedenti, noti come "Romagna Folds" e "Adriatico Folds".

L'External Thrust Front è quindi caratterizzato da una serie di strutture ad arco, concave verso sud, che si raccordano in due zone di incrocio (Pavia e Reggio Emilia), dove il fronte appare notevolmente arretrato (Fig. 2.1). Questo assetto strutturale è probabilmente dovuto alla presenza, nella crosta superiore padana, di zone con maggiore rigidità che hanno impedito lo scollamento delle successioni mesozoiche e terziarie dal basamento sottostante, bloccando in tal modo la traslazione verso nord (Bernini e Papani, 1987).

Le principali cause sono imputabili alle manifestazioni magmatiche effusive, subvulcaniche ed epiplutoniche del Paleozoico, Trias medio e Terziario (in parte accertate nei pozzi profondi AGIP), verosimilmente responsabili delle maggiori anomalie magnetiche positive della Pianura Padana (Bolis et al., 1981).

Le anomalie risultano, infatti, in larga misura coincidenti con le porzioni più arretrate dell'External Thrust Front e delle zone di incrocio fra gli archi. In particolare l'anomalia presente a sud del Lago di Garda, estesa dal Mantovano fino alla pianura parmense e reggiana, corrisponde alla zona di incrocio tra Emilia Folds" e "Ferrara Folds", mentre l'anomalia presente nella zona di Pavia, estesa nella pianura pavese e allessandrina, corrisponde alla zona di incrocio tra "Emilia Folds" e "Piemonte Folds".

Il Pedepenninic Thrust Front è invece costituito da un margine discontinuo, planimetricamente parallelo al limite morfologico dell'Appennino settentrionale, segmentato da faglie trasversali, coincidenti con alcuni dei principali corsi d'acqua (Stirone, Taro, Enza, ecc.). Si tratta di una serie di thrusts e duplicazioni crostali che hanno determinato il sollevamento e il basculamento dei depositi affioranti nella fascia pedeappenninica.

Le faglie trasversali al Pedepenninic Thrust Front sono inoltre all'origine della suddivisione dell'Appennino settentrionale in settori a differente comportamento tettonico, responsabili altresì della traslazione differenziale dei vari settori dell'Appennino settentrionale come appunto testimoniano le rientranze del margine appenninico tra il F. Taro e il T. Enza e tra i F. Panaro e il F. Reno.

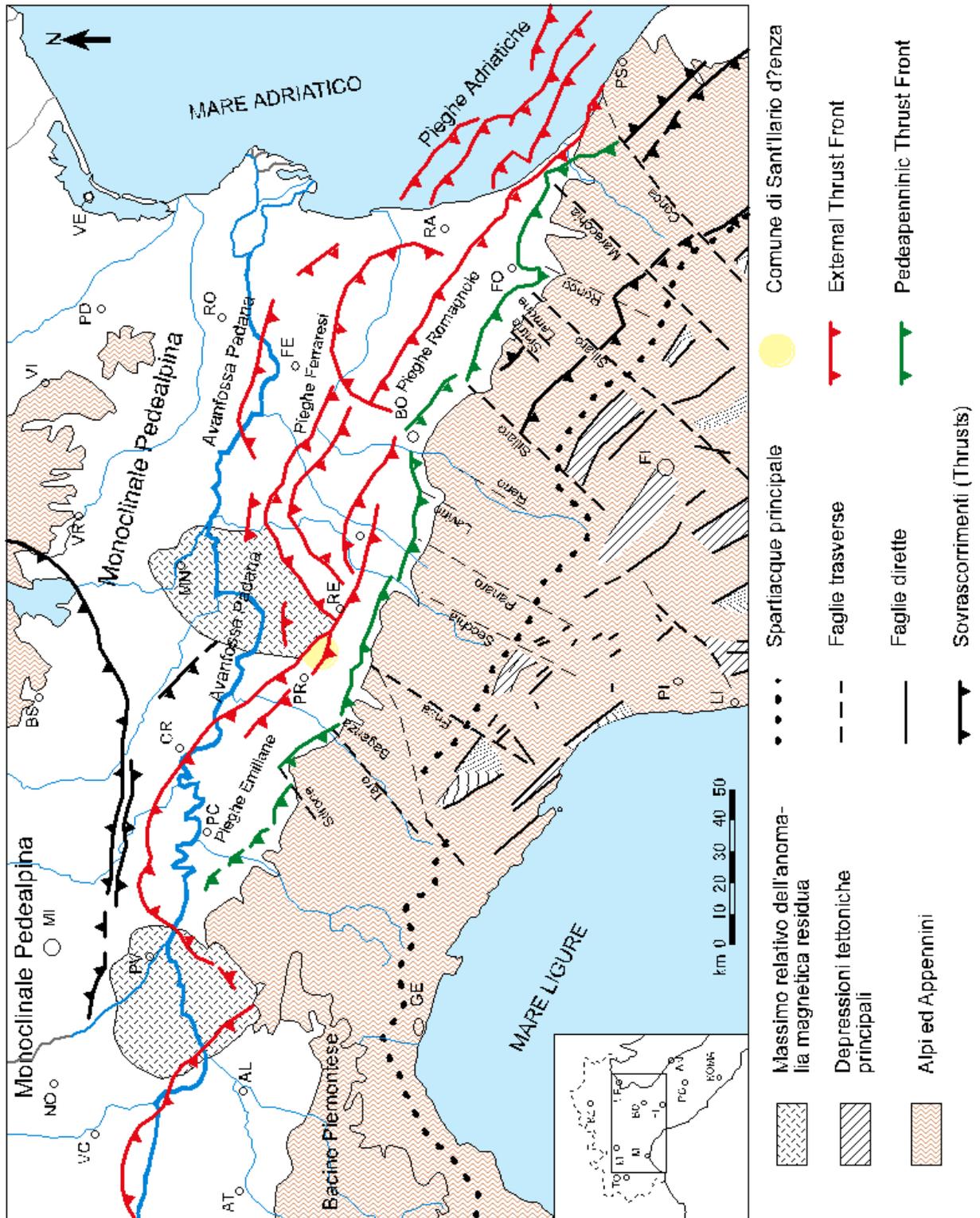


Figura 2.1: Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padano - adriatica (AGIP 1983; modificato).

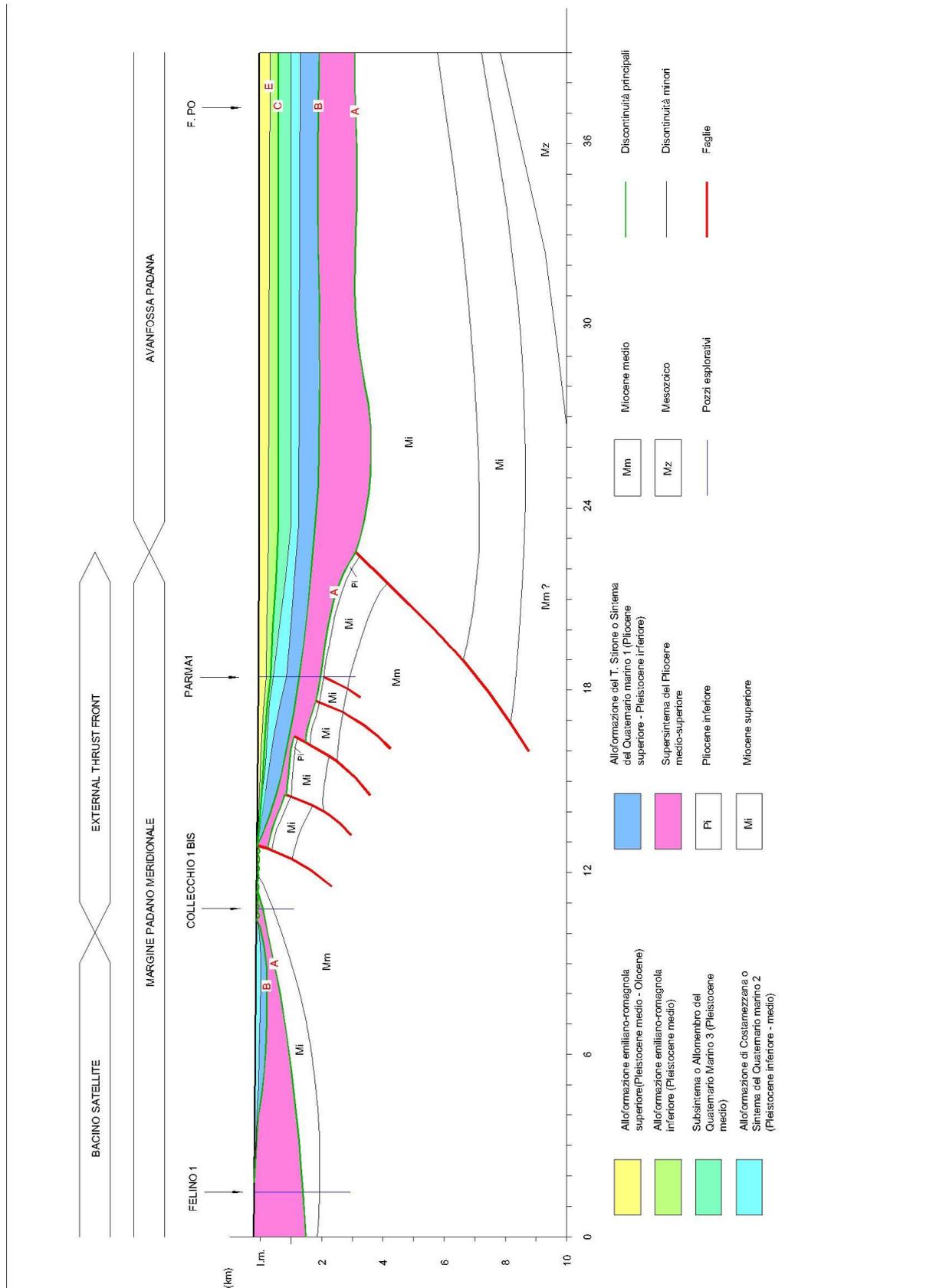


Figura 2.2: Sezione geologica della pianura parmense (traccia in Fig. 4) - Pieri e Groppi (1981 - modificato).

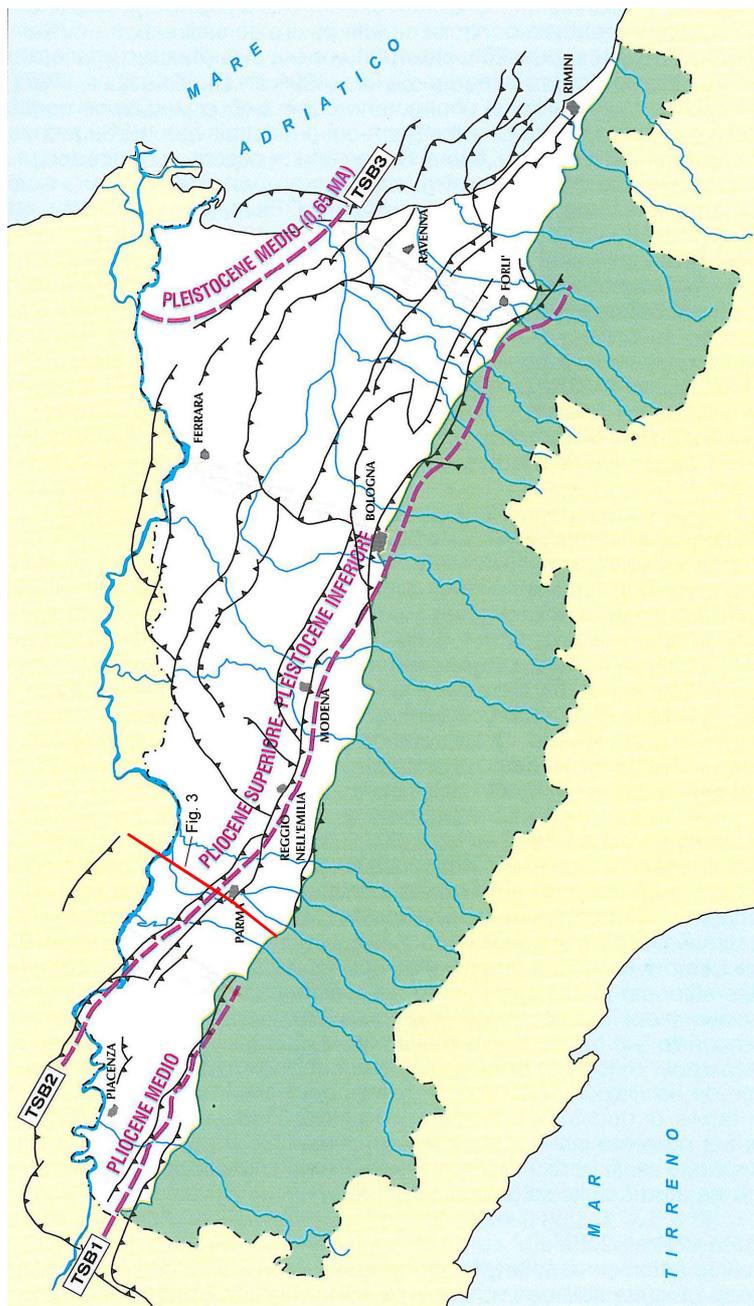


Figura 2.3: Fasi di migrazione della Transizione Scarpa Sottomarina – Piana Bacinale dal Pliocene medio al Pleistocene medio (G. Di Dio 1998)

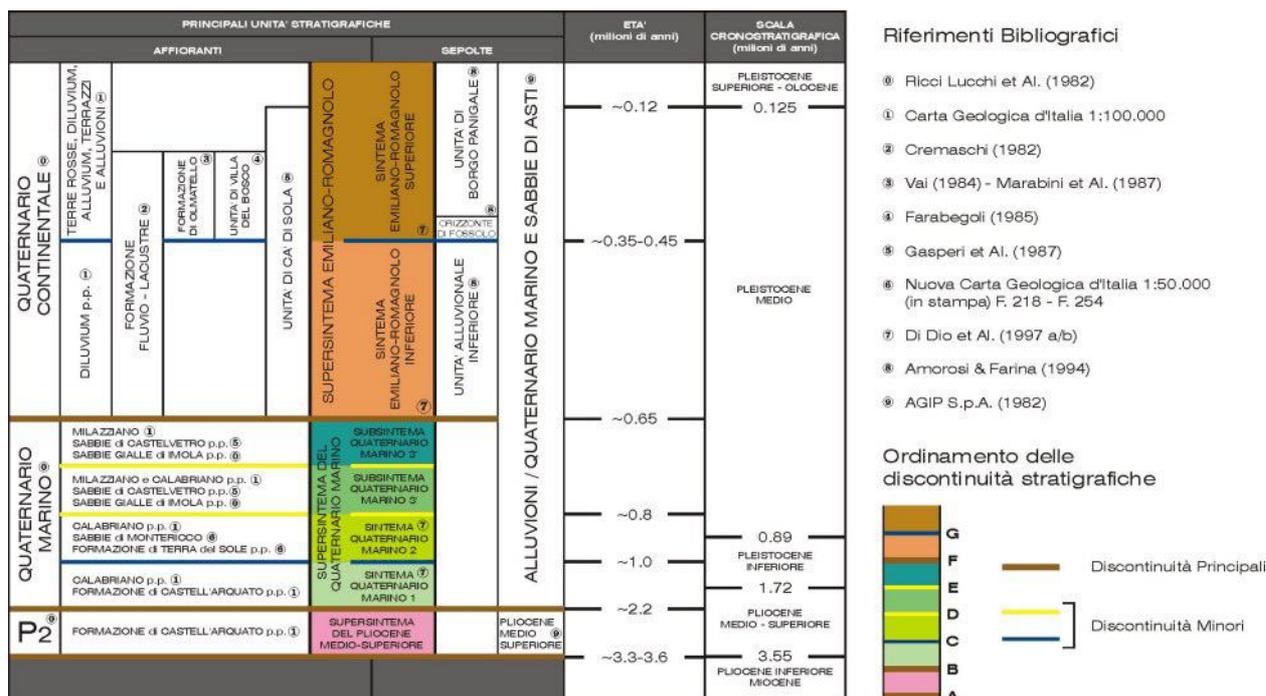


Figura 2.4: Inquadramento geologico-stratigrafico (G. Di Dio 1998)

3.2. Evoluzione del margine meridionale del bacino perisuturale padano post-pliocene inferiore

Nel sottosuolo dell'Emilia-Romagna, il riempimento del bacino marino ed il passaggio alla sedimentazione continentale non avvengono in maniera continua e progressiva, ma sono il risultato di eventi tettonico-sedimentari "parossistici", separati nel tempo da periodi di forte subsidenza bacinale e movimenti ridotti delle strutture compressive.

Nelle fasi di attività tettonica si hanno i seguenti effetti:

- sollevamenti regionali che coinvolgono principalmente le zone di margine del bacino;
- la modificazione delle geometrie del bacino e delle condizioni di sedimentazione;
- la segmentazione della zona di margine bacinale per mezzo di faglie e superfici di scorrimento;
- la formazione di superfici di erosione, con estensione regionale, sui margini del bacino e sulle strutture sepolte;
- la migrazione della Zona di Transizione Scarpata sottomarina - Piana Bacinale (TSB)² e conseguentemente quella del depocentro bacinale.

² La TSB è definita in sismica come il punto in cui i riflettori clinoforni della scarpata sottomarina si raccordano alla base con i riflettori piano-paralleli della piana bacinale. Generalmente corrisponde con il margine del bacino.

Nell'intervallo di tempo tra un evento tettonico di sollevamento regionale e quello successivo si assistono invece ad importanti fenomeni di subsidenza con notevole sviluppo della sedimentazione, soprattutto per progradazione dei prismi di accezione, in corrispondenza dei margini di bacino.

La complessa evoluzione del Bacino Perisuturale Padano, nelle età che vanno dal Pliocene inferiore all'attuale, può essere riassunta in sette fasi salienti (Di Dio et. al. 1998) rappresentate graficamente nelle Figg. 2.2 e 2.3.

1. Zancleano superiore – Piacenziano inferiore (da -3,9 a -3,6 - 3,3 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca un'importantissima regressione forzata nell'area piemontese sud-orientale e la rapida progradazione della Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB1 v. Fig. 2.3) fin sul fronte dell'allineamento strutturale Rivergaro - Salsomaggiore, lasciando alle spalle (Provincia di Piacenza e Pavia) un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea A, Fig. 2.2). In Provincia di Reggio Emilia si assiste invece alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti lungo il margine appenninico.
2. Piacenziano – Gelasiano inferiore (da -3,6 - 3,3 a -2,4 Ma). Subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione e un ampliamento delle aree deposizionali sulla superficie di erosione, formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea A, Fig. 3). Depositi deltizi e costieri, di provenienza appenninica, si sviluppano sulla superficie di discontinuità originando il Supersistema del Pliocene medio-superiore affiorante nel territorio di Piacenza Provincia. In Provincia di Reggio Emilia si assiste ancora alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti lungo il margine appenninico.
3. Gelasiano inferiore – Pleistocene inferiore (da -2,4 a -1,7 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca un'importante regressione forzata nell'area emiliana. La Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB2 v. Fig. 4) prograda rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale Cortemaggiore - Fontevivo - Reggio Emilia - Modena - Somaglia – Castrocara (attuale External Thrust Front - ETF), lasciando alle spalle un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea B, Fig. 2.2). In Provincia di Reggio Emilia si chiude la sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano attraverso la suddetta superficie subaerea (linea B) per poi iniziare con contatto basale netto e discordante la sedimentazione dell'Alloformazione del T. Stirone.
4. Pleistocene inferiore – Pleistocene medio (da -1,7 a -0,9 Ma). Subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione e un ampliamento delle aree deposizionali sulla superficie di erosione formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea B, fig. 2.2). Depositi fluvio-deltizi, marino-marginali e di piattaforma, di provenienza appenninica, danno origine all'Alloformazione del T. Stirone e all'Alloformazione di Costamezzana. La superficie erosiva di separazione (contatto netto e discordante) tra le suddette alloformazioni è contrassegnata da una ridotta fase sintettonica risalente a circa 1 Ma fa.

5. Pleistocene medio (da -0,9 a -0,8 Ma). Evento tettonico di sollevamento regionale che provoca la più importante regressione forzata del margine padano. La Zona di Transizione Scarpata sottomarina – Piana Bacinale (TSB2 v. Fig. 2.3) prograda rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale noto come "Dorsale Ferrarese", lasciando alle spalle un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea C, fig. 2.2). Depositi grossolani di fronte deltizio e costieri danno origine al Sintema del Quaternario Marino 3.
6. Pleistocene medio (da -0,80 a -0,45 Ma). Forte subsidenza bacinale e quiescenza tettonica relativa inducono una rapida aggradazione sedimentaria nell'area di pianura attuale, e la contemporanea trasgressione della superficie di erosione formatasi in precedenza sul Margine Appenninico Padano (linea C, fig. 2.2.). Depositi di piana alluvionale e conoide distale, di alimentazione appenninica, corrispondenti a questa fase, affiorano in modo discontinuo in Emilia, tra i torrenti Arda e Panaro (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore). Verso la fine di questo periodo si verifica un evento minore di sollevamento delle strutture compressive appenniniche; esso è registrato in affioramento da una superficie di discontinuità erosiva (linea E, fig. 2.2), che, solitamente, separa i depositi di piana alluvionale e conoide distale, citati in precedenza, dai depositi di conoide prossimale sovrastanti. Tale superficie, tracciata in sismica, risulta particolarmente evidente in corrispondenza dei principali fronti strutturali sepolti.
7. Pleistocene medio - attuale (da -0,45 all'attuale). Prosegue la forte subsidenza bacinale e la quiescenza tettonica relativa dello stadio evolutivo precedente. Nell'intervallo tra circa 200.000 e circa 100.000 anni fa, l'ampliamento delle aree deposizionali raggiunge la massima espansione sulle superfici di erosione del Margine (linea E, fig. 2.2). Depositi di conoide alluvionale, appartenenti a questa fase, affiorano in modo continuo lungo tutto il Margine Appenninico (Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore); depositi di piana alluvionale, deltizi e costieri, coevi dei precedenti, aggradano nelle aree di pianura attuali. Successivamente, in corrispondenza delle strutture del Margine, si verificano sollevamenti tettonici minori con spostamenti significativi verso valle delle cerniere strutturali che causano la fine della trasgressione e l'inizio del terrazzamento alluvionale.

3.3. Stratigrafia

I depositi affioranti nell'area in esame sono stati attribuiti dal Servizio Geologico Regionale al Dominio Padano Adriatico.

Si tratta di quella serie di unità cosiddette "Neoautoctoni", ovvero sedimentati posteriormente alle principali fasi orogenetiche dell'Appennino Settentrionale; hanno carattere regressivo, con sabbie e peliti torbiditiche alla base, seguite da un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progradante, ricoperto al tetto da depositi continentali;

Nei profili sismici si riconosce una sola direzione di progradazione nord/est-vergente, originata dai sistemi deltizi ad alimentazione appenninica.

Le unità stratigrafiche del Dominio Padano Adriatico, descritte nel presente studio, rientrano nella classe delle Sequenze Deposizionali sensu Mitchum et Al. (1977). Dal punto di vista gerarchico si distinguono 2 Sequenze Principali (Supersintemi, secondo la terminologia delle U.B.S.U.) denominate come segue:

- Supersintema del Quaternario Marino, costituito da depositi di ambiente marino;
- Supersintema Emiliano-Romagnolo, costituita da depositi di ambiente continentale.

Il Supersintema del Quaternario Marino può essere ulteriormente suddiviso in 3 cicli progradazionali (dal più antico al più recente):

- Alloformazione del Torrente Stirone (Qm1) – (Pliocene superiore - Pleistocene inferiore);
- Alloformazione di Costamezzana (Qm2) - (Pleistocene inferiore – medio);
- Allomembro del Quaternario Marino 3 (Qm3) - (Pleistocene medio).

Il Supersintema del Emiliano Romagnolo può essere ulteriormente suddiviso in 2 sintemi principali (dal più antico al più recente):

- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo inferiore - (Pleistocene medio);
- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore - (Pleistocene medio - Olocene).

Nell'ambito del territorio comunale affiora unicamente il Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore che ricopre le unità più antiche.

3.3.1. Supersintema del Quaternario Marino

Il Supersintema del Quaternario Marino, sedimentato tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore, è costituito da terreni paralici e marini depositi al di sopra di una superficie di discontinuità regionale, in corrispondenza del margine padano meridionale (v. Fig. 2.3), e di una superficie di continuità in corrispondenza dell'avanfossa padana e della monoclinale pedealpina³ (v. Fig. 2.3).

3.3.1.1. Alloformazione del Torrente Stirone (ATS)

L'Alloformazione del Torrente Stirone (Sintema del Quaternario Marino 1) è costituita da depositi paralici e marini composti da due litofacies in parte eteropiche. Il limite basale è netto e discordante con il Supersintema del Pliocene Medio-Superiore o con altri domini tettonici.

Il limite basale è marcato dalla presenza di un livello calcarenitico di spessore plurimetrico ("calcarenite fossilifera"), rappresentante uno strato guida nei profili sismici; è interpretato come deposito residuale corrispondente alla migrazione dell'antica linea di costa al di sopra della superficie di inconformità basale del Supersintema del Quaternario Marino (Di Dio et al. 1997).

³ Al passaggio tra i due domini tettonici la definizione di Allogruppo Quaternario Marino decade a favore della Sequenza Deposizionale sensu Mitchum et Al. (1977).

Lo spessore dell'Alloformazione del Torrente Stirone varia da poche decine a circa 1200 metri.

1. Litofacies AT**S**b: litofacies prevalentemente sabbiosa, localmente associata a ghiaie e peliti fossilifere. Le sabbie sono organizzate in corpi plurimetrici, di notevole estensione laterale, costituiti da strati sabbiosi, gradati e amalgamati e da strati sabbiosi con laminazione piano parallela e hummocky. Sono comuni i livelli ricchi di resti conchigliari. Talora si incontrano corpi ghiaioso-sabbiosi con tessitura ben selezionata, che mostrano strutture di embriciatura e laminazione obliqua. Questi corpi sono intercalati da livelli pelitici o sabbioso pelitici di spessore decametrico: depositi paralici e di fronte deltizio. Lo spessore massimo della litofacies AT**S**b è di diverse decine di metri.
2. Litofacies AT**S**a: litofacies prevalentemente fine, costituita da peliti sovente bioturbate e con presenza di fossili marini. Si intercalano strati sottili di sabbie fini, gradati, talvolta con detrito conchigliare alla base e con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky. Eccezionalmente, intercalati alle peliti, si possono rinvenire livelli con ghiaie e ciottoli in matrice pelitica: depositi di prodelta, piattaforma e scarpata sottomarina. Lo spessore massimo della litofacies supera i 1200 metri in corrispondenza della città di Parma.

3.3.1.2. Alloformazione di Costamezzana (CMZ)

L'Alloformazione di Costamezzana (Sintema del Quaternario Marino 2) è costituita grossolanamente da 3 associazioni di facies, sovrapposte ciclicamente e giustapposte, che individuano, nel complesso, un prisma sedimentario costiero con tendenza regressiva e progradante verso nord, nord-ovest:

1. depositi prossimali di delta-conoide: sabbie e ghiaie argillose in strati spessi, frequentemente gradati e amalgamati, con intercalati livelli argillosi sottili, discontinui, biancastri, sterili, alternate a banconi argilloso-limosi con livelli ricchi in resti vegetali lignitizzati;
2. depositi lagunari: sabbie medio-fini in strati sottili e medi con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky, intercalate a limi argillosi verdi, debolmente bioturbati, contenenti talora macrofaune oligotipiche;
3. depositi di delta-conoide ad alta energia fluviale e marina: sabbie, sabbie ghiaiose e subordinatamente ghiaie ciottolose in strati massivi o con una gradazione diretta poco sviluppata e comunque sovente mascherata dalle frequenti amalgamazioni tra strati successivi che possono inglobare clasti pelitici di dimensioni anche metriche. Frequenti anche la stratificazione obliqua a grande scala e le laminazioni trattive. La matrice delle ghiaie è costituita sempre da sabbia medio grossolana.

Lo spessore complessivo varia da 0 a 400 m circa. Il contatto di base è erosivo o netto e discordante sull'Alloformazione del Torrente Stirone o sul Supersintema del Pliocene Medio-Superiore.

3.3.1.3. Sintema del Quaternario Marino 3

Il Sintema del Quaternario Marino 3 è rappresentato da un prisma sedimentario costiero con tendenza regressiva e progradante verso nord, nord-ovest. Si tratta di limi sabbiosi in strati spessi e molto spessi con intercalazioni sabbiose, d'ambiente litorale; in subordine da ghiaie solitamente alterate, in corpi discontinui a geometria lenticolare, d'ambiente deltizio con locale sviluppo di livelli torbosi e da limi argillosi d'ambiente lagunare.

3.3.2. Supersintema Emiliano Romagnolo (ESS)

Il Supersintema Emiliano Romagnolo, deposti a partire da circa 800.000 anni BP, è costituito da terreni continentali, sedimentati al di sopra di una superficie di discontinuità regionale, in corrispondenza del margine padano meridionale (v. Fig. 2.3), e di una superficie di continuità in corrispondenza dell'avanfossa padana e della monoclinale pedealpina⁴ (v. Fig. 2.3).

L'unità è suddivisa in due Sintemi: Sintema Emiliano Inferiore e Sintema Emiliano Superiore.

3.3.2.1. Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (LES)

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (LES), depostasi probabilmente tra circa 800.000 e 450.000 anni BP (Pleistocene medio), è un'unità sedimentata in ambiente di piana alluvionale durante un prolungato periodo di subsidenza regionale.

Il contatto di base è netto e discordante, talora erosivo, sull'Allogruppo Quaternario Marino.

La successione stratigrafica è caratterizzata da limi e limi argillosi prevalenti di colore grigio-azzurro, talora con screziature giallo-ocracee di ossidazione, con intercalazioni ghiaiose le quali, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali (Enza) possono diventare predominanti. Sono frequenti i livelli ricchi in sostanza organica (prevalentemente frustoli carboniosi) e con presenza di gasteropodi continentali: depositi di piana alluvionale e localmente di conoide alluvionale distale.

Nel bacino satellite interno lo spessore del Sintema Emiliano Inferiore è compreso tra 10 e 90 m circa; in corrispondenza della zona di alto strutturale (ETF) il Sintema Emiliano Inferiore è quasi sempre completamente eroso mentre a Nord della stessa aumenta rapidamente di spessore. In corrispondenza di Parma ad esempio presenta una potenza di circa 250 m.

3.3.2.2. Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore (UES)

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore è un'Unità alluvionale prevalentemente grossolana, di età Pleistocene medio – Olocene.

⁴ Al passaggio tra i due domini tettonici la definizione di Supesintema o Allogruppo decade a favore della Sequenza Deposizionale sensu Mitchum et Al. (1977).

Il limite di tetto è rappresentato dalla superficie topografica, mentre il contatto di base è netto e discordante sull'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore e su tutte le altre unità più antiche.

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore è suddivisa in cinque allomembri, che dal più recente a quello più antico sono:

1. Allomembro di Ravenna (AES8)⁵: Pleistocene superiore - Olocene; post circa 20.000 anni B.P;
2. Allomembro di Villa Verucchio (AES7): Pleistocene superiore;
3. Allomembro di Agazzano (AES3): Pleistocene medio;
4. Allomembro di Maiatico (AES2): Pleistocene medio;
5. Allomembro di Monterlinzana (AES1): Pleistocene medio.

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore nel territorio in esame è caratterizzato da un'unica direzione di progradazione, nordest-vergente, originata dai sistemi di alimentazione appenninica a costituire il sistema deposizionale della pianura pedemontana ad alimentazione appenninica.

Sistema deposizionale della Pianura pedemontana ad alimentazione appenninica

Il sistema deposizionale della Pianura pedemontana ad alimentazione appenninica (a livello dell'Allomembro di Ravenna) si estende dal margine morfologico dell'Appennino fino all'altezza dell'autostrada del Sole lungo l'asse del T. Enza.

Negli strati più profondi del sottosuolo (allomembro di Villa Verucchio) tale ambiente presenta una maggiore estensione, ben oltre il limite dell'autostrada del sole, fino a fondersi in alcuni casi (asse fluviale del F. Taro) all'ambiente deposizionale della pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleoPo).

Il sistema deposizionale della Pianura pedemontana è caratterizzato da depositi prevalentemente ghiaiosi nelle aree attigue e contigue dei corsi d'acqua principali e limi e/o argille prevalenti o comunque più abbondanti nelle aree perifluviali d'interconoide.

Il rapporto tra materiali grossolani e fini, elevato nella zona di alta pianura, decresce linearmente procedendo verso valle e verso le zone più interne delle aree perifluviali (zone d'interconoide), fino a valori medi, generalmente superiori all'unità.

I sedimenti sono organizzati in grandi sistemi di conoide alluvionale, dove le litologie grossolane (ghiaie e sabbie) costituiscono estesi corpi tabulari, interdigati da cunei di materiali essenzialmente fini (limi ed argille).

In altri termini la "Pianura pedemontana" è il frutto della coalescenza dei sistemi di conoide alluvionale e delle zone d'interconoide.

⁵ Per la descrizione si rimanda al successivo cap.3.3.

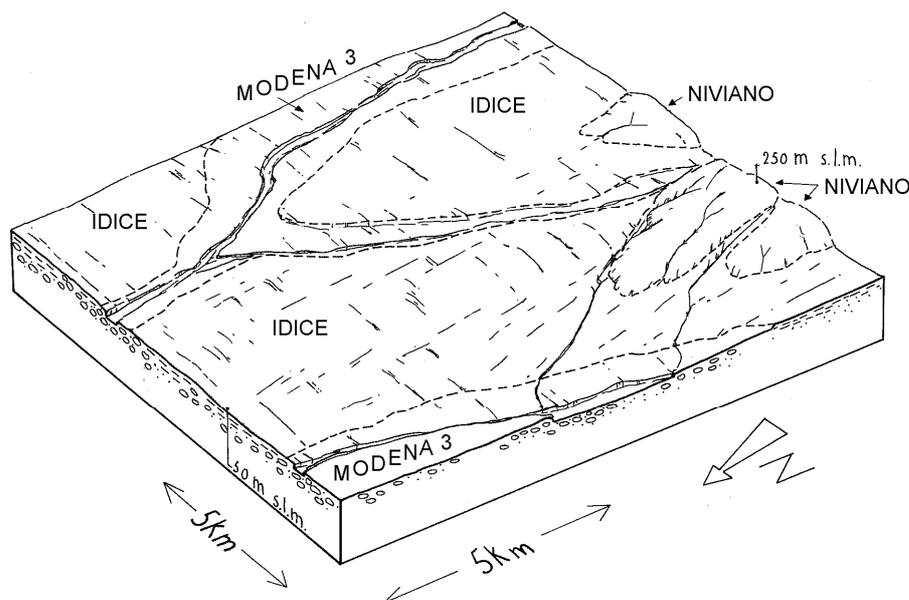


Figura 2.5: Conformazione del rilievo del sistema deposizionale della Pianura Pedemontana ad alimentazione appenninica (tratta da "I suoli dell'Emilia Romagna" 1994).

3.4. Caratteristiche geologiche dei depositi affioranti

I depositi affioranti nel territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza sono stati cartografati nella Tav. 2.1 (LITO-MORFOLOGICA alla scala 1:10.000). Le unità geologiche definite in legenda sono state individuate sulla base delle loro caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e pedologiche (profilo di alterazione dei suoli; per una sezione verticale con spessore di almeno 1,5 m).

Nella zonizzazione geologica, oltre al rilievo di dettaglio in sito, sono state consultate anche le seguenti documentazioni cartografiche:

- Carta geologica dei depositi quaternari della Provincia di Parma (1996). Servizio Cartografico - Ufficio Geologico della Regione Emilia Romagna;
- I suoli dell'Emilia Romagna - Carta 1:250.000 (1994). Servizio Cartografico - Ufficio Geologico della Regione Emilia Romagna;
- Progetto CARG a cura della Regione Emilia-Romagna alla scala 1:50.000.

Nel complesso i depositi affioranti sono relativi all'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore. Di tale unità affiorano le sottounità definite in letteratura geologica come Allomembro di Ravenna e Allomembro di Villa Verucchio.

3.4.1. Allomembro di Ravenna

Unità di origine fluviale dell'Olocene - Pleistocene Superiore. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 18 metri. Il profilo di alterazione varia da qualche decina di cm fino ad 1 m ed è di tipo A/Bw/Bk(C). Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente al

piano topografico, mentre il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante, sugli altri allomembri e sulle unità più antiche. La parte superiore dell'Allomembro di Ravenna è nota come Unità Modena costituita da una successione sedimentaria la cui deposizione è inquadrabile nell'ambito degli eventi alluvionali che hanno caratterizzato gli ultimi 1.500 anni di storia evolutiva (post IV-VII sec. d.C.).

Appartenenti all'Allomembro di Ravenna sono state cartografate le unità di seguito descritte.

- Depositi di piana inondabile: predominano limi ed argille con rare intercalazioni sabbiose in strati generalmente centimetrici; localmente si rinvencono livelli torbosi. Affiorano nelle aree più interne e depresse della piana perfluviale in ambiente di piana alluvionale. La morfologia è pianeggiante e a profilo concavo, anche se possono presentare al loro interno ondulazioni e modesti rilievi riferibili a depositi di argine del reticolo idrografico minore.
- Depositi di canale fluviale: Sono caratterizzati da superfici pianeggianti, incise da numerosi canali minori che scorrono per lo più all'interno di alvei regolarizzati secondo percorsi rettilinei. Tali superfici sono discretamente sopraelevate rispetto all'alveo dei fiumi attuali e dei terrazzi più recenti e presentano deboli ondulazioni legate alla rimozione ed al trasporto dei materiali alluvionali, mobilizzati dai corsi d'acqua minori che le attraversano. Esse terrazzano i depositi riferibili all'Allomembro di Villa Verucchio. La litologia è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, localmente con copertura discontinua di limi argillosi, nelle zone di conoide alluvionale e da alluvioni sabbiose e limo-argillose solcate localmente da canali di ghiaie nelle zone d'interconoide.
- Depositi di tracimazione fluviale indifferenziate: Unità costituita prevalentemente da limi e in subordine da sabbie e argille sedimentati in ambiente di piana alluvionale; nelle aree prossimali ai corsi d'acqua e ai paleolavei predominano le litologie sabbiose e tendenzialmente sabbiose, mentre in aree distali si registra un maggiore frequenza di litologie fini limose ed argillose.

Appartenenti al tetto dell'Allomembro di Ravenna e quindi note come unità Modena sono state cartografate le unità di seguito descritte.

- Depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale: Unità costituita dall'alternanza di ghiaie, sabbie, argille e limi sedimentati in ambiente di piana alluvionale; nelle aree prossimali ai corsi d'acqua e ai paleolavei predominano le litologie ghiaiose e sabbiose e tendenzialmente sabbiose, mentre in aree distali si registra, associate alle litologie precedenti, un maggiore frequenza di litologie fini limose ed argillose. I depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale caratterizzano i depositi terrazzati più bassi, e quindi più recenti, che bordano il T. Enza.
- Depositi di canale fluviale in evoluzione: Unità costituita da ghiaie e ghiaie sabbiose o da sabbie con livelli e lenti di ghiaie ricoperte da un sottile livello limoso argilloso discontinua. Affiorano nella fasce di pertinenza del T. Enza periodicamente mobilitate dalle piene fluviali.

3.4.2. Allomembro di Villa Verucchio

L'allomembro è suddiviso, su base morfologica e pedostratigrafica, in due unità allostratigrafiche (o sequenze deposizionali) di spessore variabile da alcuni metri ad alcune decine di metri. Lo spessore massimo dell'Allomembro di Villa Verucchio è inferiore a 30 m. Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale relitta che nel territorio di Sant'Ilario d'Enza affiora in alcuni settori situati in località Calerno e Partitore, mentre il contatto di base è erosivo e discordante sugli altri allomembri e sulle unità più antiche.

L'allomembro di Villa Verucchio è suddiviso nelle successive unità di Niviano e Vignola.

UNITA' NIVIANO (Pleistocene superiore)

L'unità Niviano non risulta mai affiorante nel territorio comunale di Sant'Ilario, in quanto sistematicamente sepolta o erosa dai depositi delle unità più recenti.

Le paleosuperfici sono relativamente ben conservate con larghe e strette ondulazioni e profonde incisioni, connesse all'azione erosiva del reticolo idrografico che le attraversa.

L'unità Niviano è costituita da depositi di conoide alluvionale composti da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati.

Il profilo verticale presenta una successione sedimentaria formata dalla ripetizione di cicli elementari, ciascuno dei quali caratterizzato da un intervallo basale prevalentemente grossolano, di spessore in genere compreso tra qualche metro e 10 - 15 metri, ed un intervallo di tetto prevalentemente fine con spessore fino a 2 metri.

A volte l'intervallo fine può essere completamente eliso per erosione; in questo caso si ha la saldatura tra i depositi ghiaiosi riferibili a due cicli successivi.

I suoli dell'unità Niviano sono dolcemente inclinati con pendenze che variano da 1 a 3%, molto profondi, non calcarei e a moderata disponibilità di ossigeno.

UNITA' VIGNOLA (Pleistocene superiore)

L'unità Vignola affiora nel Comune di Sant'Ilario caratterizzando modesti rilievi con ampie superfici sommitali leggermente inclinate, poste a quote diverse, che si raccordano tramite brevi scarpate all'alta pianura.

L'unità è costituita da depositi di conoide alluvionale caratterizzati da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati con copertura discontinua di limi argillosi e depositi di interconoide caratterizzati da argille limose e limi argillosi con intercalazioni di ghiaie e sabbie. Lo spessore massimo dell'unità è inferiore a 15 m

4. SISMICITÀ DEL TERRITORIO

La Provincia di Reggio Emilia è soggetta ad un'attività sismica medio-bassa, indotta dai frequenti e storicamente documentati terremoti, con epicentro nell'ambito del territorio provinciale, e di riflesso dagli eventi più intensi provenienti dalle province limitrofe.

4.1. Caratteristiche sismotettoniche

L'Istituto di Geofisica e Vulcanologia ha prodotto una zonizzazione sismogenetica (ZS) del territorio nazionale sulla base dell'analisi cinematica degli elementi geologici, cenozoici e quaternari, coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale (Figura 4.1). Il rapporto conclusivo, previsto in ottemperanza all'Ordinanza PCM 20 marzo 2003, n. 3274, è stato a cura di Stucchi et al. (2004).

I dati, presi in considerazione, sono gli eventi degli ultimi 1000 anni con intensità epicentrale $I_{max} \geq V - VI$ (grado MCS) e magnitudo $M \geq 4$.

Il territorio nazionale è stato quindi suddiviso in 36 Zone Sismogenetiche e il territorio comunale di Sant'Ilario è situato nella parte centro-settentrionale della Zona Sismogenetica 913 (Appennino Emiliano Romagnolo) e si colloca a circa 38.0 km a nord della Zona Sismogenetica 915 (Garfagnana-Mugello) e a circa 4,0 km a sud-ovest della Zona Sismogenetica 912 (Dorsale Ferrarese):

- Zona Sismogenetica 915 (Garfagnana-Mugello): zona legata allo sprofondamento passivo della litosfera adriatica sotto il sistema di catena nell'Arco Appenninico Settentrionale; i meccanismi attesi sono prevalentemente di tipo dip-slip con assi T SW-NE nella fascia assiale; la zona include le sorgenti sismogenetiche dei terremoti di più elevata magnitudo che caratterizzano l'arco appenninico settentrionale; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 8 e 12 Km con profondità efficace di 8 km; nella Zona Sismogenetica 915 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{wmax} = 6,60$;
- Zona Sismogenetica 913: In questa zona si verificano terremoti originati da movimenti prevalentemente compressivi NW con meccanismi trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture; i terremoti storici raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo; la massima magnitudo rilevata è $M_d = 4,8$; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 12 e 20 Km con profondità efficace di 13 km; nella Zona Sismogenetica 913 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{wmax} = 6,14$;
- Zona Sismogenetica 912: Zona legata allo sprofondamento passivo della litosfera adriatica sotto il sistema di catena nell'Arco Appenninico Settentrionale. Si osserva un regime tettonico debolmente compressivo originato dalle strutture thrust e strike-slip aventi assi SW-NE; i terremoti storici raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo; la massima magnitudo rilevata è $M_d = 4,6$; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità

comprese tra 5 e 8 Km con profondità efficace di 7 km; nella Zona Sismogenetica 912 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{wmax} = 6,14$.



Figura 4.1 – Zonizzazione sismogenetica.

4.2. La classificazione sismica

La classificazione sismica è formulata sulla base degli studi del Servizio Sismico Nazionale (SSN), del Gruppo Nazionale per la Difesa dei Terremoti (GNDT) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING).

La classificazione è stata approvata con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20/03/2003 "Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione sismica del territorio nazionale e di normative tecniche per la costruzione in zona sismica".

Il territorio nazionale è stato suddiviso in 4 classi con livelli decrescenti di pericolosità sismica e il Comune di Sant'Ilario è classificato in classe 3.

4.3. Pericolosità sismica

La pericolosità e il rischio sismico del territorio nazionale sono stati affrontati dal Servizio Sismico Nazionale (SSN), utilizzando il calcolo probabilistico di Cornell, risalente alla fine degli anni '60, in

grado di considerare tutte le possibili sorgenti influenzanti il moto del terremoto. Il Servizio Sismico Nazionale, per tutto il territorio nazionale, ha elaborato la pericolosità sismica di base di cui al DM 14.1.2008 che rappresenta l'elemento di conoscenza primario per la determinazione delle azioni sismiche.

La pericolosità sismica di base è definita in termini di accelerazione orizzontale massima attesa a_g in condizioni di campo libero su sito di riferimento rigido (categoria di suolo A) con superficie topografica orizzontale, nonché di ordinate dello spettro di risposta elastico in accelerazione ad essa corrispondente $S_e(T)$, con riferimento a prefissate probabilità di eccedenza PVR, nel periodo di riferimento V_R . Le forme spettrali sono definite, per ciascuna delle probabilità di superamento nel periodo di riferimento PVR, a partire dai valori dei seguenti parametri su sito di riferimento rigido orizzontale:

- a_g accelerazione orizzontale massima al sito;
- F_o valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale.
- T^*_c periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

La stazione di riferimento che quantifica la pericolosità sismica di base per il territorio comunale di Sant'Ilario è la stazione 15608.

Analizzando i dati riportati per ognuna delle suddette stazioni, il Comune di Sant'Ilario presenta i seguenti dati di pericolosità:

- accelerazione di picco per suoli di tipo A con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni per un periodo di ritorno di 475 anni. (v. Fig. 4.2): $PGA = 0,125 - 0,150$;
- intensità macrosismica: $MCS = VIII$ grado;
- magnitudo: $M = 6,14$

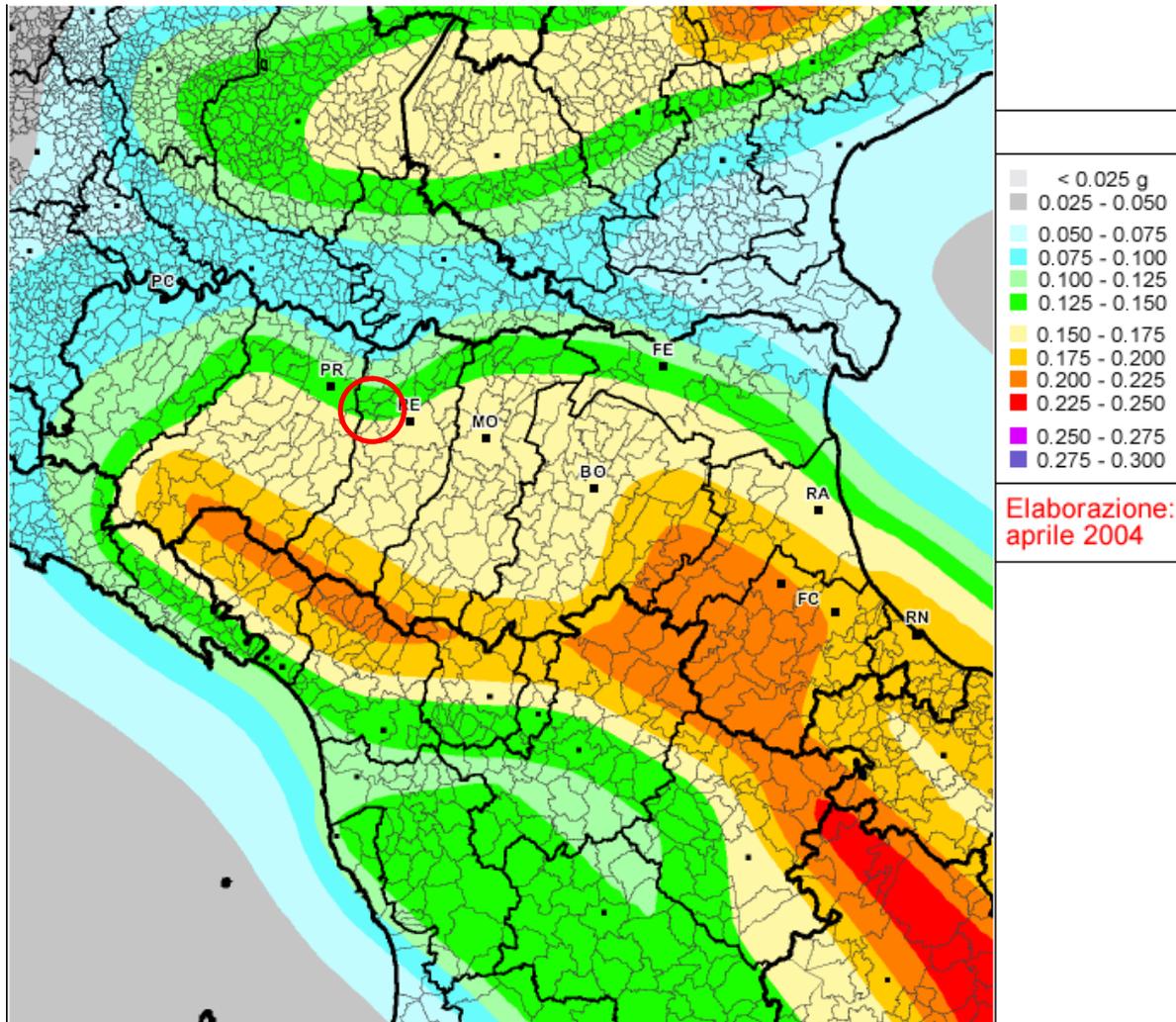


Figura 4.2 – PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni).

4.3.1. Definizione della pericolosità sismica locale

Partendo dalle caratteristiche sismotettoniche complessive della pianura parmense e delle principali manifestazioni sismiche, sia epicentrali, sia di risentimento dalle altre zone sismo genetiche presenti nel bacino padano, la pericolosità sismica del territorio comunale di Sant'Ilario è stata approfondita in relazione alle condizioni geologiche e morfologiche locali.

Le caratteristiche sismiche di un'area sono definite dalle sorgenti sismogenetiche, dall'energia, dal tipo e dalla frequenza dei terremoti. Questi aspetti sono comunemente indicati come "pericolosità sismica di base" e sono quelli considerati per la classificazione sismica.

Da queste caratteristiche deriva il moto di *input* atteso, per il calcolo del quale non sono considerate le caratteristiche locali e il territorio è trattato come se fosse uniforme ed omogeneo cioè pianeggiante e costituito da suolo rigido in cui la velocità di propagazione delle onde S (V_s) è maggiore di 800 m/s

(suolo A dell'Eurocodice 8 - parte 1, EN 1998-1, 2003, dell'OPCM 3274/2003, del DM 14/9/2005 e DM 14.1.2008).

Il moto sismico può essere però modificato dalle condizioni geologiche e morfologiche locali. Alcuni depositi e forme morfologiche possono amplificare il moto sismico in superficie e favorire fenomeni di instabilità dei terreni quali cedimenti, frane o fenomeni di liquefazione. Queste modificazioni dovute alle caratteristiche locali sono comunemente definite "effetti locali".

La zonazione del territorio sulla base della risposta sismica del terreno è perciò uno dei più efficaci strumenti di definizione e rappresentazione della pericolosità sismica e, quindi, di prevenzione e riduzione del rischio sismico, poiché fornisce un contributo essenziale per l'individuazione delle aree a maggiore pericolosità sismica e agevola la scelta delle aree urbanizzabili con minor rischio e la definizione degli interventi ammissibili.

La Tav. 4.0 "CARTA DELLE MICROZONE OMOGENE IN PROSPETTIVA SISMICA" risulta particolarmente efficace per la scelta delle aree di nuova previsione edificatoria, per la definizione delle indagini di approfondimento e degli interventi ammissibili, anche nelle aree già urbanizzate, soprattutto se utilizzate fino dalle fasi preliminari dei processi di pianificazione territoriale e urbanistica.

Tale cartografia è stata redatta in conformità agli "Indirizzi per gli studi di micro zonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" di cui alla deliberazione n. 112 del 2/5/2007 dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia Romagna" (D.A.L. 112/2007), e agli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica", approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e la Conferenza delle Regioni e Province Autonome in data 13 novembre 2008.

Esiste ormai un generale accordo su quali depositi e forme del paesaggio possono, durante o a seguito di un terremoto, determinare amplificazioni del moto sismico in superficie o concorrere a modificare in maniera permanente l'assetto del territorio causando cedimenti, franamenti e rotture del terreno.

Le conoscenze territoriali oggi disponibili in Emilia-Romagna, soprattutto grazie alle carte geologiche, alle banche dati geognostiche, alle carte topografiche e ai modelli digitali del terreno, permettono la rapida individuazione degli elementi geologici e morfologici che possono favorire gli effetti locali.

In particolare l'obiettivo è di individuare le seguenti zone omogenee:

1. Zone stabili a): non s'ipotizzano effetti di alcuna natura, se non lo scuotimento, funzione dell'energia e della distanza dell'evento; sono le zone dove è affiorante il badrock sismico con morfologia pianeggiante o poco inclinata (pendii con inclinazione inferiore a circa 15°);
2. Zone stabili suscettibili di amplificazione b): sono attese amplificazione del moto sismico, come effetto della situazione litostratigrafia e morfologica locale; per le zone di questa categoria sono definiti numericamente dei valori dei fattori di amplificazione delle accelerazioni FA e delle velocità FV; in tali zone sono presenti terreni di copertura, coltri di alterazione del substrato, substrato molto fratturato o substrato caratterizzato da velocità di propagazione delle onde di taglio ($V_s <$

800 m/s) con spessori superiori ai 5 m; le litologie alle quali si assimilano quelle presenti sul territorio sono:

- riporto antropico;
 - terreni a comportamento granulare: ghiaia, ghiaia/sabbiosa-sabbia/ghiaiosa, sabbia, sabbia/limosa-limo/sabbioso ;
 - terreni a comportamento coesivo: limo, limo/argilloso-argilla/limosa e argilla;
 - deposito alluvionale a granulometria mista o indistinta;
 - detrito di versante (su pendio con acclività < 15°) a granulometria mista o indistinta;
 - coltre di substrato alterato o intensamente fratturato;
 - substrato caratterizzato da $V < 800$ m/s;
3. Zone suscettibili d'instabilità c): gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio; le zone identificano quattro categorie di effetti deformativi:
- instabilità di versante distinte per tipo di frana (crollo o ribaltamento; scorrimento, colata, frana complessa) e per attività (attiva, quiescente, inattiva);
 - liquefazione; aree con terreni sabbiosi, sabbioso-limosi o sabbioso-ghiaiosi, nelle quali la superficie della falda freatica e delle eventuali falde in pressione si trova a profondità inferiori di 15 m dal piano campagna;
 - cedimenti differenziali: area di contatto stratigrafico o tettonico di litotipo con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse;
 - faglie attive e capaci: distinte per tipo di faglia (diretta, inversa, trascorrente) e per tratto accertato o tratto inferito;
 - forme di superficie: orlo di scarpata morfologica (10 – 20 m, > 20 m); orlo di terrazzo fluviale (10 – 20 m, > 20 m); picco isolato; cresta; conoide alluvionale; falda detritica;
 - forme/elementi sepolti: scarpata; valle (valle stretta $c > 0.25$, valle larga $c < 0.25$; dove "c" è il coefficiente di forma $c = h/l$, h lo spessore della coltre alluvionale e l la sua semiampiezza); area con cavità sepolte.

4.3.2. Microzone omogene in prospettiva sismica

La carta delle pericolosità sismica locale (4.0 "Microzone omogene in prospettiva sismica") è stata realizzata secondo le procedure indicate negli "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica" (D.A.L. 112/2007) e gli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" (Dipartimento della Protezione Civile e la Conferenza delle Regioni e Province Autonome del 13/11/2008).

I dati di base disponibili utilizzati sono:

- Carta lito-morfologica (Tavv. 2.1 e 2.2);
- Sezioni geologiche (Tav. 2.3);
- la legenda della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 per il territorio provinciale di Reggio Emilia (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati della Carta geologica di pianura 1:25.000 della Regione Emilia-Romagna (Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli);
- la banca dati geognostici di pianura del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli.

Dalla cartografia tematica sopra citata sono stati individuate le seguenti classi:

1. Depositi prevalentemente argillosi e limosi (Olocene e Pleistocene superiore);
2. Depositi prevalentemente argillosi e limosi intervallati da spesse bancate sabbiose, oltre 13 - 18 m di profondità dal p.c. (Olocene e Pleistocene superiore).

La banca dati geognostici di sottosuolo disponibile per tutta la pianura emiliano-romagnola ha permesso di cartografare anche nella Tav. 4.0 i principali corpi del sottosuolo che possono influenzare il moto sismico in superficie. In particolare è rappresentata:

- la superficie superiore (tramite isobate riferite al livello medio del mare) dei principali corpi ghiaiosi e sabbiosi, di spessore > 5 m,;
- le isobate della superficie di base dei depositi continentali afferenti al Supersistema Emiliano Romagnolo (quota riferita a l.m.);
- proiezione sulla superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti attivi.

4.3.3. Rischio di liquefazione

La liquefazione, secondo la definizione riportata nell'eurocodice EU8 e nelle NTC 2008, è la riduzione di resistenza al taglio e/o di rigidità causata durante il moto sismico dall'aumento delle pressioni interstiziali in terreni saturi non coesivi, tale da provocare deformazioni permanenti significative o persino da indurre nel terreno una condizione di sforzi efficaci quasi nulla.

Il rischio insito a eventuali processi di liquefazione è legato a eventi sismici di magnitudo superiore a $M > 5$ e ad accelerazioni massime attese al piano campagna, in assenza di manufatti (condizioni di campo libero), superiori di $a_g > 0,1g$.

La liquefazione, nei casi documentati in letteratura, (Kishida 1969, Gibbs 1979, Bureau of Reclamation degli Stati Uniti, Atomic Energy Commission degli Stati Uniti), si è verificata solo in sabbie relativamente sciolte, caratterizzate da valori della densità relativa $D_r < 75\%$.

Il fenomeno non appare probabile in terreni con valori superiori della densità relativa, e soprattutto quando le sabbie includono ghiaie o ciottoli. In quest'ultimo caso se il deposito ghiaioso è compreso

tra terreni poco permeabili, indipendentemente dalla sua capacità drenante, può essere soggetto al fenomeno della liquefazione.

Nei terreni a grana fine (limi ed argilla), sebbene caratterizzati da bassi valori della permeabilità, la possibilità che si possa verificare il fenomeno è molto ridotta o addirittura nulla, grazie all'influenza determinante dei legami interparticellari, ovvero della coesione. La composizione granulometrica dei terreni all'interno dei quali è possibile il fenomeno della liquefazione è riportato in Figura 4.3.

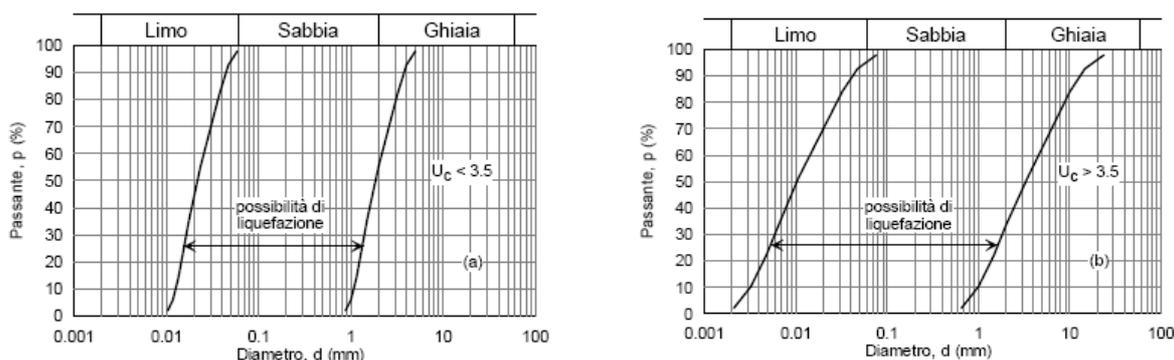


Figura 4.3 – Distribuzione granulometrica critica di terreni soggetti a liquefazione sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_C < 3,5$ sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_C > 3,5$

Secondo l'Eurocodice 8 la liquefazione può verificarsi in terreni di fondazione composti da estesi o lenti spesse di sabbie sciolte sotto falda, anche se contenenti una frazione fine limoso-argillosa e falda al piano campagna. Inoltre la norma, in presenza di un contenuto di ghiaia, non esclude il verificarsi del fenomeno, però non dà indicazioni in merito.

Da osservazioni in sito si è anche visto che la resistenza alla liquefazione aumenta con la profondità. In particolare, la liquefazione si è verificata in depositi sabbiosi saturi fino ad una profondità di circa 15 - 20 m per pressioni litostatiche inferiori a 200 kPa.

Nel territorio comunale di Sant'Ilario sono stati individuati nei livelli corticali del sottosuolo (a profondità inferiori a 10 metri dal piano campagna) dei sistemi di paleoalveo costituiti da limi sabbiosi e sabbie fini limose di spessore pari a 1 - 2 m. Nell'ambito delle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione tali depositi di paleoalveo non si presentano saturi, collocandosi la falda idrica normalmente alla profondità di 10 metri dal piano campagna. Dalle osservazioni idrogeologiche negli ultimi 20 anni non ci sono dati che attestino condizioni di saturazione di tali paleoalvei.

Sulla base dei dati disponibili il rischio alla liquefazione risulta basso.

È quindi imperativo che in tutte i nuovi interventi edilizi ed infrastrutturali la relazione geologica e sismica contenga la verifica del rischio al fenomeno della liquefazione e in caso del riscontro di un rischio non trascurabile, siano previste tutte le opere fondazionali e ogni intervento di miglioramento dei terreni necessari per la mitigazione del problema.

In proposito occorre sottolineare che la falda idrica, nonostante sia stata monitorata per un tempo molto lungo, i dati registrati sono in realtà pochi (i rilievi riguardano infatti dalle 2 alle 4 misurazioni annue). Non si hanno registrazioni in continuo della falda idrica che attestino le reali fluttuazioni del livello piezometrico e quindi la reale pericolosità del fenomeno della liquefazione.

4.3.4. Analisi degli elementi che condizionano l'amplificazione sismica locale

Gli elementi di amplificazione sismica individuati nella Tav. 4.0 sono in seguito riassunti.

- Sovrascorrimenti e faglie sepolti. Sono stati rappresentati i principali limiti tettonici, in quanto è possibile che questi mettano a contatto litologie con caratteristiche meccaniche molto diverse e che, all'intorno di questi contatti, si possano verificare, oltre all'amplificazione, anche cedimenti differenziali.
- Depositi misti composti da argille e limi alternate a ghiaie e sabbie (Olocene e Pleistocene superiore); il rapporto ghiaia/argilla è pari a circa l'unità; la profondità del tetto delle ghiaie è compreso tra -5 e -10 m da p.c.; le aree caratterizzate da tali depositi sono soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche;
- Depositi prevalentemente ghiaiosi e tendenzialmente ghiaiosi (olocene e Pleistocene superiore); il rapporto ghiaia/argilla è superiore all'unità; la profondità del tetto delle ghiaie è minore < -5 m da p.c.; le aree caratterizzate da tali depositi sono soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche e, perciò, dovrà essere sempre valutato il coefficiente di amplificazione per caratteristiche litologiche;
- Substrato (bed rock sismico): il bed rock, nonostante non sia mai stato raggiunto dalle registrazioni di sismica passiva, descritte nell'allegato B e C, è stato assegnato alla zona di contatto tra il Supersistema del Quaternario Marino e il Supersistema Emiliano Romagnolo (come peraltro indicato dal Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna); a sud di Sant'Ilario il contatto geologico si colloca a profondità di -160 metri di profondità dalla superficie topografica, mentre a nord si trova sempre a profondità superiori a 200 m dal piano campagna; a sud di Calerno il contatto geologico si colloca a profondità inferiori di 200 metri di profondità dalla superficie topografica, mentre a nord si trova sempre a profondità superiori a 200 m dal piano campagna.

5. MODELLO GEOFISICO E GEOTECNICO

5.1. Stratigrafia del terreno di fondazione

Il Comune di Sant'Ilario è nel complesso caratterizzato da 2 successioni litologiche principali rappresentate da altrettante microzone omogenee, definite come zona 1 e zona 2 (v. tav. 4.0).

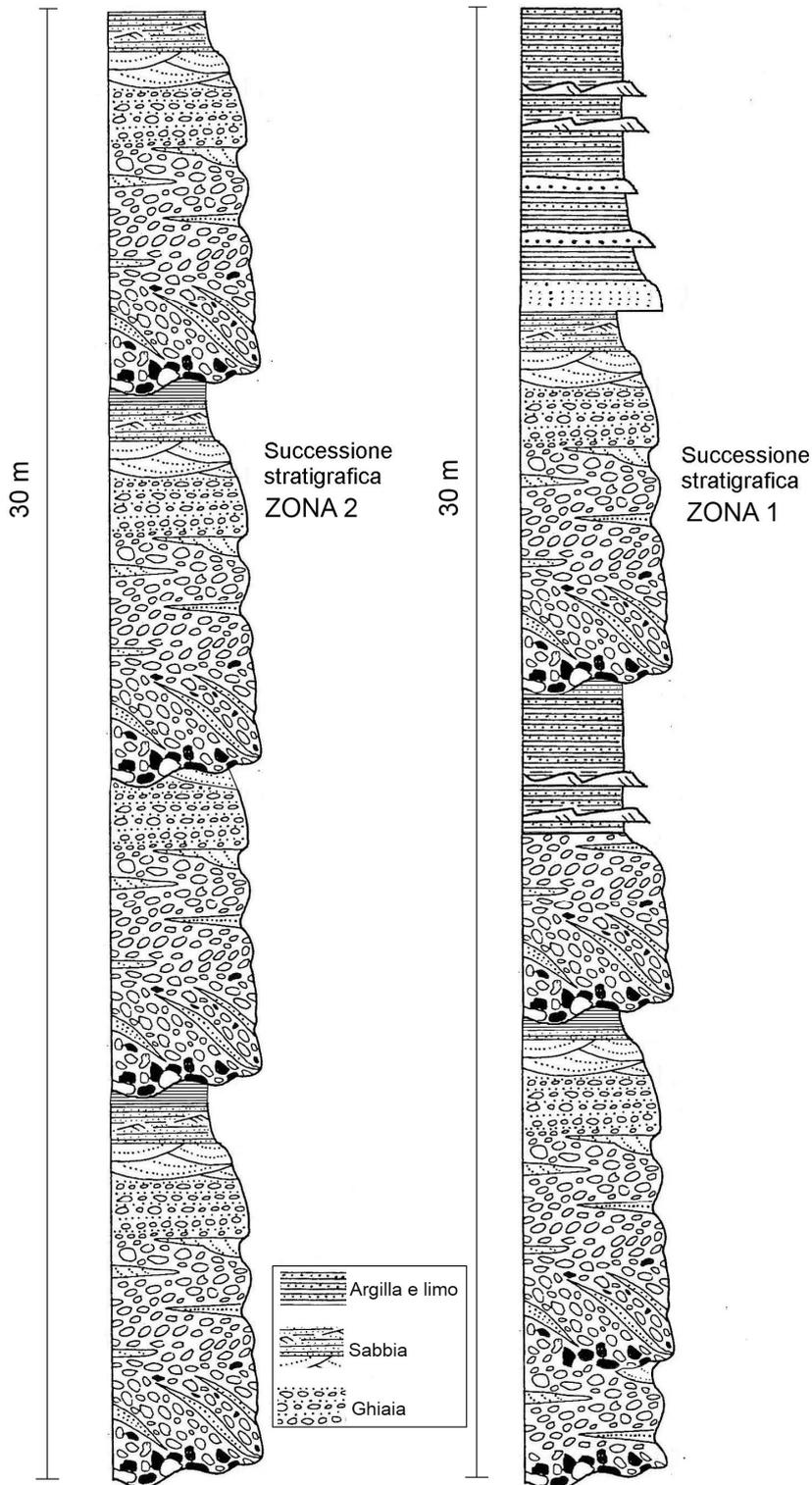


Figura: 5.1: Aspetto tipico della successione stratigrafica ZONA 1 e ZONA 2

5.1.1. Zona 1

La successione stratigrafica, dal piano topografico fino al bed rock sismico, è composta da una sequenza di spessi e molto spessi strati limosi e argillosi alternati ad altrettanti spessi strati ghiaiosi e sabbiosi.

Il rapporto ghiaia/argilla è pari a circa l'unità e la profondità del tetto delle ghiaie è compreso tra 5 e 10 metri dal dal piano campagna.

La successione descritta è nota come Supersistema Emiliano Romagnolo ed è costituita da depositi d'ambiente continentale appartenenti al sistema di conoide alluvionale del T. Enza che appoggia con contatto netto e discordante, talora erosivo, sul supersistema del Quaternario Marino.

Le misure di sismica passiva con tromografo (HVSR) e quelle con sismografo (MASW – REMI) non hanno mai raggiunto il passaggio tra i due Supersistemi.

Le ghiaie più antiche, quando raggiungono spessori rilevanti, si comportano come riflettori sismici con velocità delle onde di taglio molto alte, fino a valori pari a $V_s = 600\div 700$ m/s; tali ghiaie essendo ricoperte da terreni con minore densità o terreni a comportamento coesivo più soffici, non consentono con le tecniche di sismica passiva di superarle, perciò non si hanno informazioni sulla profondità del bedrock sismico.

È comunque avvalorata l'ipotesi di considerare il supersistema del Quaternario Marino come bedrock che nella zona 2 si colloca a profondità comprese tra 160 e 250 metri dal profilo topografico.

5.1.2. Zona 2

La successione stratigrafica, dal piano topografico fino al bed rock sismico, è composta da una sequenza di spessi e molto spessi strati a prevalente litologia ghiaiosa, intervallati da strati spessi e medi di agille e limi.

Il rapporto ghiaia/argilla è superiore all'unità e la profondità del tetto delle ghiaie è minore di 5 metri dal piano campagna.

La successione descritta è nota come Supersistema Emiliano Romagnolo ed è costituita da depositi d'ambiente continentale appartenenti al sistema di conoide alluvionale del T. Enza che appoggia con contatto netto e discordante, talora erosivo, sul supersistema del Quaternario Marino.

Le misure di sismica passiva con tromografo (HVSR) e quelle con sismografo (MASW – REMI) non hanno mai raggiunto il passaggio tra i due Supersistemi.

Le ghiaie più antiche, quando raggiungono spessori rilevanti, si comportano come riflettori sismici con velocità delle onde di taglio molto alte, fino a valori pari a $V_s = 600\div 700$ m/s; tali ghiaie essendo ricoperte da terreni con minore densità o terreni a comportamento coesivo più soffici, non consentono con le tecniche di sismica passiva di superarle, perciò non si hanno informazioni sulla profondità del bedrock sismico.

Anche in questo caso è avvalorata l'ipotesi di considerare il supersistema del Quaternario Marino come bedrock che nella zona 2 si colloca a profondità comprese tra 160 e 250 metri dal profilo topografico.

5.1.3. Bedrock sismico

È assunta l'ipotesi di ritenere che il bedrock sismico sia il supersistema del Quaternario Marino, nonostante non sia stato raggiunto dalle registrazioni di sismica passiva.

Il Supersistema del Quaternario Marino è costituito da terreni paralici e costieri, rappresentati da:

- depositi d'ambiente litorale: limi sabbiosi in strati spessi e molto spessi con intercalazioni sabbiose;
- depositi d'ambiente deltizio: ghiaie solitamente alterate, in corpi discontinui a geometria lenticolare;
- depositi d'ambiente lagunare: sabbie medio-fini in strati sottili e medi con laminazione piano-parallela oppure di tipo hummocky, intercalate a limi argillosi verdi, debolmente bioturbati, contenenti talora macrofaune oligotipiche;
- depositi prossimali di delta-conoide: sabbie e ghiaie argillose in strati spessi, frequentemente gradati e amalgamati, con intercalati livelli argillosi sottili, discontinui, biancastri, sterili, alternate a banconi argilloso-limosi con livelli ricchi in resti vegetali lignitizzati;
- depositi di delta-conoide ad alta energia fluviale e marina: sabbie, sabbie ghiaiose e subordinatamente ghiaie ciottolose in strati massivi o con una gradazione diretta poco sviluppata e comunque sovente mascherata dalle frequenti amalgamazioni tra strati successivi che possono inglobare clasti pelitici di dimensioni anche metriche.

Analizzando la cartografia il bedrock sismico presenta un andamento degradante verso nord con i seguenti valori di profondità:

- 180 metri di profondità all'altezza di Gazzaro;
- 210 metri di profondità all'altezza di Via Paganini;
- 230 metri di profondità all'altezza della via Emilia nel centro storico di Sant'Ilario;
- 250 metri di profondità all'altezza della linea ferroviaria Milano Bologna;
- 200 metri di profondità all'altezza della periferia sud di Calerno;
- 230 metri di profondità all'altezza della periferia nord di Calerno.

5.2. Calcolo della frequenza naturale

Il calcolo della frequenza naturale del sottosuolo è stato determinato attraverso l'utilizzo del tromografo (tecnica HVSR).

La tecnica HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratios) è basata sulla misura dei rapporti medi fra le ampiezze spettrali delle componenti orizzontali e verticali del rumore sismico ambientale. Le frequenze di risonanza corrispondono ai massimi della funzione che rappresenta rapporti spettrali medi in funzione della frequenza (funzione H/V). L'ampiezza di questi massimi è proporzionale (anche se non linearmente) all'entità del contrasto d'impedenza sismica esistente alla base della copertura.

In relazione alla struttura omogenea del sottosuolo nel territorio comunale di Sant'Ilario, rappresentato da strati approssimativamente piano paralleli, leggermente digradanti verso nord-est, sono state organizzate solamente 6 stazioni di misura.

Nell'allegato C sono riportati i rapportini delle 6 prove di misura e i risultati delle indagini sono espressi nella tavola 3.0.

In questo elaborato sono riportati tutti i punti di misura, con associato il valore di f_0 (frequenza dove si verifica il massimo rapporto delle ampiezze spettrali delle componenti orizzontali e verticali) di picco significativo a più bassa frequenza corrispondente alla frequenza di risonanza fondamentale.

Le indagini hanno confermato in linea generale la presenza di un solo picco a bassa frequenza e l'assenza di altri picchi significativi a più alta frequenza. Non si rilevano inoltre fenomeni di risonanza significativi (nessun massimo relativo significativo nelle funzioni HVSR o SSR nell'intervallo 0.1-20 Hz) o presenza di fenomeni di risonanza per l'assenza di alti contrasti d'impedenza alla base delle coltri alluvionali superficiali (ampiezza massima sempre curva HVSR < 3); il salto d'impedenza nei siti indagati è sempre inferiore a HVSR < 2,5.

Il territorio indagato, rappresentato dalle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione è stato suddiviso in due classi di frequenza (v. Tav. 3.0):

- frequenza naturale - $H_0 > 8$: interessa la zona 2 e il fattore discriminante appare la posizione del tetto delle ghiaie che si colloca a profondità inferiori di 5 m dal piano campagna;
- frequenza naturale - $2 < H_0 \leq 8$: interessa la zona 1 e il fattore discriminante appare la posizione del tetto delle ghiaie che si colloca a profondità comprese tra 5 e 10 m dal piano campagna.

5.3. Calcolo della velocità delle onde di taglio

La velocità delle onde di Taglio è stata ricavata dalle indagini di sismica passiva (HVSR e MASW); per ogni sito di misura il profilo medio di velocità è stato ricostruito nel seguente modo:

- in ogni sito d'indagine sono prese in considerazione le velocità medie, ricavate dalle curve d'inversione per le rispettive tipologie di prova sismica passiva, fino alla profondità di 30 metri;

- nella tav. 3.0 le indagini di sismica passiva sono state contrassegnate da un'etichetta indicante la velocità delle onde di taglio fino alla profondità di 30 metri (V_{s30});
- successivamente per ogni verticale di riferimento è stata determinata la V_{s30} "velocità media di propagazione entro 30 m di profondità delle onde di taglio" utilizzando la seguente espressione (D.M. del 14 gennaio 2008 "Approvazione Norme Tecniche per le Costruzioni):

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

- dove h_i e V_i indicano lo spessore (in m) e la velocità delle onde di taglio (per deformazioni di taglio $\gamma < 10^{-6}$) dello strato i -esimo, per un totale di N strati presenti nei 30 m superiori;

Utilizzando le correlazioni geologiche sono state individuate le microaree ad ugual velocità delle onde di taglio. La suddivisione è stata effettuata in riferimento al capitolo 3.2.2 del D.M. 14.1.2008 che definisce le seguenti categorie di profilo stratigrafico del suolo di fondazione:

- A - Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m;
- 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 e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina);
- 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 e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina);
- 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 e da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina);
- E - Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_s > 800$ m/s).

In aggiunta a queste categorie il D.M. 14.1.2008 ne definisce altre due:

- 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;

- S2 - Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

Il territorio indagato del comune di Sant'Ilario, rappresentato dalle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione, è rappresentato principalmente dalla categoria di suolo C; nel settore sud-orientale di Calerno sono stati riscontrati suolo di tipo B.

6. CARATTERIZZAZIONE QUANTITATIVA DEGLI EFFETTI D'AMPLIFICAZIONE

La caratterizzazione quantitativa degli effetti d'amplificazione è stata effettuata, utilizzando un'analisi della risposta sismica locale, attraverso le interazioni intercorrenti tra i terremoti di progetto incidenti al bedrock sismico e l'assetto stratigrafico del sottosuolo. Nel territorio di Sant'Ilario le caratteristiche di bedrock sismico sono state assegnate al Supersistema del Quaternario Marino (come indicato dalla Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna), collocato a profondità comprese tra -120 e -400 metri dalla superficie topografica.

6.1. Approccio di calcolo per la determinazione della risposta sismica locale

Le analisi di risposta sismica locale sono state eseguite attraverso l'uso del programma EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis), sviluppato alla University of Southern California. Tale software consente di studiare il problema di propagazione delle onde sismiche tenendo conto della non linearità di comportamento dei terreni mediante un modello "lineare equivalente".

Facendo riferimento allo schema di Fig. 6.1, un accelerogramma registrato su roccia o terreno molto rigido può essere considerato rappresentativo del moto sismico incidente. Se la superficie terrestre fosse costituita da materiale roccioso omogeneo, il moto sismico incidente, indicato con $u(t)$ in Fig. 6.1, si propagherebbe verso la superficie come un'onda piana con incidenza verticale o prossima alla verticale.

Arrivata l'onda sismica in superficie, questa produrrebbe un moto del terreno $r(t)=2u(t)$, in quanto la presenza della superficie libera porta ad un raddoppio dei valori di spostamento. Per ottenere invece il moto del suolo alla superficie di un profilo stratigrafico costituito da materiale più deformabile, indicato con $s(t)$ in Fig. 6.2, si procede allo studio della propagazione delle onde sismiche in un sistema di strati "piani e paralleli", rappresentativo della stratigrafia locale.

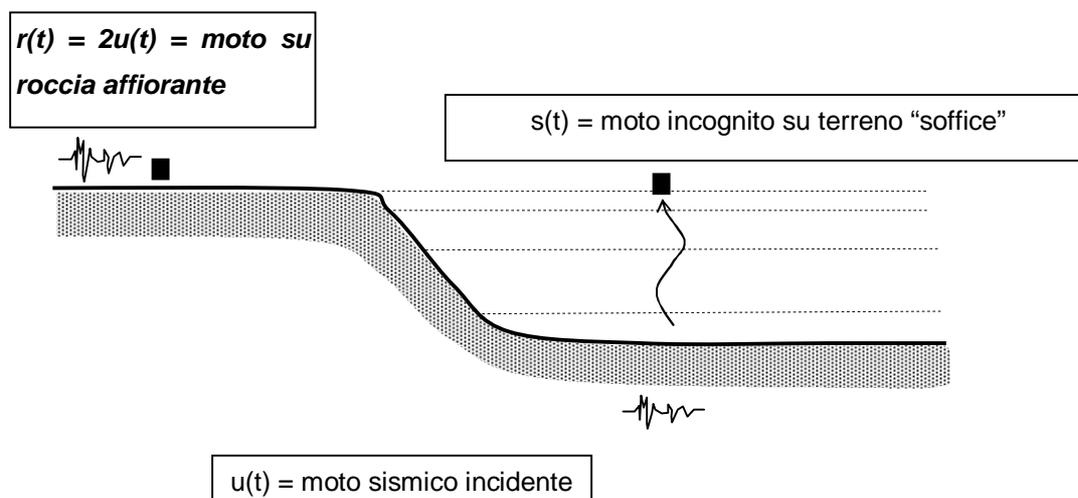


Figura 6.1. Schematizzazione del problema di analisi dinamica di un terreno stratificato soggetto a propagazione verticale di onde sismiche.

Il programma EERA è un modello monodimensionale che consente di mettere a confronto il moto sismico al badrock sismico con quello rilevabile alla superficie topografica definendo così il fattore di amplificazione delle accelerazioni (FA) e il fattore di amplificazione delle velocità (FV), sulla base delle interazioni tra le caratteristiche stratigrafiche e geofisiche del terreno di fondazione e i terremoti di riferimento per il Comune di Sant'Ilario.

Facendo riferimento alla Fig. 6.2, lo schema della procedura iterativa su cui è basato il modello lineare equivalente è il seguente:

- Definizione di curve $G=G(\gamma)$ e $D=D(\gamma)$ per i diversi strati, che descrivono la variazione del modulo di taglio G e del coefficiente di smorzamento D in funzione dello scorrimento angolare γ ;
- Inizializzazione dei valori del modulo di taglio e del fattore di smorzamento ai livelli di piccole deformazioni (G_0 e D_0);
- Calcolo della risposta dinamica del suolo e valutazione della deformazione massima a taglio in ogni strato (γ_1 in Fig. 6.2);
- Aggiornamento dei valori $G_1=G(\gamma_1)$ e $D_1=D(\gamma_1)$;
- Iterazione dei passi 3 e 4 fino a convergenza ($\gamma_{j+1} \sim \gamma_j$).

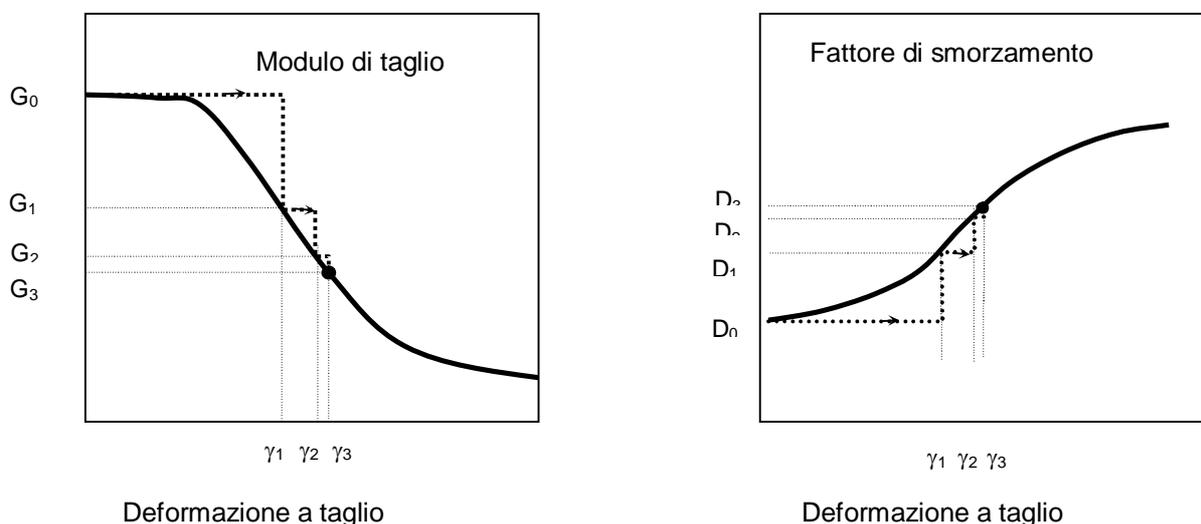


Figura 6.2. Schema del procedimento iterativo per il modello lineare equivalente.

Il modello EERA pur essendo monodimensionale è rappresentativo per il contesto territoriale di Sant'Ilario, caratterizzato da un sottosuolo con spessa copertura alluvionale costituita da strati piano-parallelamente leggermente digradanti verso nord-est.

6.2. Definizione del profilo stratigrafico

Il comportamento meccanico del terreno è efficacemente rappresentato dalla coppia di parametri: il modulo di resistenza al taglio G ed il fattore di smorzamento D (damping).

Questi parametri variano con il livello di deformazione al taglio γ . E' noto che per piccole deformazioni il comportamento può considerarsi di tipo elastico; all'aumentare del livello di deformazione il comportamento tende a diventare progressivamente non-lineare, dissipativo e quindi di tipo elasto-plastico.

Una corretta analisi degli effetti di un dato suolo sul moto sismico non può prescindere quindi dal considerare la non-linearità del suo comportamento. L'assunzione di un comportamento elastico può infatti portare a valutazioni totalmente errate.

Per garantire affidabilità nell'analisi della risposta sismica locale è quindi necessario tenere conto delle disomogeneità del terreno e delle variazioni di comportamento meccanico tra strato e strato con riferimento ai parametri di resistenza al taglio e smorzamento. Il comportamento del terreno può, infatti, essere fortemente non lineare e dissipativo già a partire da piccole deformazioni.

Le curve di G e D al variare del livello di deformazione al taglio γ (definite anche curve di degrado) relative alle varie litologie sono ricavabili sia sperimentalmente in laboratorio o, in alternativa, possono essere desunte dalla bibliografia.

In base alle caratteristiche del profilo stratigrafico e delle litologie prevalenti (grado di addensamento, saturazione in acqua, ecc.) sono state scelte le curve di degrado standard $G(\gamma)$ e $D(\gamma)$ che meglio ne definiscono il comportamento meccanico, successivamente implementate in EERA, e illustrate nelle seguenti figure .

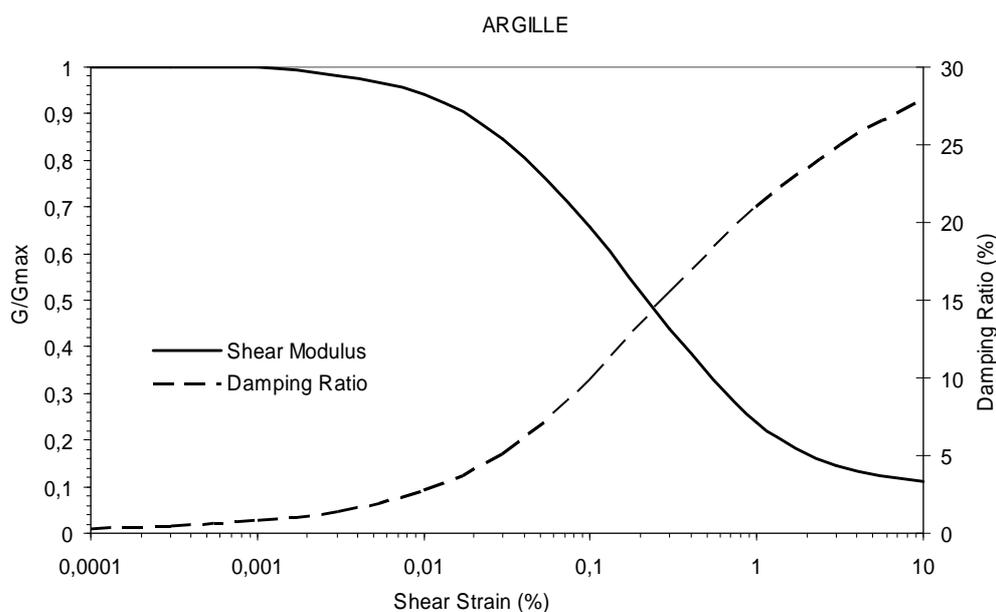


Figura 6.3: Curve standard per le argille e limi - variazione del modulo di taglio (Seed and Sun, 1989) e del coefficiente di smorzamento (Idriss 1990) in funzione del livello di deformazione.

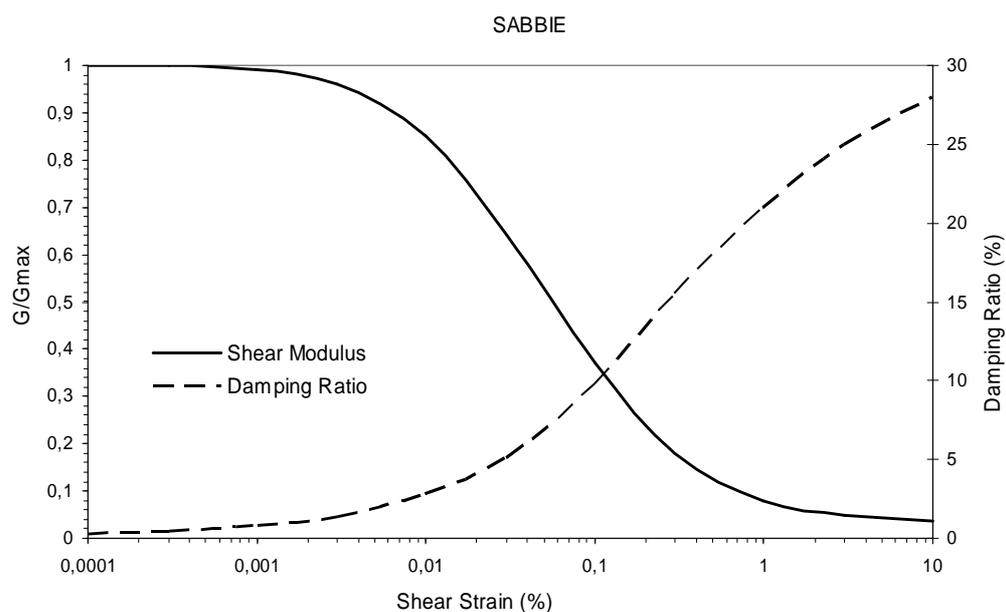


Figura 6.4: Curve standard per sabbie - variazione del modulo di taglio (Seed & Idriss 1970) e del coefficiente di smorzamento (Idriss 1990) in funzione del livello di deformazione.

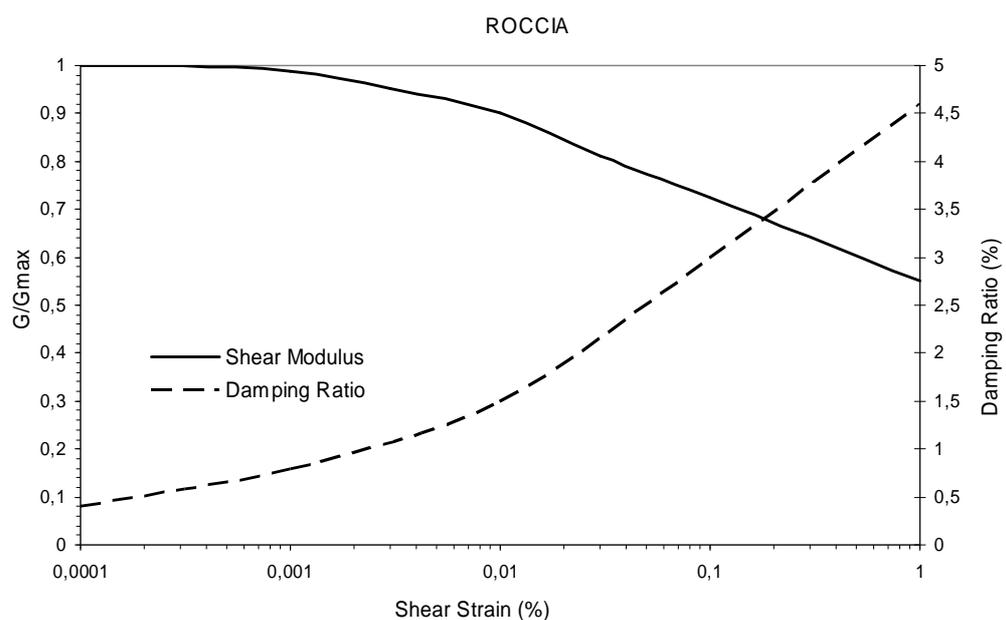


Figura 6.5: Curve standard per roccia - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione.

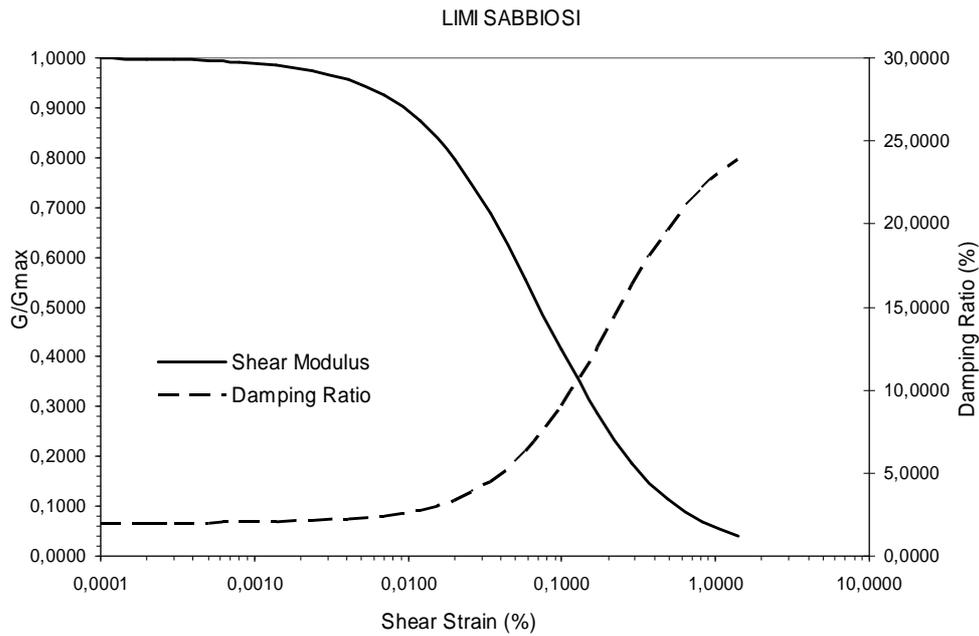


Figura 6.6: Curve standard per limi sabbiosi - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione (Dipartimento di Ingegneria Strutturale - Politecnico di Milano 2006).

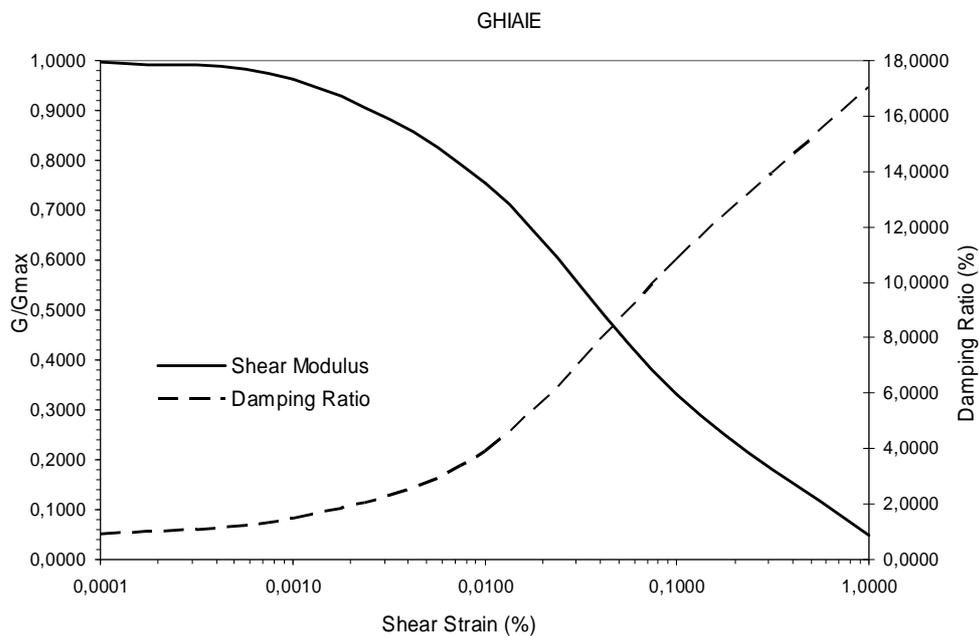


Figura 6.7: Curve standard per ghiaie - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione (Dipartimento di Ingegneria Strutturale - Politecnico di Milano 2006).

6.3. Analisi della risposta sismica locale

Nei seguenti capitoli sono riassunti i dati utilizzati nell'analisi dell'amplificazione sismica locale delle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione e i relativi risultati in termini di periodo proprio del sito T utilizzando la seguente equazione:

$$T = \frac{4 \times \sum_{i=1}^n h_i}{\left(\frac{\sum_{i=1}^n Vs_i \times h_i}{\sum_{i=1}^n h_i} \right)}$$

dove h_i e Vs_i sono rispettivamente lo spessore e la velocità dello strato i -esimo del modello.

6.3.1. Sant'Ilario d'Enza - Viale della Resistenza (HVSr-1 e MASW-REM11)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.1.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-2,0	2,0	Argille e limi
-2,0	-5,5	3,5	Argille e limi
-5,5	-8,5	3,0	Ghiaie
-8,5	-13,5	5,0	Ghiaie
-13,5	-17,5	4,0	Argille e limi
-17,5	-21,5	4,0	Argille e limi
-21,5	-26,5	5,0	Ghiaie
-26,5	-32,5	6,0	Ghiaie
-32,5	-52,0	19,5	Argille e limi
-52,0	-82,0	30,0	Argille e limi
-82,0	-	-	Ghiaie
> 237,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.1: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Viale della Resistenza

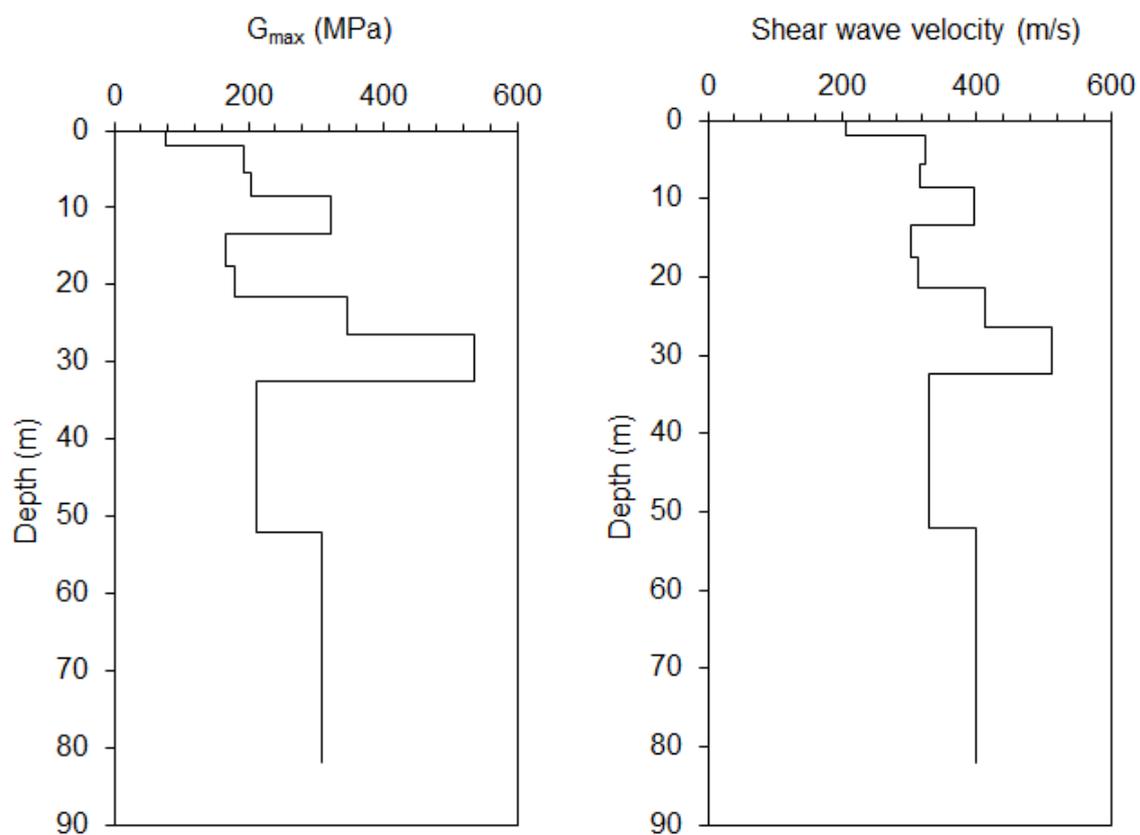


Figura 6.8. Profili di G_{MAX} e Vs considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Viale della Resistenza.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Viale della Resistenza è pari a T = 0,88 s.

6.3.2. Sant'Ilario d'Enza – Via Podgora (HVSr-2)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.2.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-2,0	2,0	Argille e limi
-2,0	-5,0	3,0	Argille e limi
-5,0	-8,0	3,0	Argille e limi
-8,0	-12,0	4,0	Ghiaie
-12,0	-17,0	3,0	Ghiaie
-17,0	-25,0	8,0	Argille e limi
-25,0	-30,0	5,0	Ghiaie
-30,0	-36,0	6,0	Ghiaie
-36,0	-51,0	15,0	Ghiaie
-51,0	-	-	Ghiaie
> -211,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.2: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Via Podgora

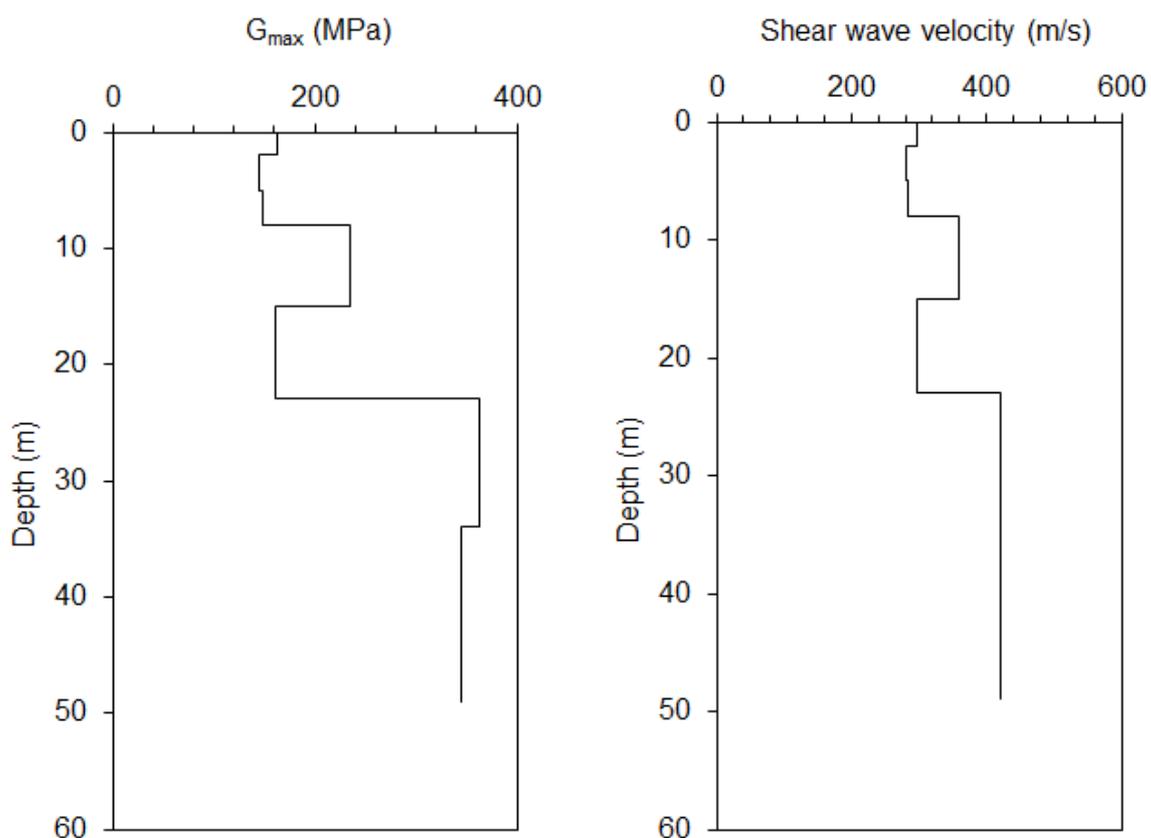


Figura 6.9. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Via Podgora.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Via Podgora è pari a $T = 0,53$ s.

6.3.3. Sant'Ilario – S.P. 12 (HVSr-3 e MASW-REMI2)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.3.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-0,7	0,7	Argille e limi
-0,7	-3,7	3,0	Argille e limi
-3,7	-13,7	10,0	Argille e limi
-13,7	-48,7	35,0	Ghiaie
-48,7	-	-	Ghiaie
> -230,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.3: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di S.P. 12

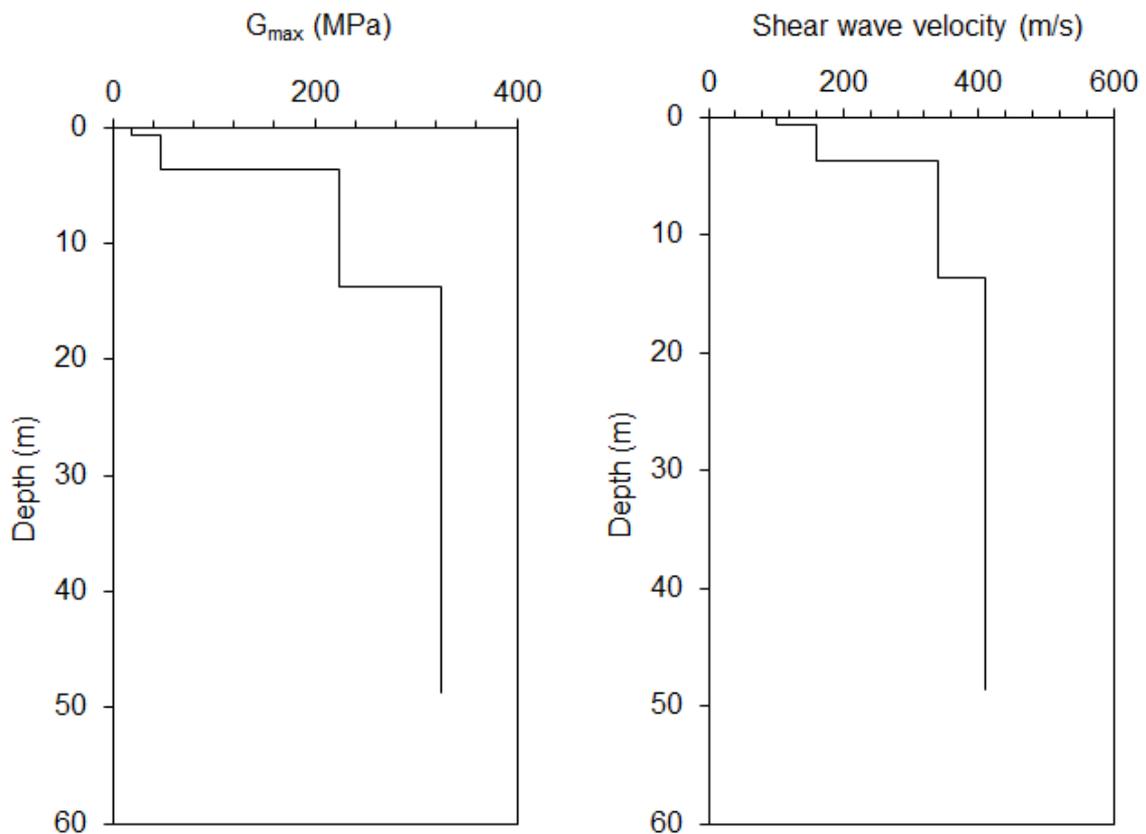


Figura 6.10. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di S.P. 12.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di S.P. 12 è pari a $T = 0,52$ s.

6.3.4. Sant'Ilario d'Enza – F. Fellini (HVSr-4)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.4.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-1,1	1,1	Argille e limi
-1,1	-3,6	2,5	Argille e limi
-3,6	-10,6	7,0	Argille e limi
-10,6	-21,6	11,0	Ghiaie
-21,6	-45,6	24,0	Ghiaie
-45,6	-59,6	14,0	Ghiaie
-59,6	-	-	Ghiaie
> -240,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.4: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di F. Fellini

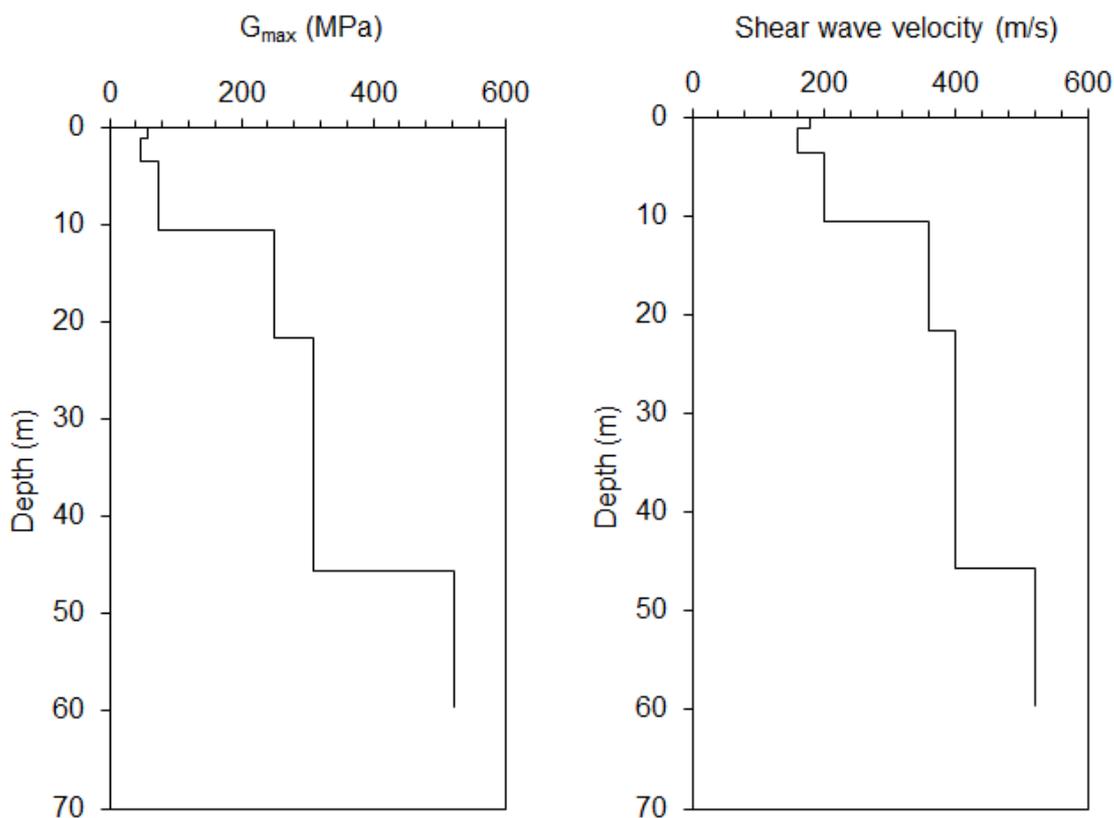


Figura 6.11. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di F. Fellini.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Via F. Fellini è pari a $T = 0,62$ s.

6.3.5. Salerno – via Tommaso Edison (HVSr-5, MASW-REMI4)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.5.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-2,0	2,0	Argille e limi
-2,0	-5,0	3,0	Argille e limi
-5,0	-8,0	3,0	Ghiaie
-8,0	-12,0	4,0	Ghiaie
-12,0	-16,0	4,0	Ghiaie
-16,0	-21,0	5,0	Ghiaie
-21,0	-26,0	5,0	Ghiaie
-26,0	-36,0	10,0	Argille e limi
-36,0	-	-	Ghiaie
> -225,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.5: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Tommaso Edison

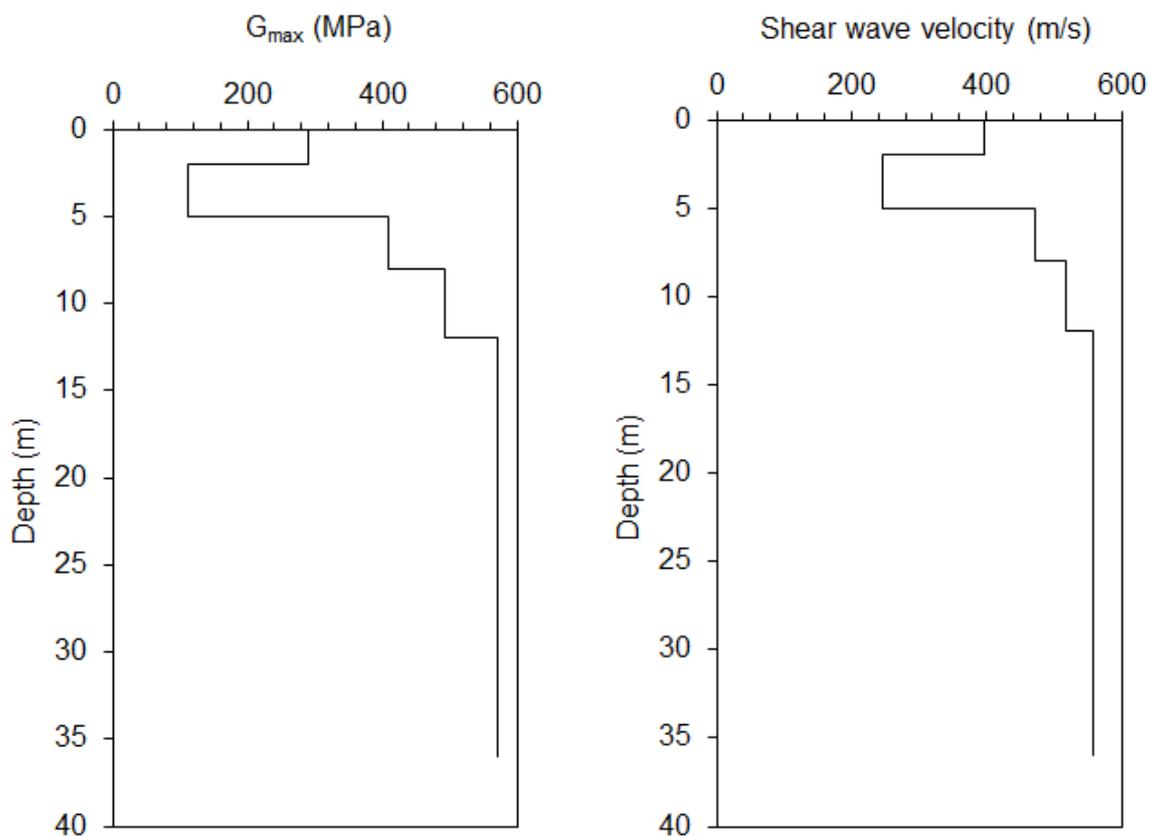


Figura 6.12. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Tommaso Edison.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Tommaso Edison è pari a $T = 0,28$ s.

6.3.6. Salerno – via G.B. Ferraris (HVSr-6)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.6.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-2,0	2,0	Argille e limi
-2,0	-4,2	2,2	Argille e limi
-4,2	-8,6	4,4	Ghiaie
-8,6	-28,6	20,0	Ghiaie
-28,6	-63,6	35,0	Ghiaie
-63,6	-	-	Ghiaie
> -220,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.6: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di via G.B. Ferraris

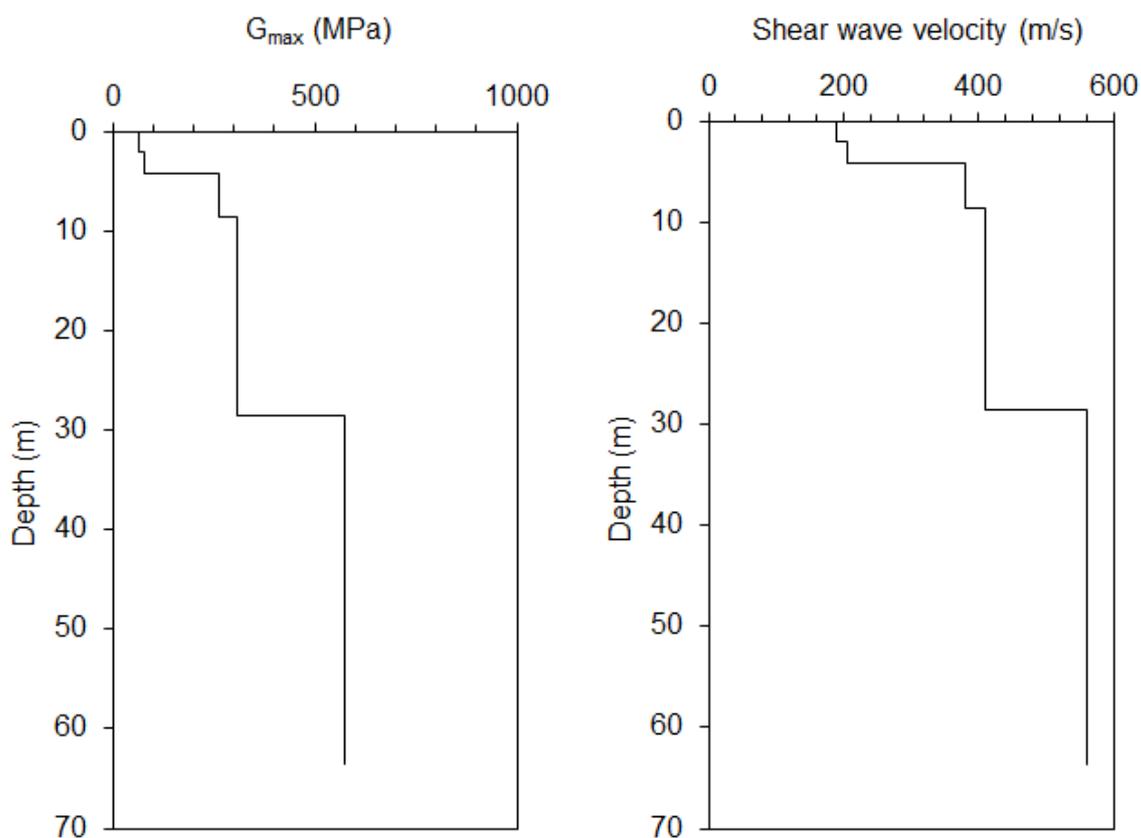


Figura 6.13. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di via G.B. Ferraris.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di via G.B. Ferraris è pari a $T = 0,53$ s.

6.3.7. Calerno – via Dei Patrioti (MASW-REMI3)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 6.7.

Profondità		Spessore	Litologia
da (m)	a (m)	m	
0	-3,0	3,0	Argille e limi
-3,0	-6,0	3,0	Argille e limi
-6,0	-9,5	3,5	Ghiaie
-9,5	-14,0	4,5	Ghiaie
-14,0	-18,0	4,0	Ghiaie
-18,0	-23,0	5,0	Ghiaie
-23,0	-28,0	5,0	Ghiaie
-28,0	-34,0	6,0	Ghiaie
-34,0	-	-	Ghiaie
> -203,0		Bedrock sismico	

Tabella 6.7: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di via Dei Patrioti

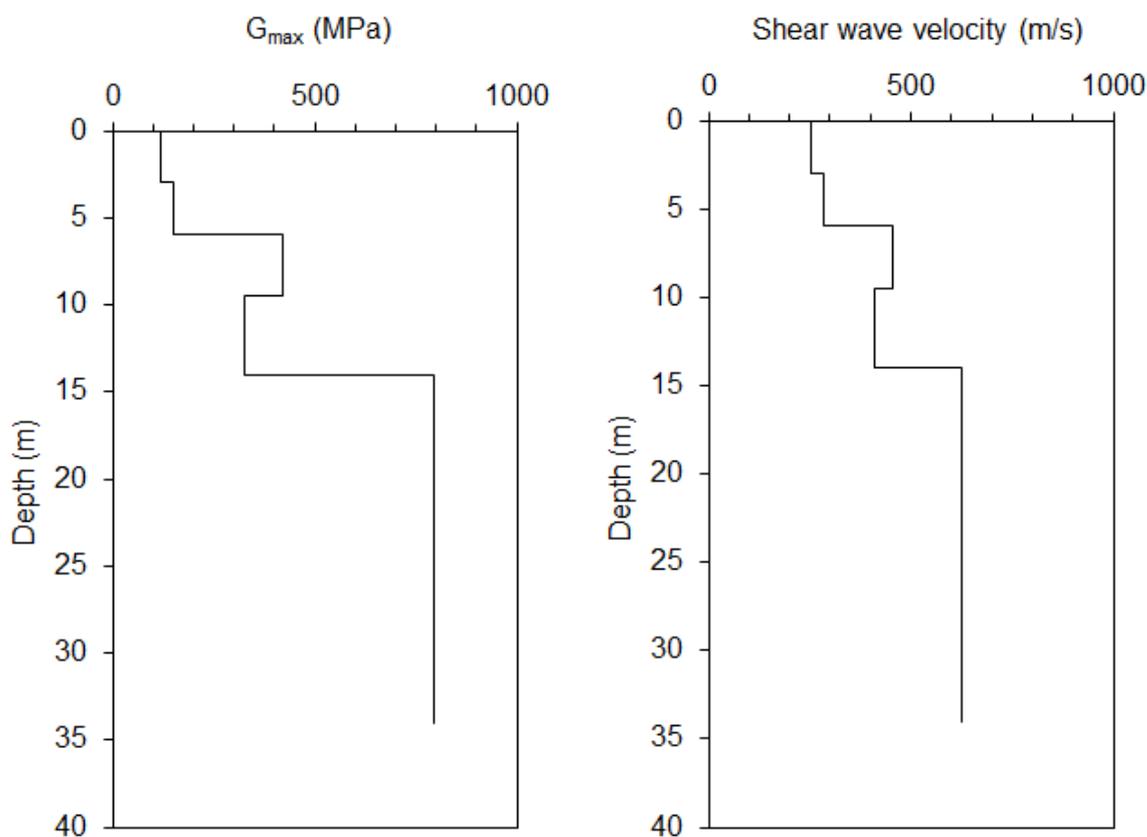


Figura 6.14. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di via Dei Patrioti.

Il valore del periodo fondamentale proprio del sito di via via Dei Patrioti è pari a $T = 0,26$ s.

6.4. Terremoti di riferimento

Il moto sismico in superficie è evidentemente condizionato dal moto atteso al substrato (bedrock sismico); quest'ultimo è definito con il termine di "terremoto di riferimento". Il suo contenuto in frequenza dipende essenzialmente dai meccanismi focali, dalla magnitudo e dal percorso di propagazione.

Per quanto riguarda la definizione del terremoto di riferimento, si è ricorsi alla banca dati del Servizio Geologico e Sismico della Regione Emilia Romagna (www.regione.emilia-romagna.it/geologia/sismica) che, per il Comune di Sant'Ilario, fornisce gli accelerogrammi riportati nella successiva figura 6.15.

Sulla base di questi dati è possibile calcolare lo spettro di risposta riferito ad un periodo di ritorno di 475 anni e ad uno smorzamento $\zeta = 5\%$.

I terremoti di riferimento sono noti con le sigle 000354xa, 000126xa, 000046xa.

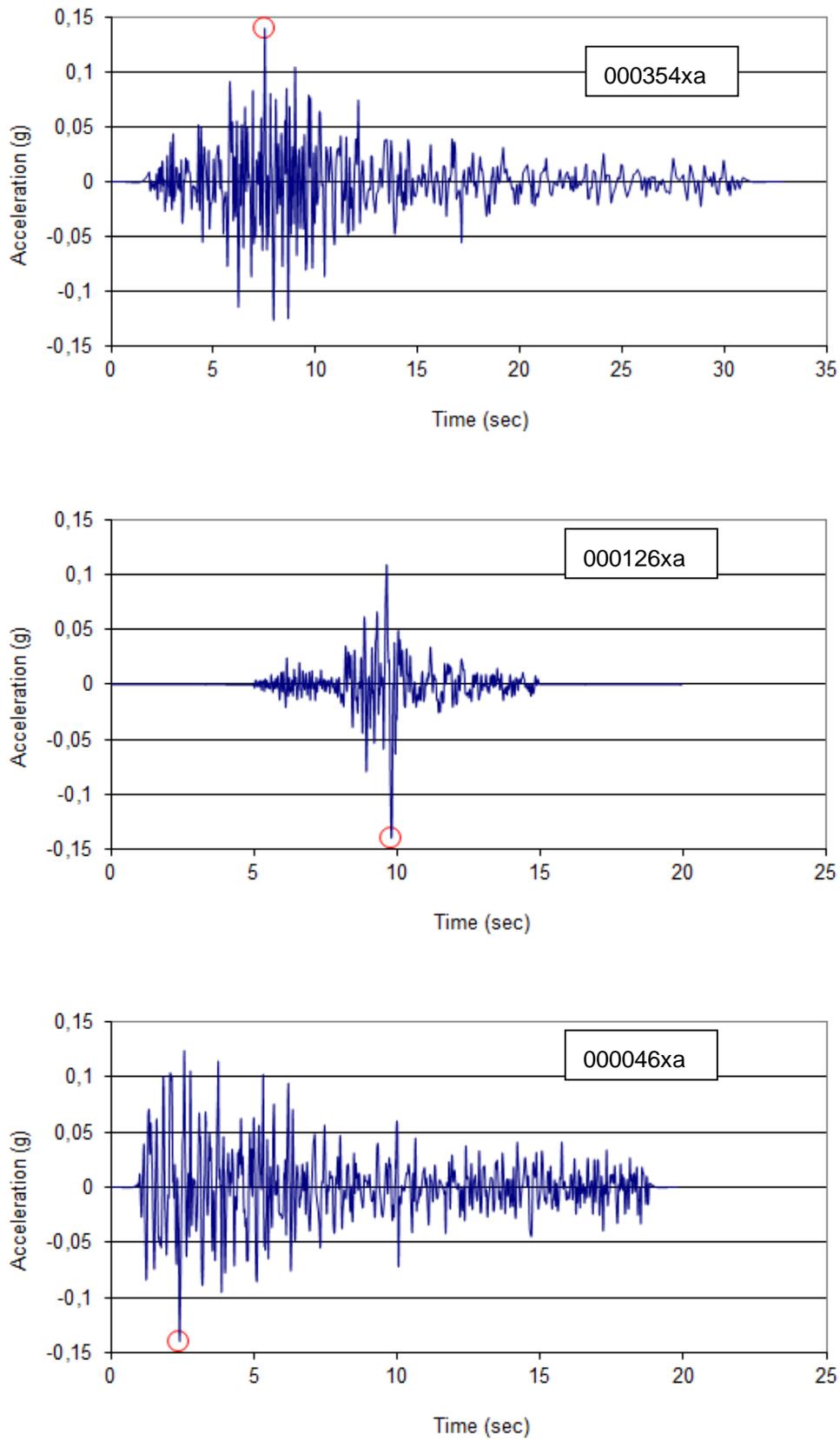


Figura 6.15: Accelerogrammi di riferimento

6.5. Caratterizzazione quantitativa

La procedura per la caratterizzazione quantitativa degli effetti d'amplificazione consiste nella stima della risposta sismica dei terreni in termini di valore di Fattore di amplificazione delle accelerazioni (*F.A.*) e di Fattore di amplificazione delle velocità (*F.V.*).

Il programma EERA, attraverso l'interazione tra il moto di input (terremoto di riferimento) e profilo stratigrafico consente di valutare lo spettro di accelerazione e velocità delle onde sismiche al bedrock e al piano campagna. Confronto tra i due spettri consente di determinare i suddetti fattori di amplificazione. La procedura è la seguente:

1. si determina il periodo di massimo valore dello spettro di input al bedrock sismico (T_{Ai}) e quello di output (T_{Ao}) al piano campagna;
2. si calcolano il valori medi degli spettri di input ($S_{Am,i}$) e di output ($S_{Am,o}$) nell'intorno di T_{Ai} e T_{Ao} :

$$S_{Am} = \frac{1}{TA} \int_{0,5 \times TA}^{1,5 \times TA} SA(T) dT$$

dove:

S_{Am} = è il valore medio dello spettro e può essere $S_{Am,i}$ o $S_{Am,o}$;

$SA(T)$ è lo spettro di risposta elastico in accelerazione pari a S_{Ai} per l'input, S_{Ao} per l'output;

TA vale T_{Ai} per l'input T_{Ao} per l'output;

3. si determinano i periodi (TV_i) e (TV_o) di massimo valore degli spettri di pseudovelocità così definiti:

$$SV(T) = \frac{T}{2\pi} \times SA(T)$$

dove:

$SV(T)$ corrisponde rispettivamente a $SV_i(T)$ per l'input e $SV_o(T)$ per l'output;

4. si calcolano i valori medi degli spettri ($SV_{m,i}$) e ($SV_{m,o}$) nell'intorno di TV_i e TV_o :

$$SV_m = \frac{1}{0,4 \times TV} \int_{0,8 \times TV}^{1,2 \times TV} SV(T) dT$$

dove:

SV_m è il valore medio dello spettro e può essere $SV_{m,i}$ o $SV_{m,o}$;

TV può essere TV_i e TV_o rispettivamente per l'input e l'output.

L'intervallo d'integrazione è ridotto rispetto a quello dell'accelerazione, perché lo spettro di velocità ha, generalmente, un andamento più regolare.

Il valore di FA è pari al rapporto $S_{Am,o} / S_{Am,i}$.

Il valore di FV è pari al rapporto $S_{Vm,o} / S_{Vm,i}$.

Explicando la procedura descritta per il Comune di Sant'Ilario sono individuate 3 Microzone omogenee come rappresentato nella successiva Tabella 6.8 e illustrato nella Tavola 5.0.

Successione stratigrafica	F.A.	F.V.
Successione stratigrafica costituita da depositi fluviali in ambiente di conoide alluvionale con rapporto ghiaia/argilla superiore all'unità; Il tetto delle ghiaie si colloca a profondità inferiori a 5 m dal piano campagna. Il bedrock sismico è identificato a profondità comprese tra 200 e 250 m dal piano campagna.	1.4	1.6
Successione stratigrafica costituita da depositi fluviali in ambiente di conoide alluvionale con rapporto ghiaia/argilla superiore all'unità; Il tetto delle ghiaie si colloca a profondità inferiori a 5 m dal piano campagna. Il bedrock sismico è identificato a profondità comprese tra 160 e 200 m dal piano campagna.	1.7	1.7
Successione stratigrafica costituita da depositi fluviali in ambiente di conoide alluvionale con rapporto ghiaia/argilla pari a circa l'unità; Il tetto delle ghiaie si colloca a profondità superiori a 5 m dal piano campagna. Il bedrock sismico è identificato a profondità comprese tra 200 e 250 m dal piano campagna.	1.9	1.9

Tabella 6.8: Fattori di Amplificazione per le microzone del territorio Comunale di Sant'Ilario

Nelle successive figure sono illustrati i raffronti degli spettri di risposta elastici in accelerazione e in velocità per i 7 siti esaminati nel territorio comunale di Sant'Ilario.

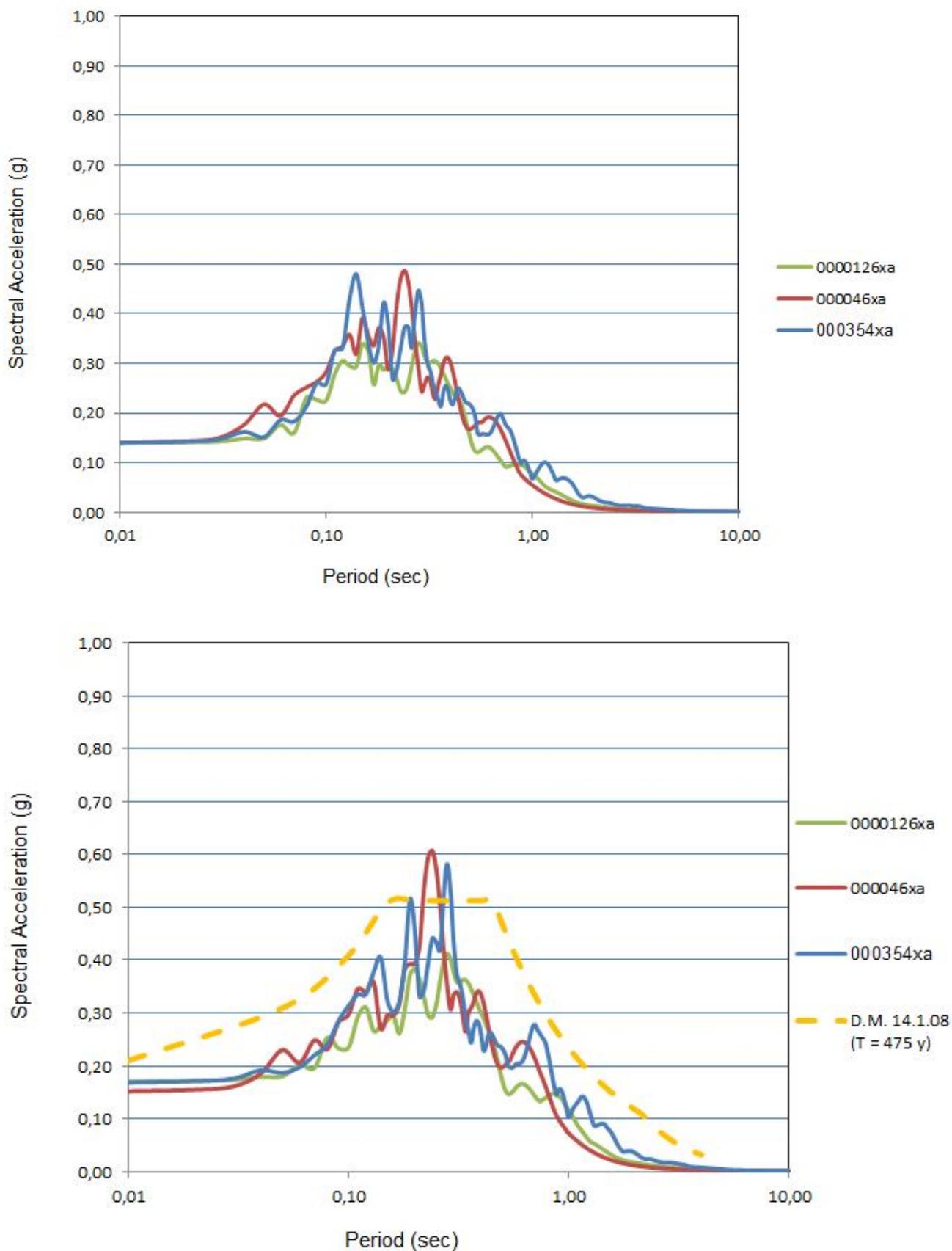


Figura 6.16: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito Sant'Ilario - Viale della Resistenza: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

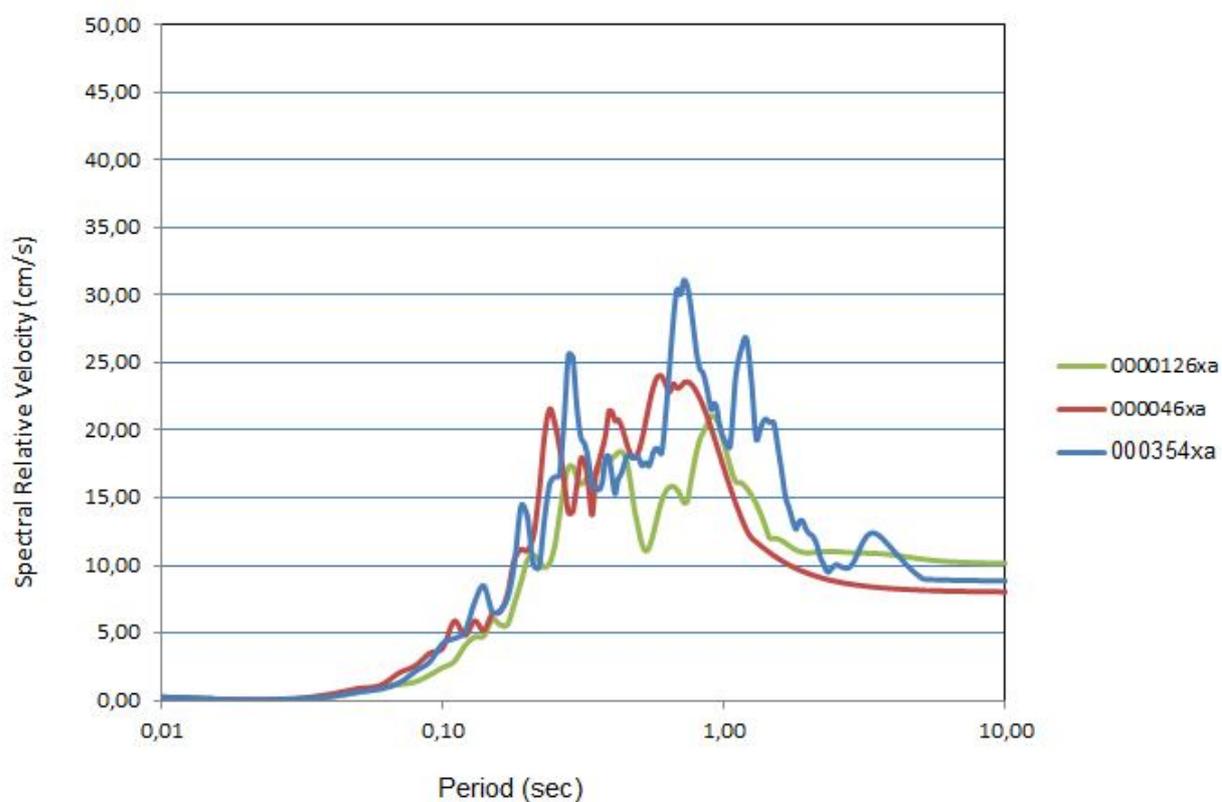
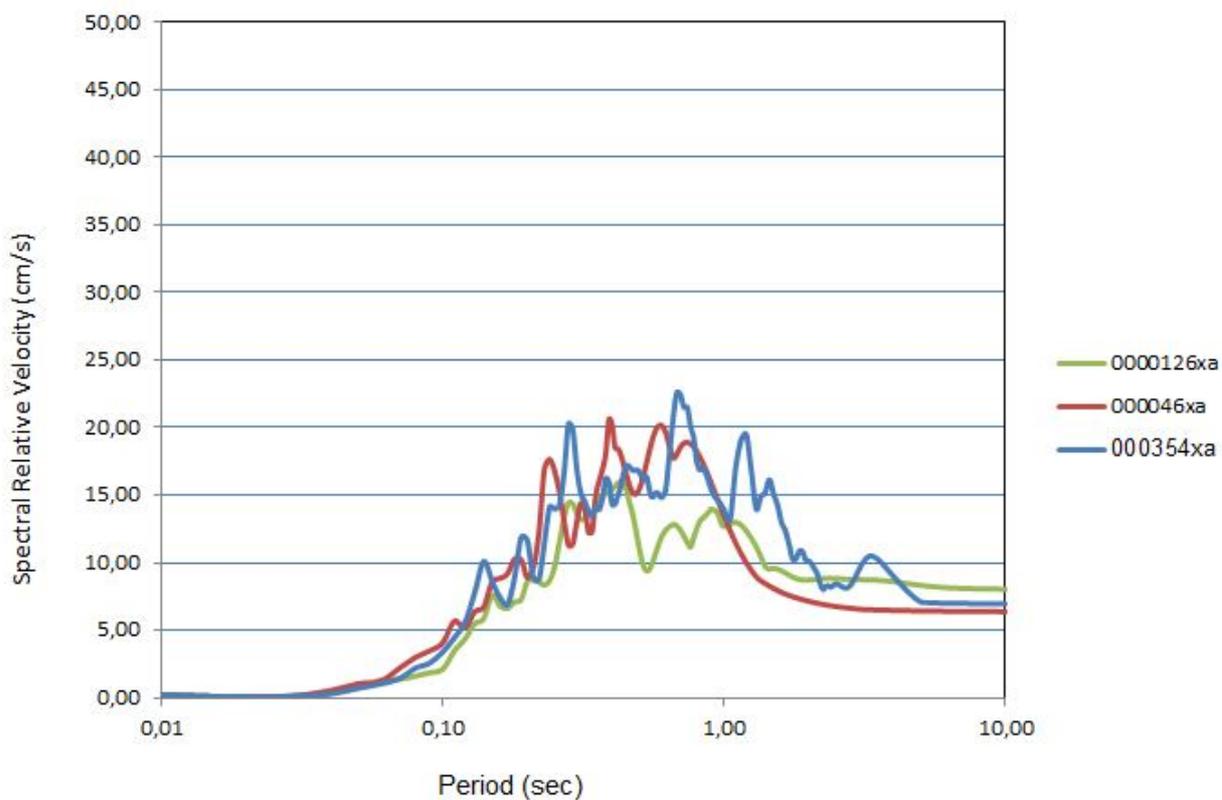


Figura 6.17: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Sant'Ilario - Viale della Resistenza: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

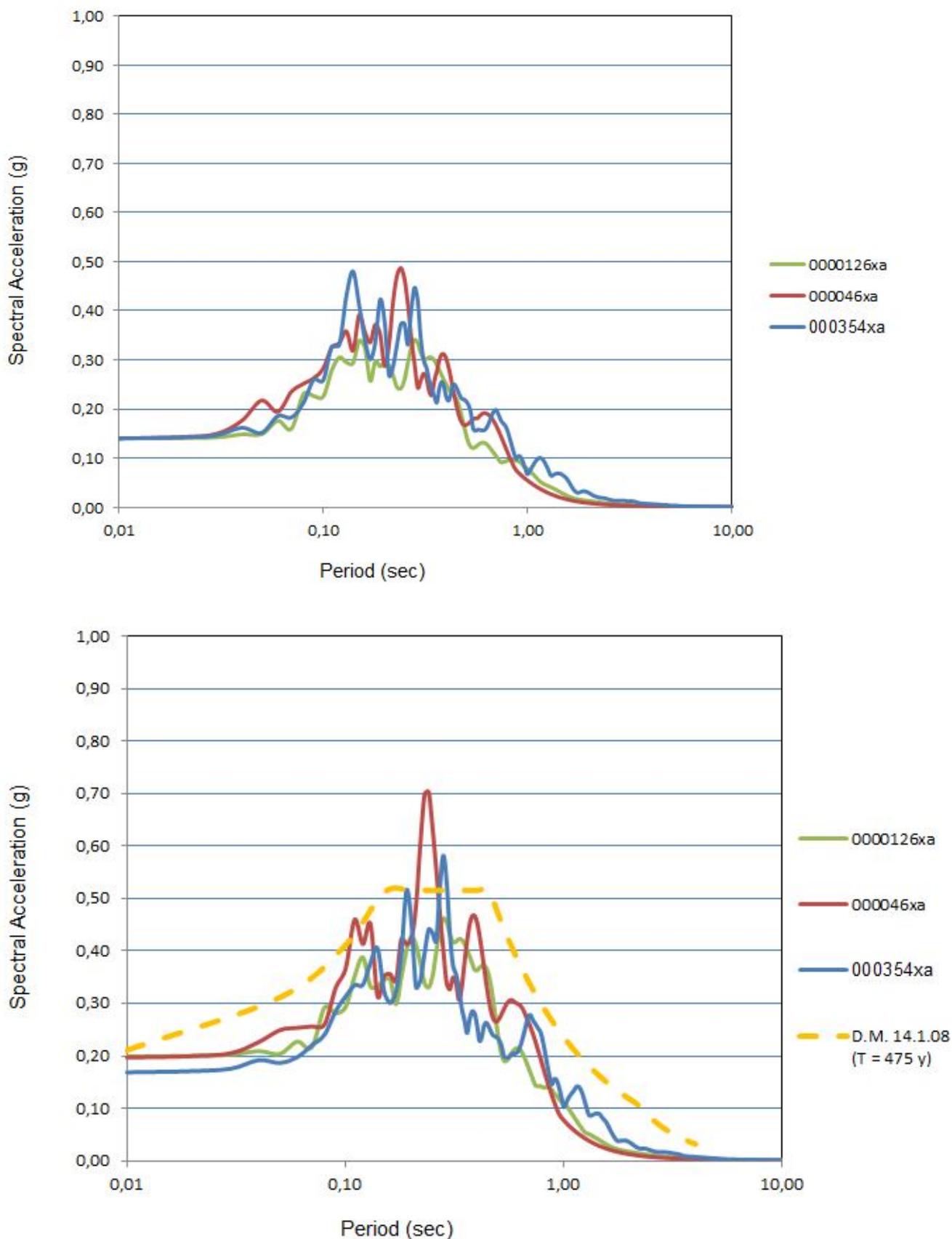


Figura 6.18: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Sant'Ilario – Via Podgora: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

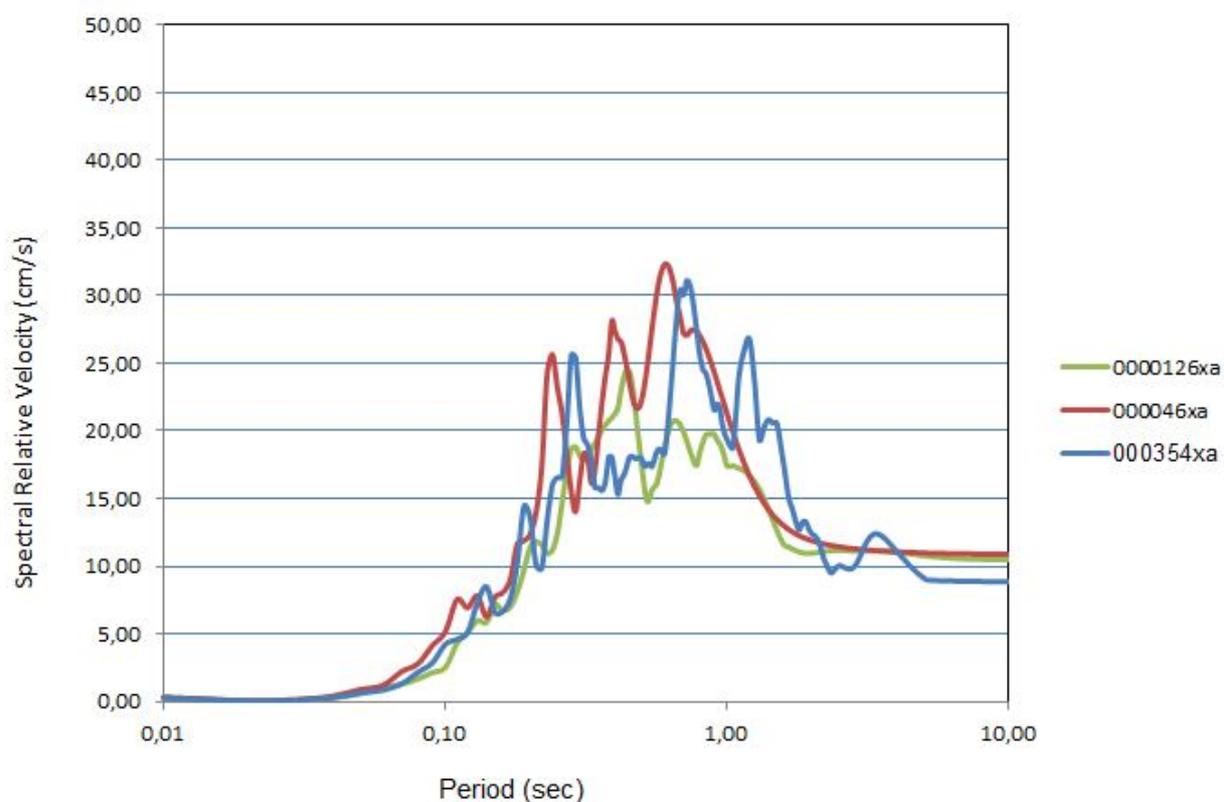
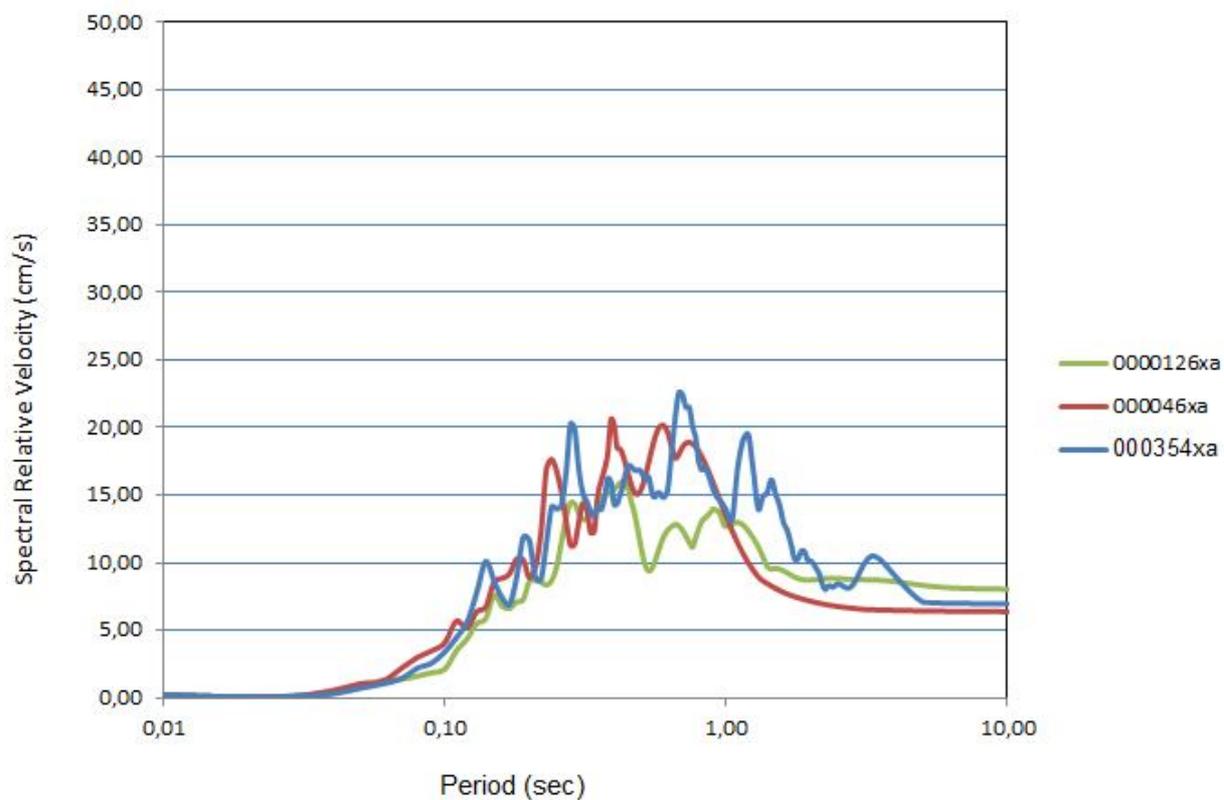


Figura 6.19: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Sant'Ilario – Via Podgora: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

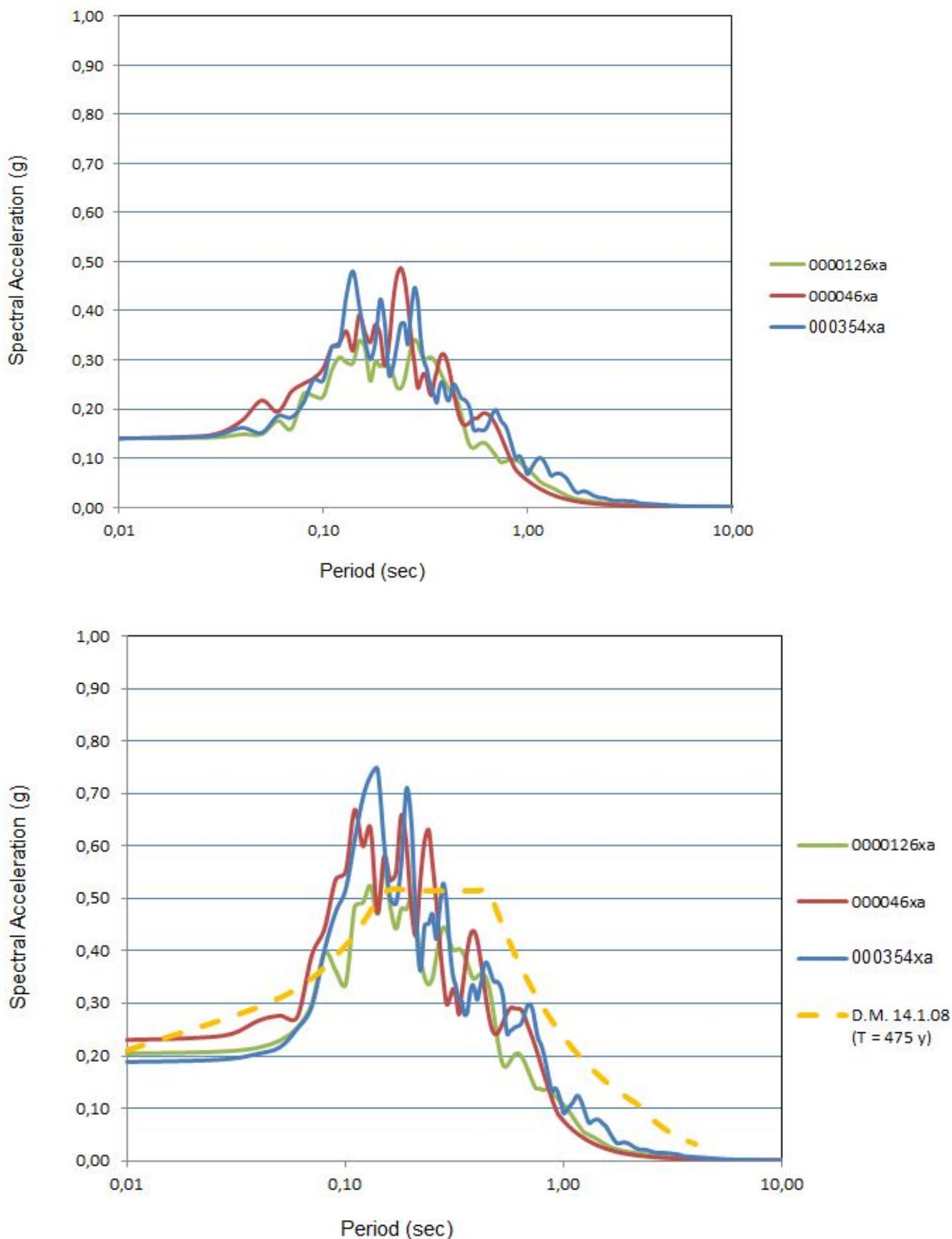


Figura 6.20: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Sant'Ilario – S.P. 12: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

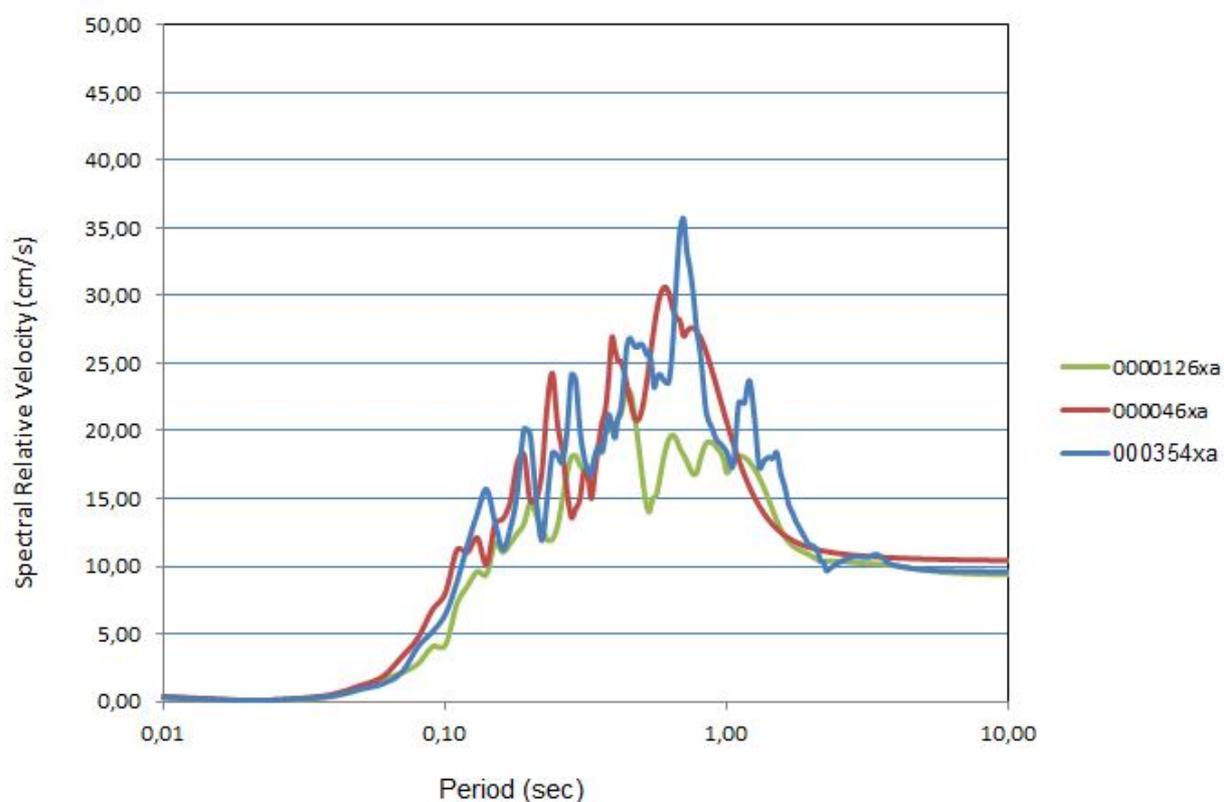
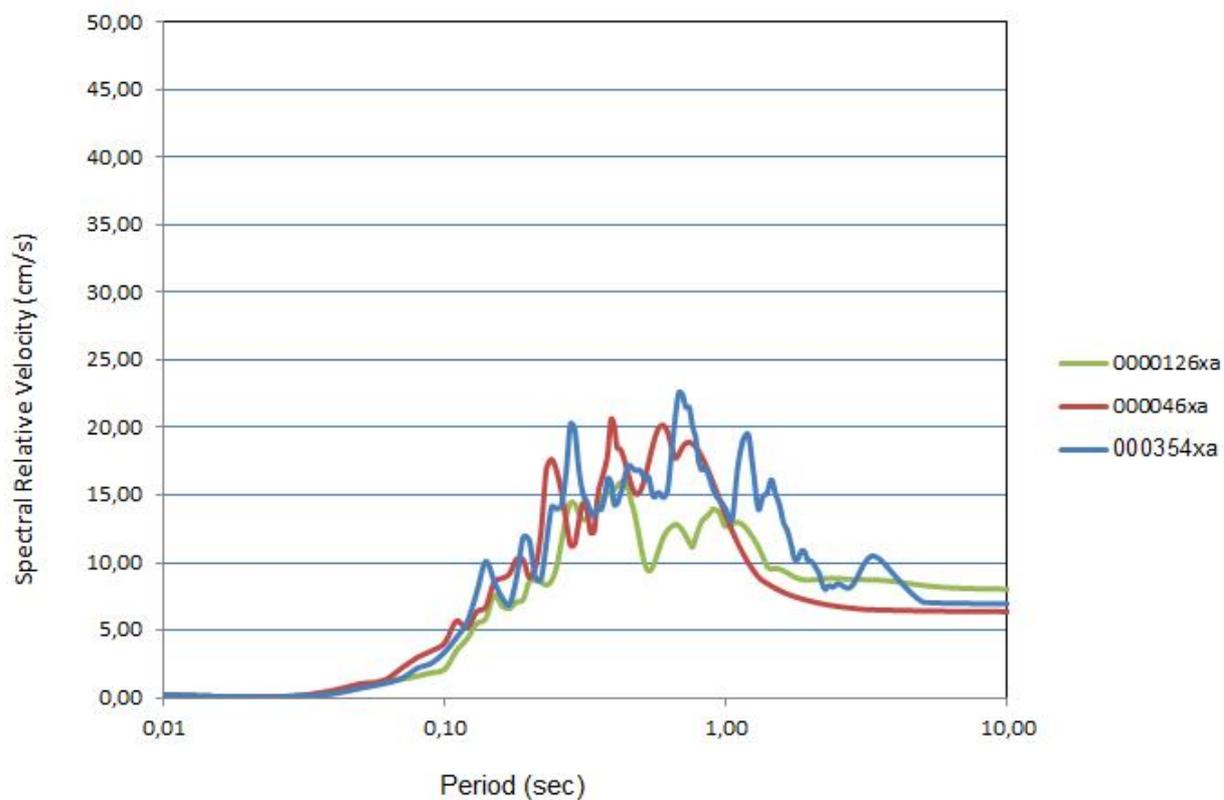


Figura 6.21: Raffronto tra gli spetri di risposta elastici in velocità del sito di Sant'Ilario – S.P. 12: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

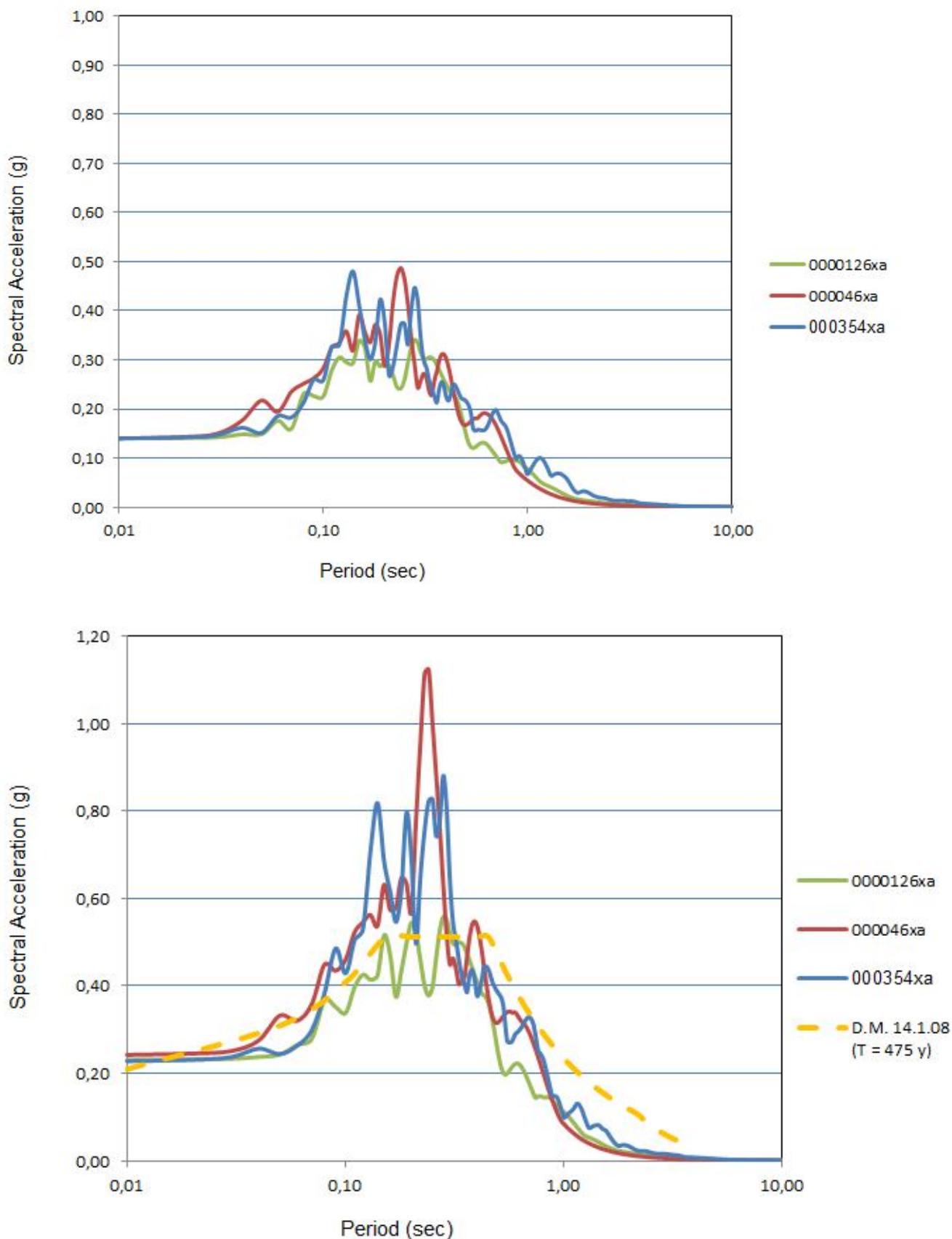


Figura 6.22: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Sant'Ilario – F. Fellini: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

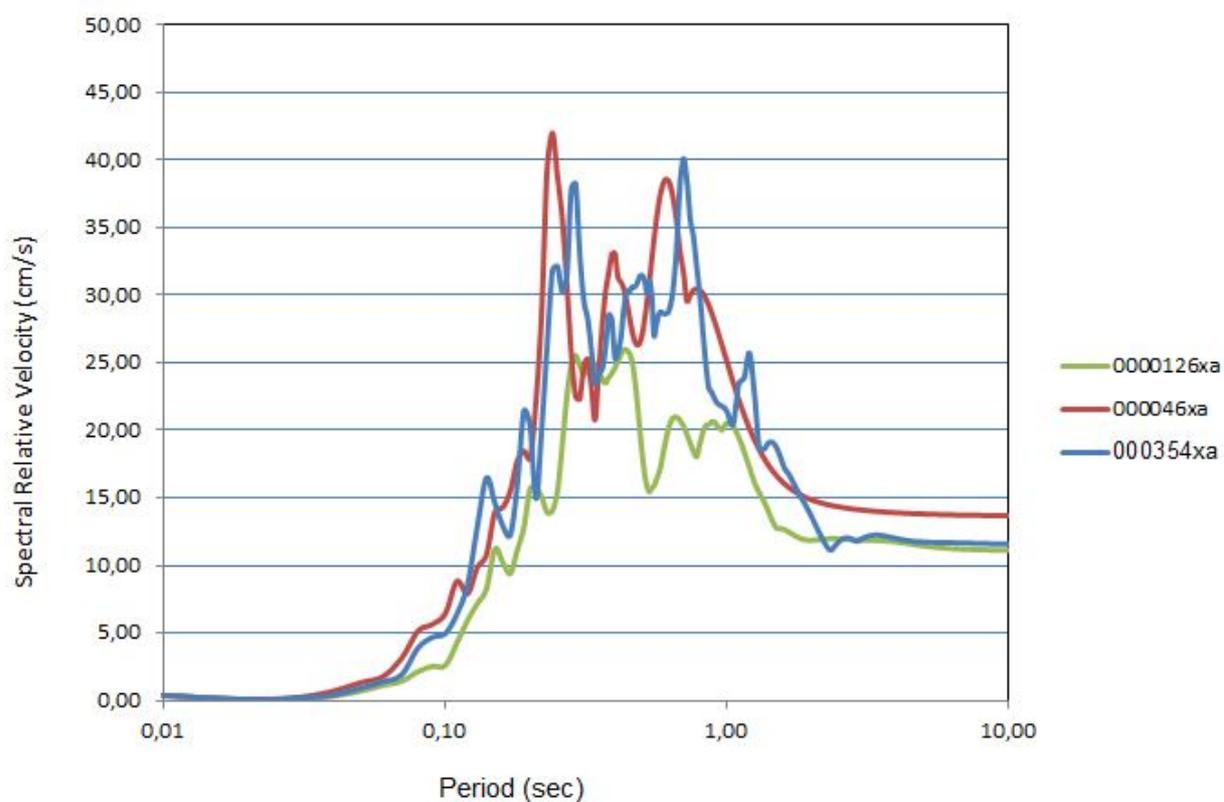
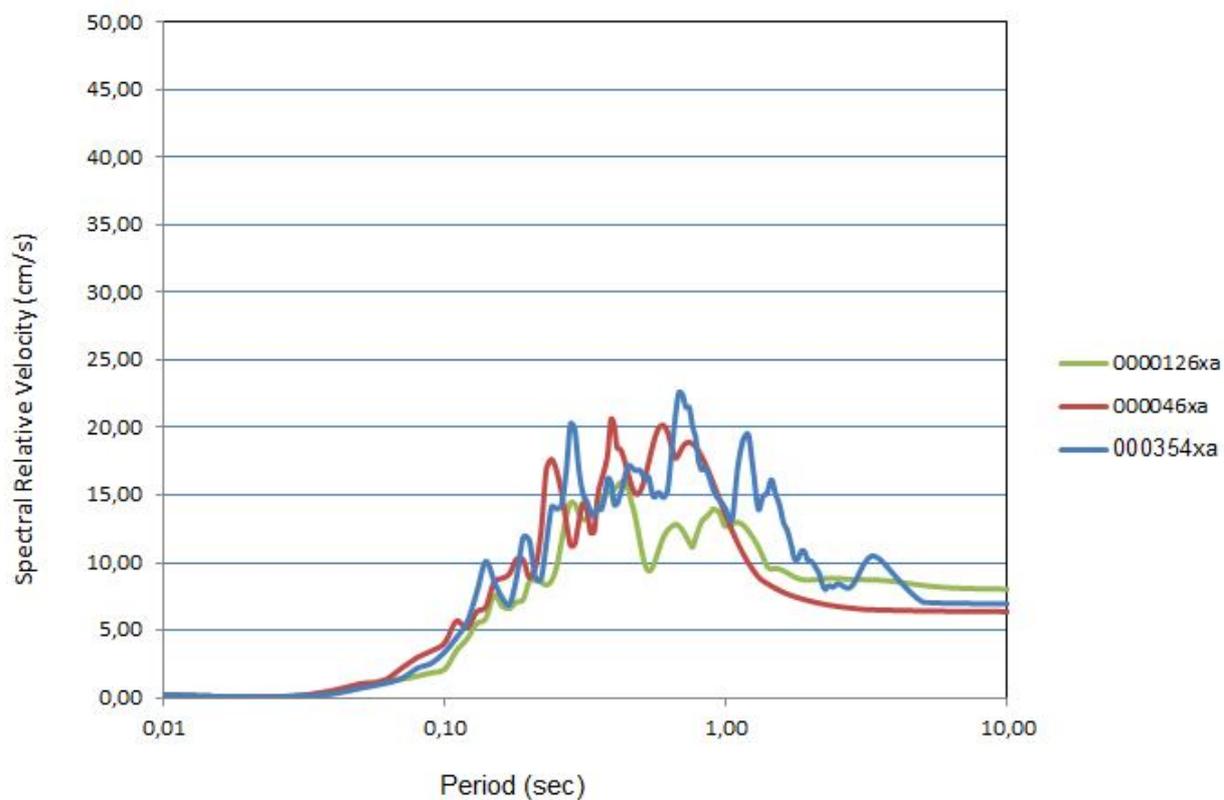


Figura 6.23: Raffronto tra gli spetri di risposta elastici in velocità del sito di Sant'Ilario – F. Fellini: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

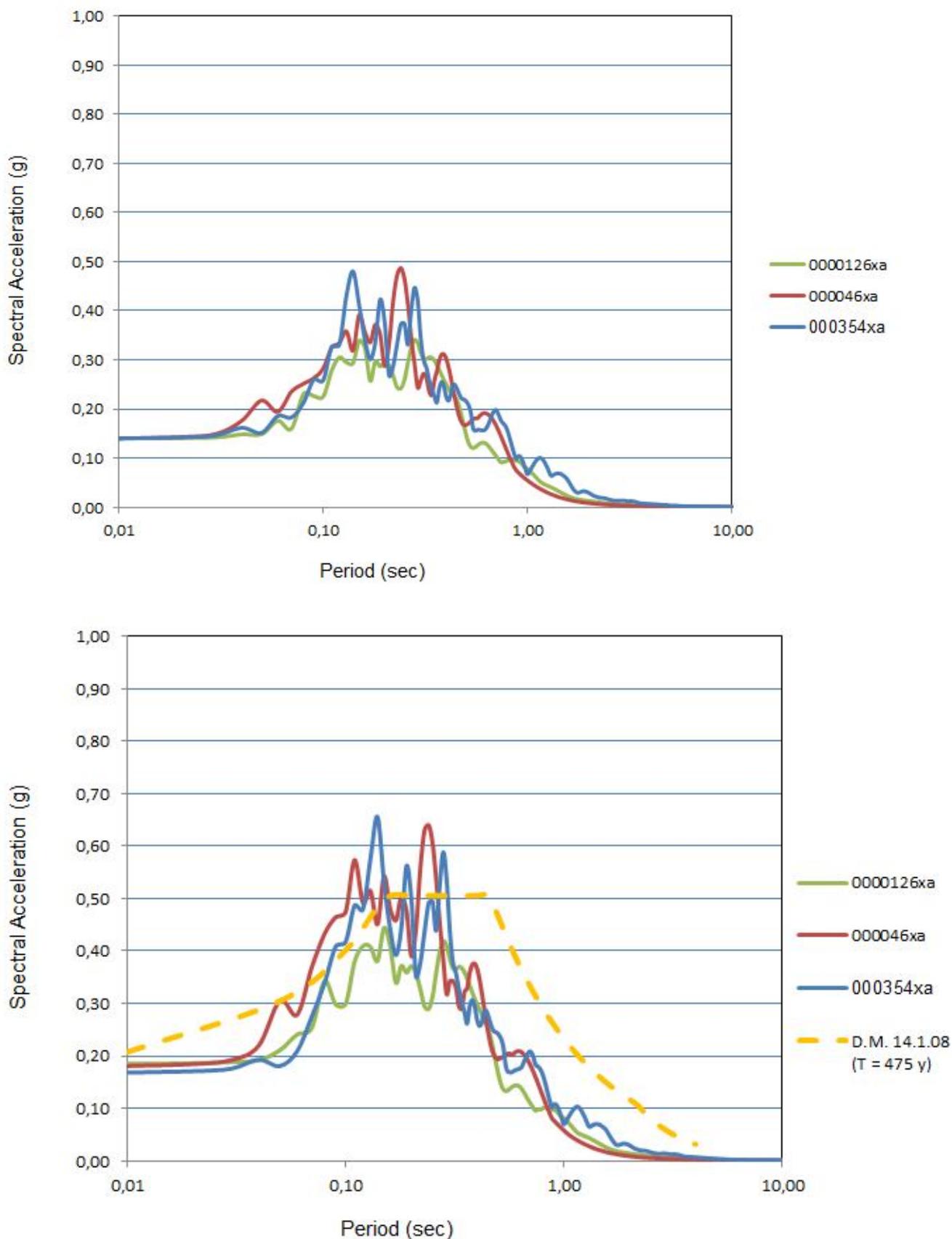


Figura 6.24: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Calerno – via Tommaso Edison: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

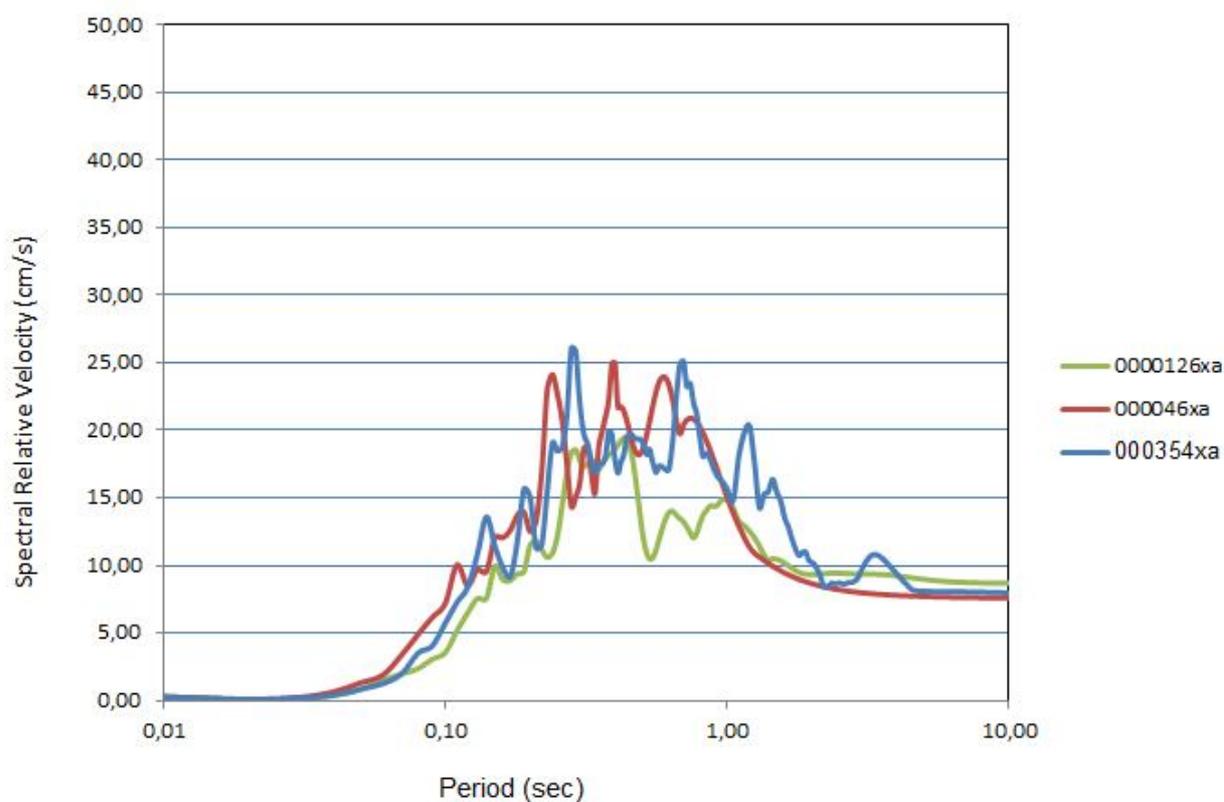
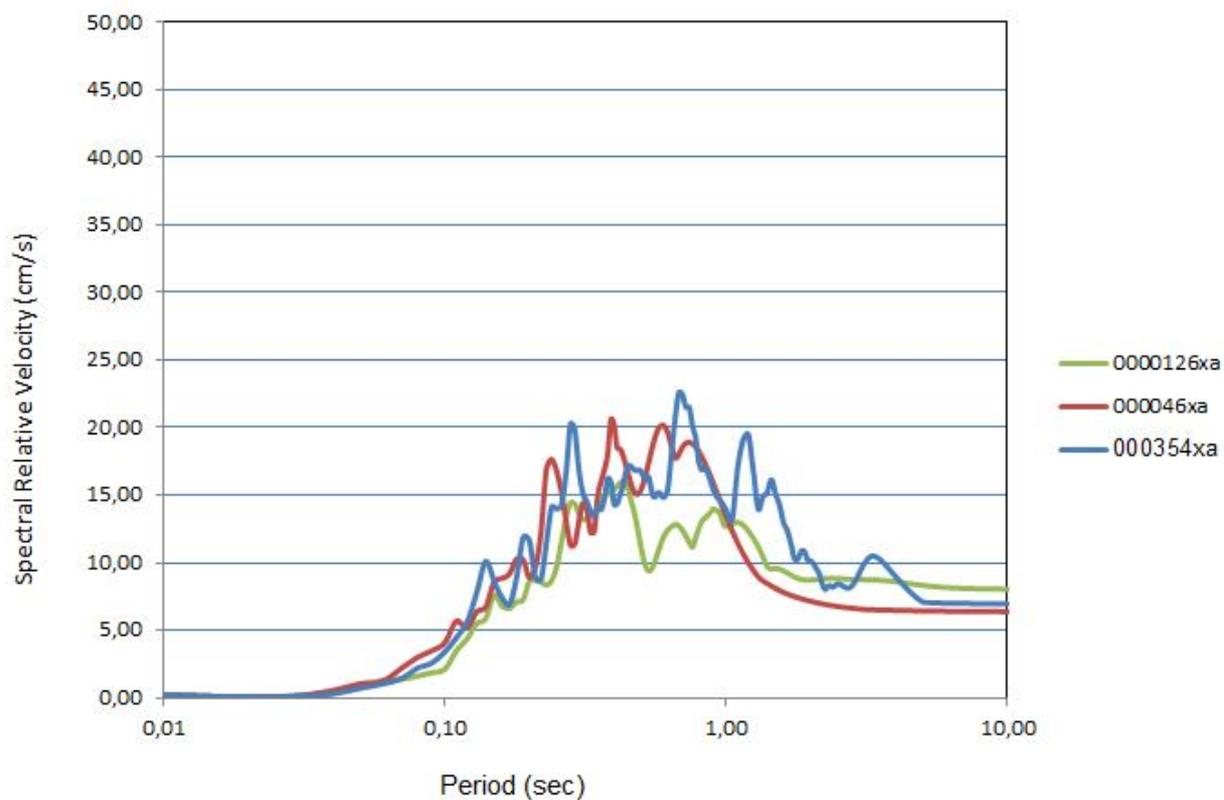


Figura 6.25: Raffronto tra gli spetri di risposta elastici in velocità del sito di Calerno – via Tommaso Edison: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

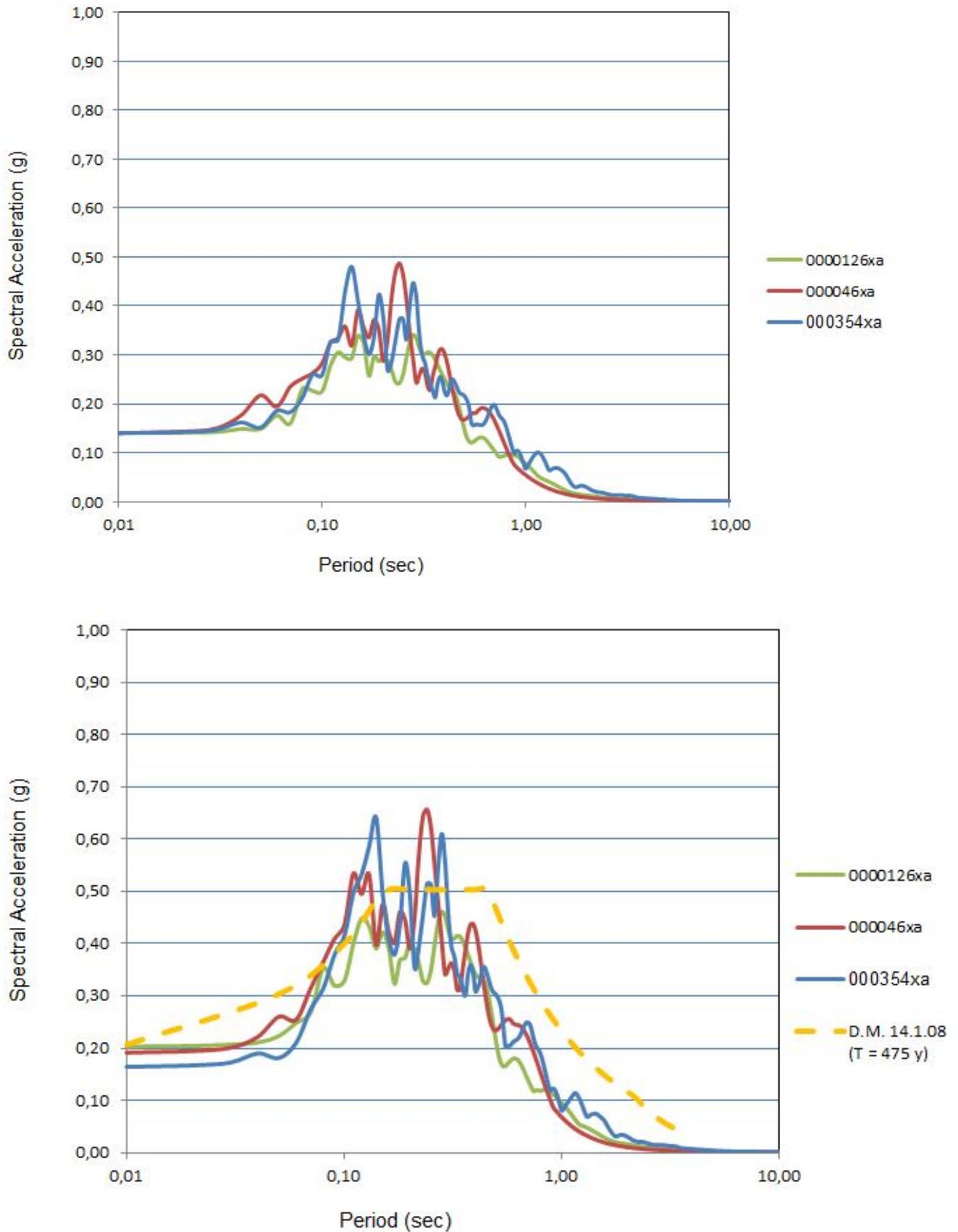


Figura 6.26: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Calerno – via G.B. Ferraris: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

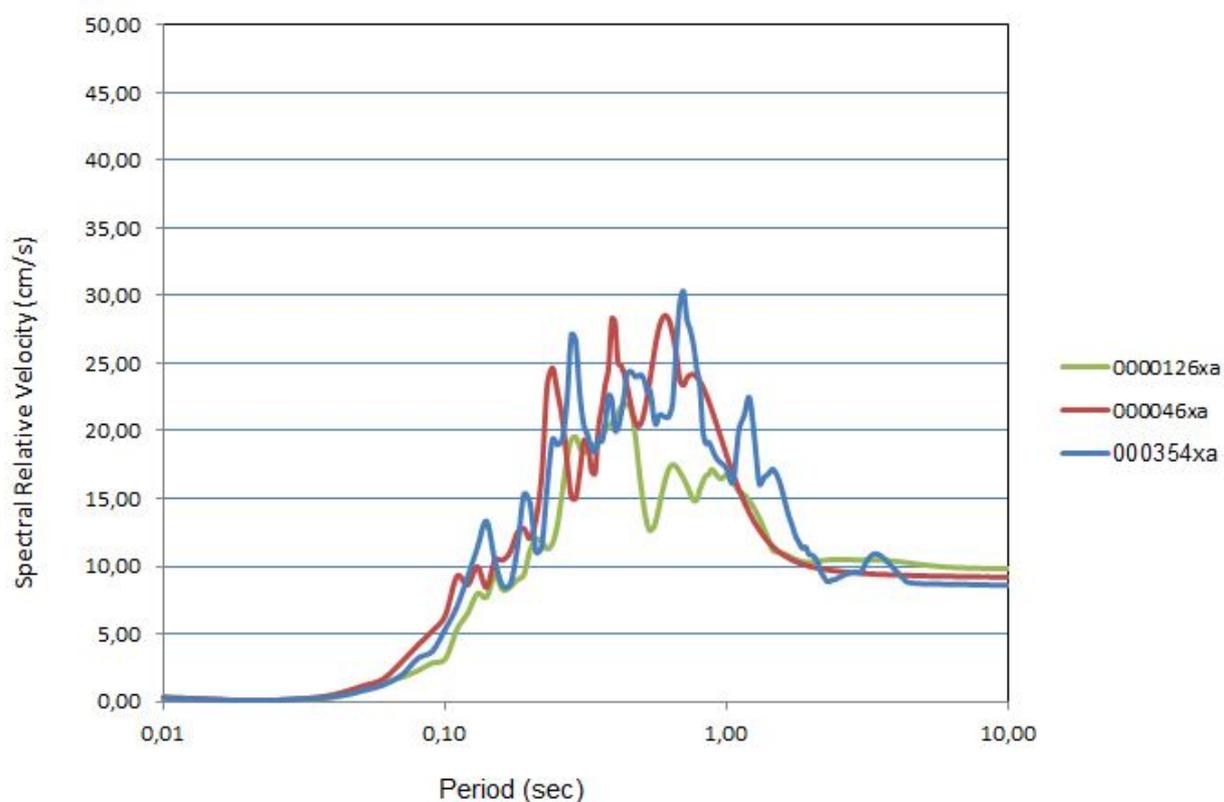
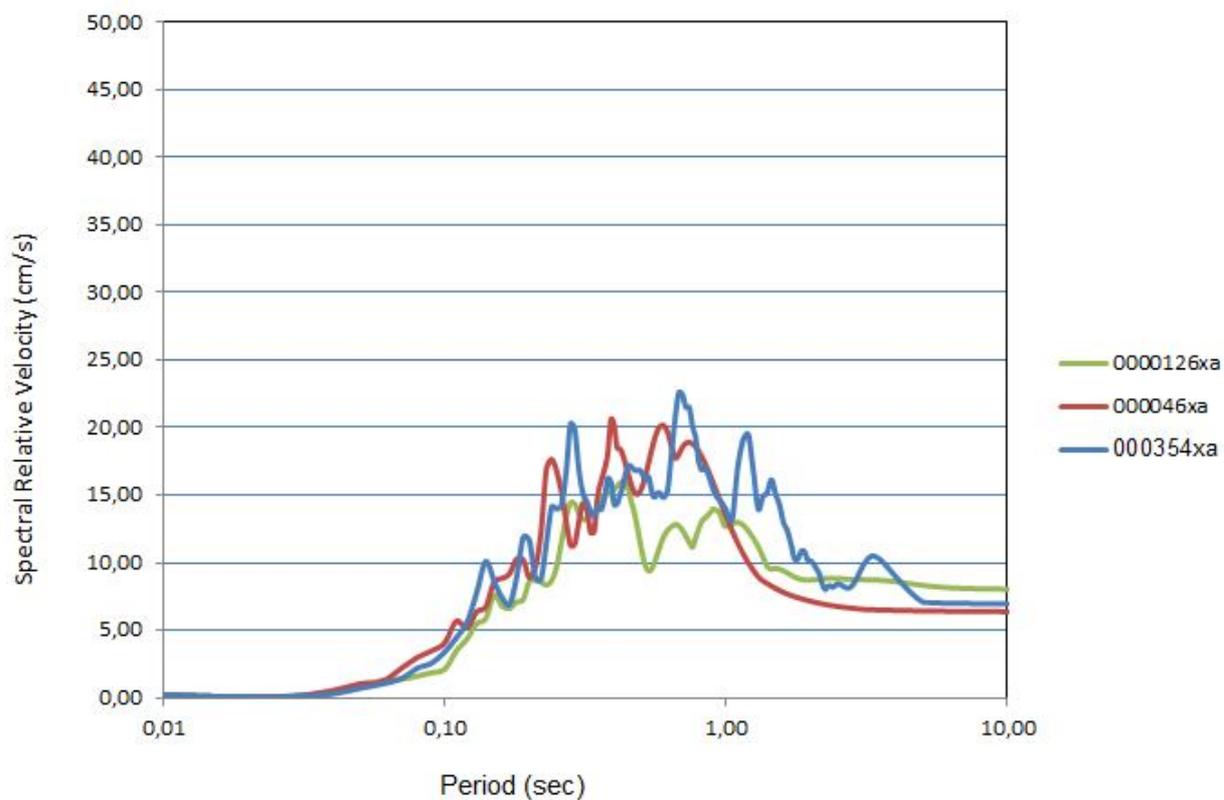


Figura 6.27: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Calerno – via G.B. Ferraris: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

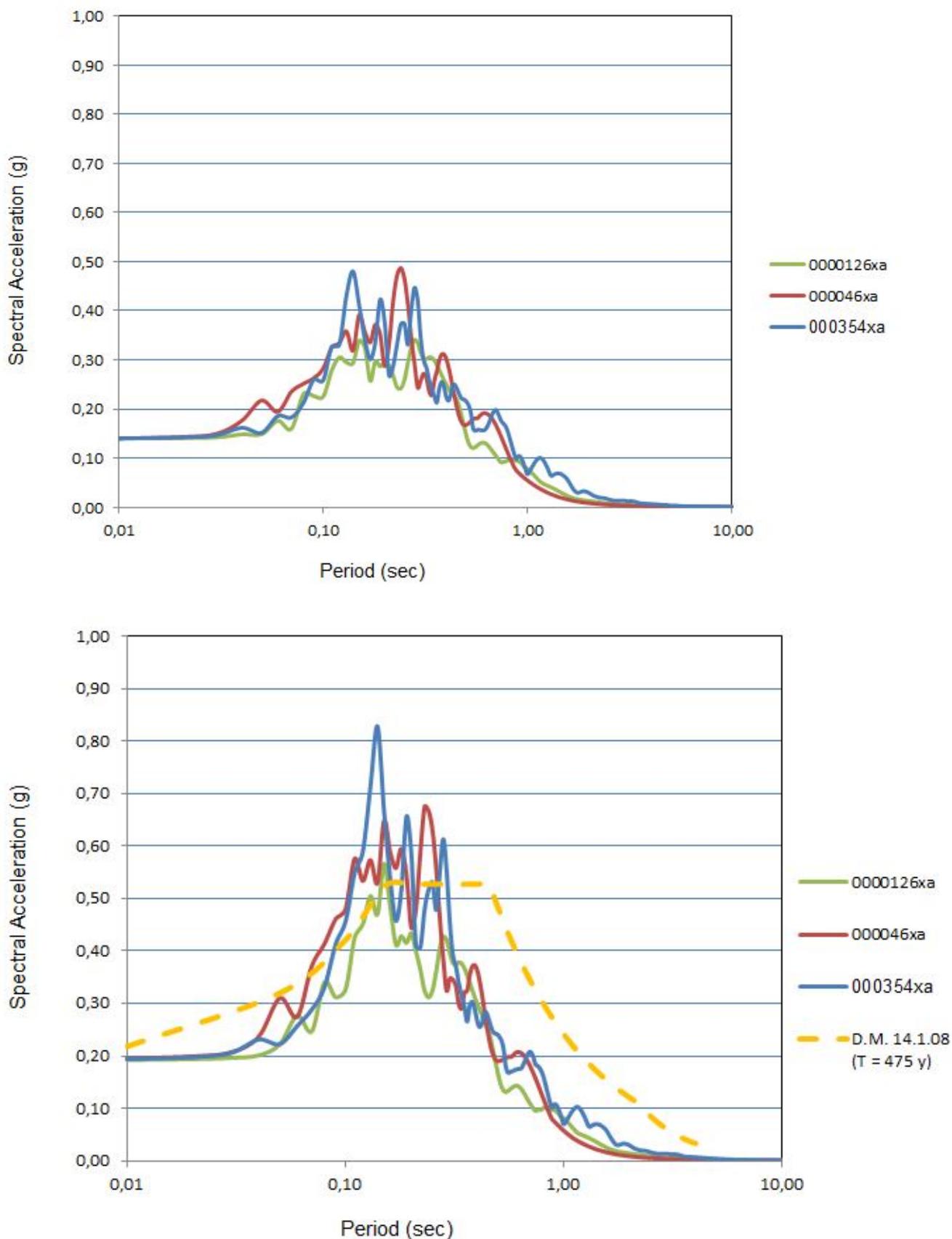


Figura 6.28: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Calerno – via Dei Patrioti: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

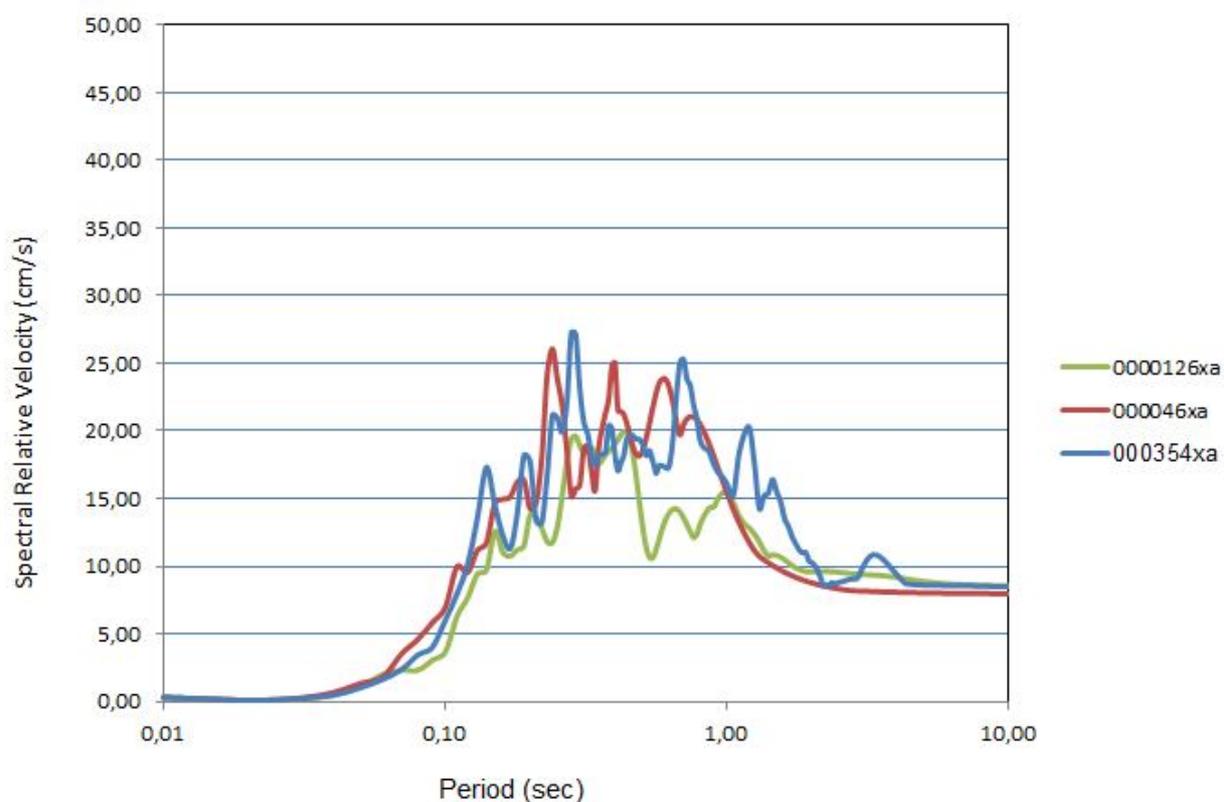
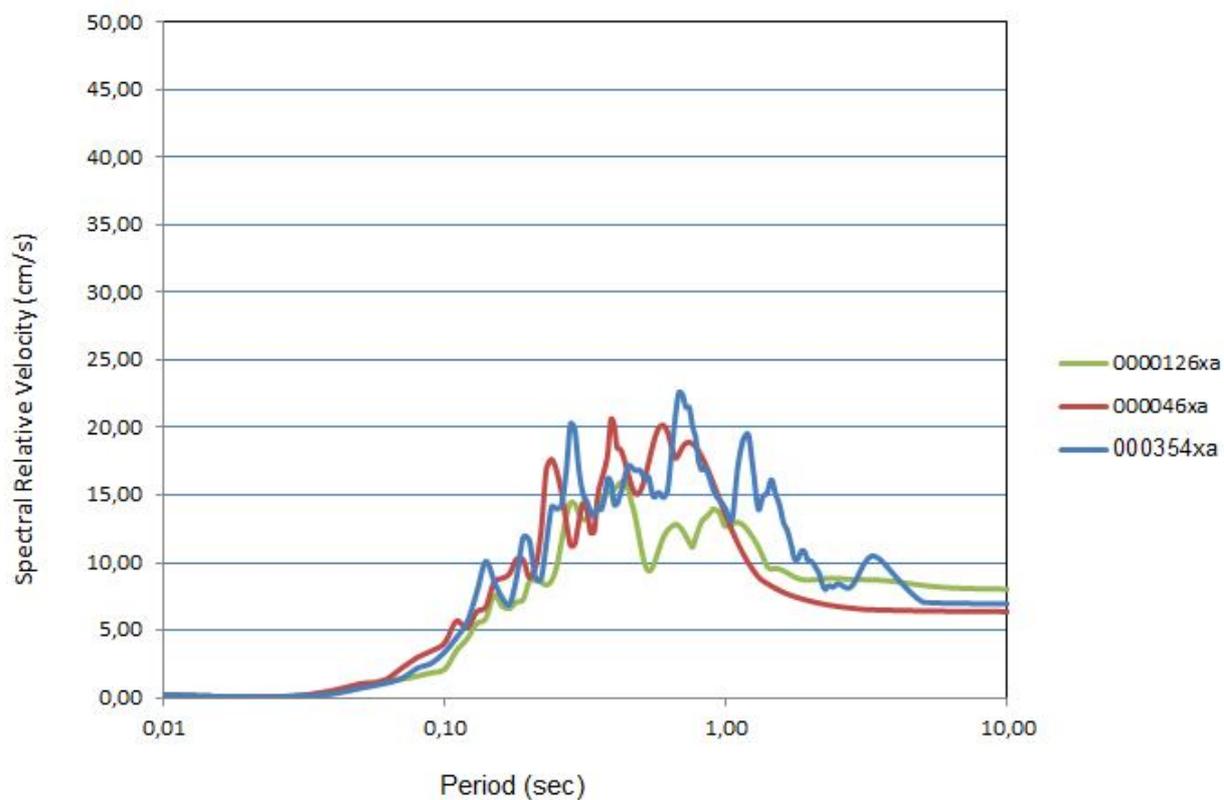


Figura 6.29: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Calerno – via Dei Patrioti: in alto al riflettore sismico e in basso al piano campagna

6.6. Analisi dei risultati alla caratterizzazione quantitativa

La microzonazione sismica del territorio comunale ha portato all'individuazione di 3 aree con caratteristiche di amplificazione del segnale sismico differenti.

Nel dettaglio sono distinguibili, sia a Calerno sia a Sant'Ilario, una zona meridionale nella quale il bedrock sismico si prevede a profondità inferiori ai 200 metri dal profilo topografico e una zona settentrionale dove, invece, si ipotizza a profondità maggiori.

In entrambe le zone sono inoltre presenti, nei primi 100 metri di sottosuolo a partire dal piano topografico, alcuni riflettori sismici, rappresentati dagli spessi strati di ghiaie antiche. Si tratta di estesi corpi tabulari di ghiaie prevalenti che congiuntamente ai cunei di materiale fine (limo ed argilla) costituiscono l'apparato della conoide alluvionale del T. Enza.

Tali riflettori sismici nella zona settentrionale di Calerno e Sant'Ilario rivestono un ruolo più marcato rispetto alla posizione del bedrock sismico.

In linea generale si è infatti osservato che nella zona settentrionale al diminuire in profondità del rapporto ghiaia/argilla aumentano i fattori di amplificazione di accelerazione e velocità.

Occorre comunque evidenziare che il presente studio è stato effettuato sui dati disponibili per il territorio in esame (v. Tab. 6.9).

Tabella 6.9 – Livelli di attendibilità da assegnare ai risultati ottenuti dall'analisi

Dati	Attendibilità	Tipologia
Litologici	Bassa	Da bibliografia e/o dati di zone limitrofe
	Alta	Da prove di laboratorio su campioni e da prove in sito
Stratigrafici (spessori)	Bassa	Da bibliografia e/o dati di zone limitrofe
	Media	Da prove indirette (penetrometriche e/o geofisiche)
	Alta	Da indagini dirette (sondaggi a carotaggio continuo)
Geofisici (Vs)	Bassa	Da bibliografia e/o dati di zone limitrofe
	Media	Da prove indirette e relazioni empiriche
	Alta	Da prove dirette (sismica in foro o sismica superficiale)

Il livello di attendibilità dello studio di secondo livello effettuato è infatti da ritenersi medio per le seguenti motivazioni:

- il territorio del comune di Sant'Ilario è stato in passato oggetto di studi non sempre approfonditi che hanno permesso di ricostruire in modo semplificato la litostratigrafia fino alla profondità di circa 200 metri dal piano campagna; l'attendibilità dei dati litologici può essere ritenuta alta, ma la scarsa distribuzione delle indagini non consente di eseguire correlazioni di dettaglio;
- l'attendibilità dei dati geofisici è da ritenersi media perché ricavata da prove indirette correlate alla litologia dei profili stratigrafici noti.

La microzonazione sismica del territorio comunale, anche se fondata attraverso modelli che possono essere ritenuti attendibili, non è quindi esaustiva per il dimensionamento degli interventi edificatori.

In fase di progettazione dei nuovi interventi e di ristrutturazione del patrimonio immobiliare esistente dovranno essere eseguite specifiche indagini geotecniche e sismiche; in particolare tali indagini dovranno essere mirate alla valutazione del rischio di liquefazione e di amplificazione locale che in alcuni casi potrebbe essere superiore ai valori delle Norme Tecniche delle Costruzione D.M. 14/01/2008.

7. CONCLUSIONI

La microzonazione sismica è finalizzata a verificare le condizioni di amplificazione locale del rischio sismico del territorio comunale.

Il territorio del Comune di Sant'Ilario d'Enza è interessato nel sottosuolo da un sistema di grandi pieghe asimmetriche con andamento anticlinalico, formatesi attraverso molteplici faglie inverse e sovrascorrimenti.

Tale sistema è noto come "External Thrust Front" ed è potenzialmente riattivabile nel contesto sismogenetico della pianura padana; non è pertanto possibile escludere a priori il manifestarsi di eventi sismici con epicentro nel Comune di Sant'Ilario d'Enza.

Dai rilievi effettuati attualmente non sono state rilevate faglie superficiali.

Il territorio mostra una media sismicità caratterizzata da una magnitudo momento massima pari a $M = 6,14$.

Nel territorio comunale, in relazione all'assetto altimetrico e alla morfologia pianeggiante, non sono presenti dissesti morfologici; non sono inoltre possibili fenomeni di amplificazione locale dovuti all'assetto topografico.

In relazione alla presenza di litologie fini prevalenti, non è invece possibile escludere sul territorio comunale il rischio di amplificazione sismica al suolo. Le indagini svolte sono state così orientate a determinare le caratteristiche geotecniche e sismiche dei terreni presenti sul territorio comunale, con particolare attenzione alle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione.

In particolare, per le varie zone stratigraficamente omogenee riscontrate sul territorio comunale, sono stati applicati modelli numerici monodimensionali per la determinazione dell'accelerazione attesa al suolo per il terremoto atteso con tempo di ritorno 475 anni.

I risultati delle analisi hanno permesso di accertare che in tutto il territorio comunale le accelerazioni e le velocità impresse dal sisma, proveniente dalle zone sismogenetiche della pianura padana e dell'appennino settentrionale con tale tempo di ritorno, considerando gli accelerogrammi messi a disposizione dalla Regione Emilia-Romagna, sono amplificate verso la superficie per effetto della struttura stratigrafica del sottosuolo.

L'analisi incrociata delle amplificazioni con l'andamento della stratigrafia del sottosuolo e della velocità delle onde di taglio con la profondità mette in luce i seguenti aspetti:

- il bedrock sismico ha scarsa influenza nelle variazioni di amplificazione tra i vari siti presi in considerazione, collocandosi comunque a profondità rilevanti di oltre 160 metri dal piano campagna;
- rivestono invece un ruolo più marcato i riflettori sismici rappresentati dagli spessi strati di ghiaie antiche che si trovano nei primi 100 metri di sottosuolo;

- tali riflettori sismici sono i principali responsabili delle amplificazioni locali; lo spettro di risposta elastico di normativa (D.M. 14/01/2008), costruito per i vari siti d'indagine del comune di Sant'Ilario con tempo di ritorno di 475 anni;
- in linea generale si è osservato che al diminuire in profondità del rapporto ghiaia/argilla aumentano i fattori di amplificazione di accelerazione e velocità;
- nella pozione sud delle aree di Sant'Ilario e Calerno indagate si risente anche della presenza del bedrock sismico, situato a profondità inferiore di 200 metri dal profilo topografico.

Le elaborazioni effettuate, da verificare nelle fasi di progettazione, evidenziano che l'amplificazione attesa al suolo è superiore a quella definita dalle Norme tecniche delle Costruzioni (DM 18.1.2008).

Si evidenzia che l'amplificazione attesa al suolo determina una riduzione della capacità portante delle fondazioni in condizioni dinamiche e il possibile verificarsi di cedimenti, anche differenziali, durante gli eventi sismici di maggiore intensità.

Alla luce di tali considerazioni si ritiene opportuno prevedere specifici approfondimenti in fase di progettazione, come previsto dal D.M. 14/01/2008, mirati a definire puntualmente le caratteristiche geotecniche e sismiche del sottosuolo, il rischio di liquefazione e l'amplificazione al suolo attesa.

Tali studi permetteranno di determinare il comportamento in condizioni sismiche e post-sismiche del complesso fondazione-terreno, per un corretto dimensionamento delle stesse fondazioni e per conoscere le frequenze critiche locali al fine di orientare la progettazione strutturale.

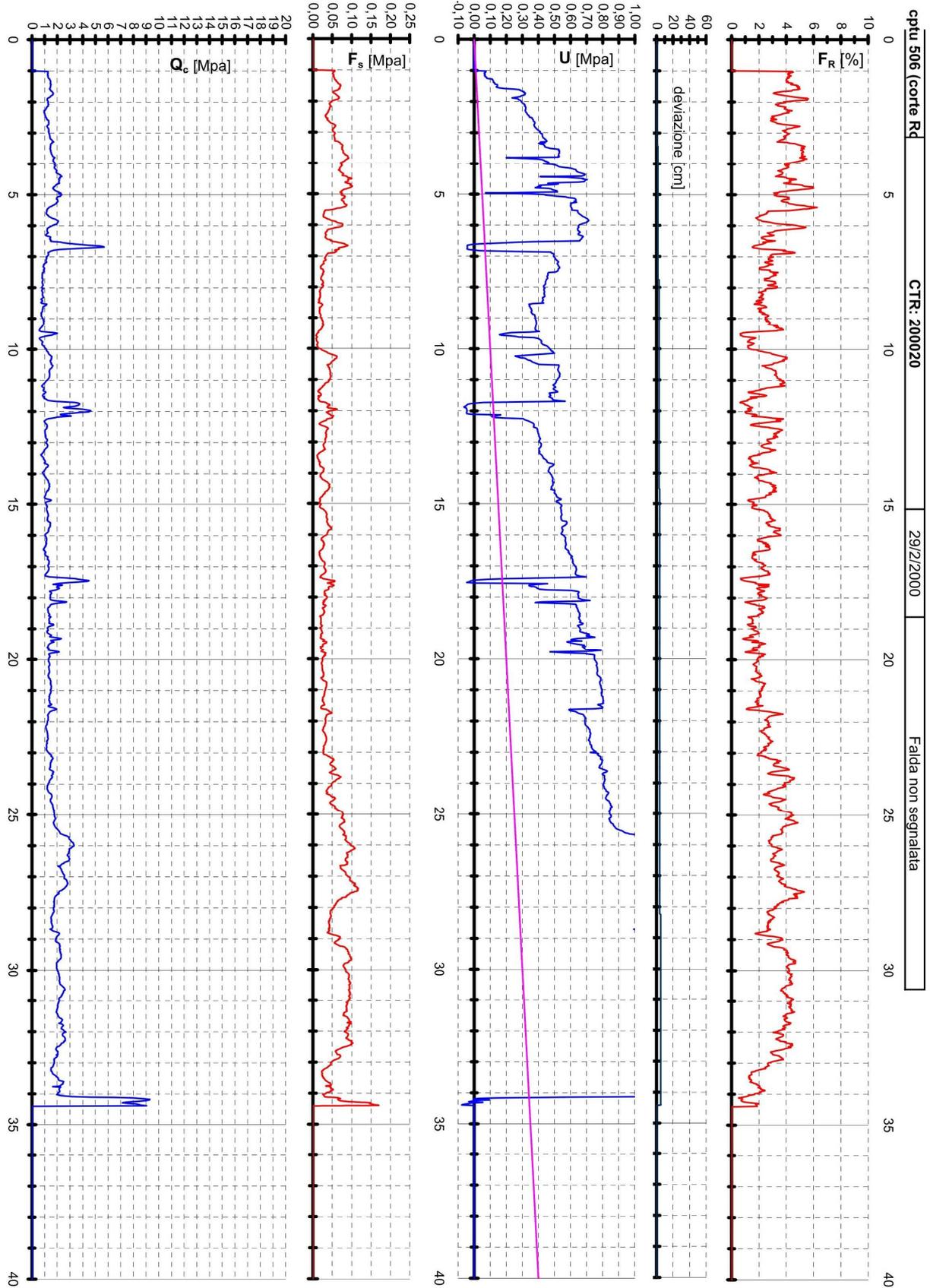
Per quanto riguarda il potenziale di liquefazione, lo studio ha confermato la presenza di paleoalvei, caratterizzati da limi sabbiosi e sabbie limose, che attraversano, da nord a sud il territorio comunale.

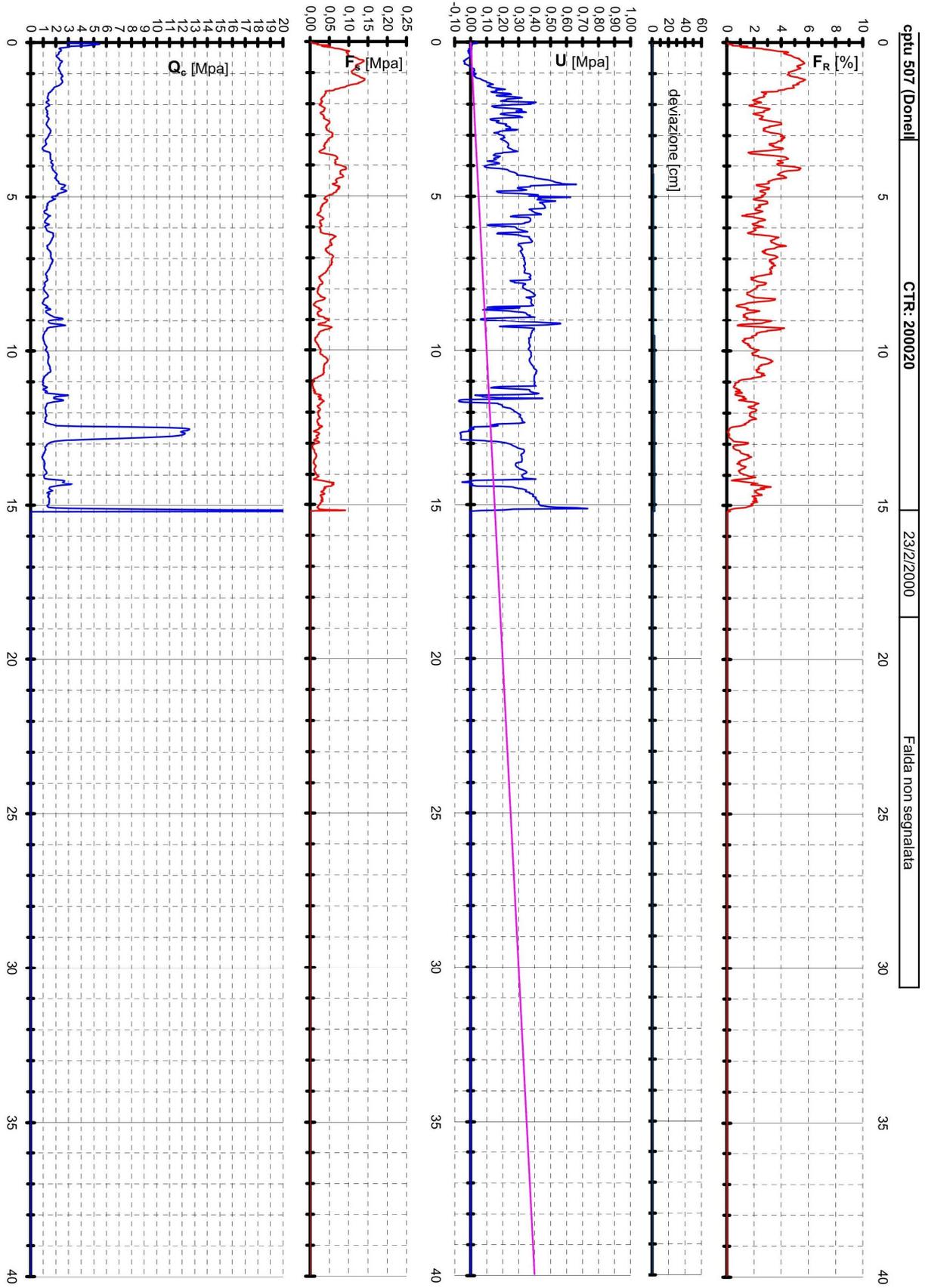
La falda idrica si colloca, però, a 10 metri dl piano campagna e i depositi di tali paleoalvei non risultano saturi. Si evidenzia in proposito che la saturazione è una condizione essenziale per il verificarsi dei fenomeni di liquefazione.

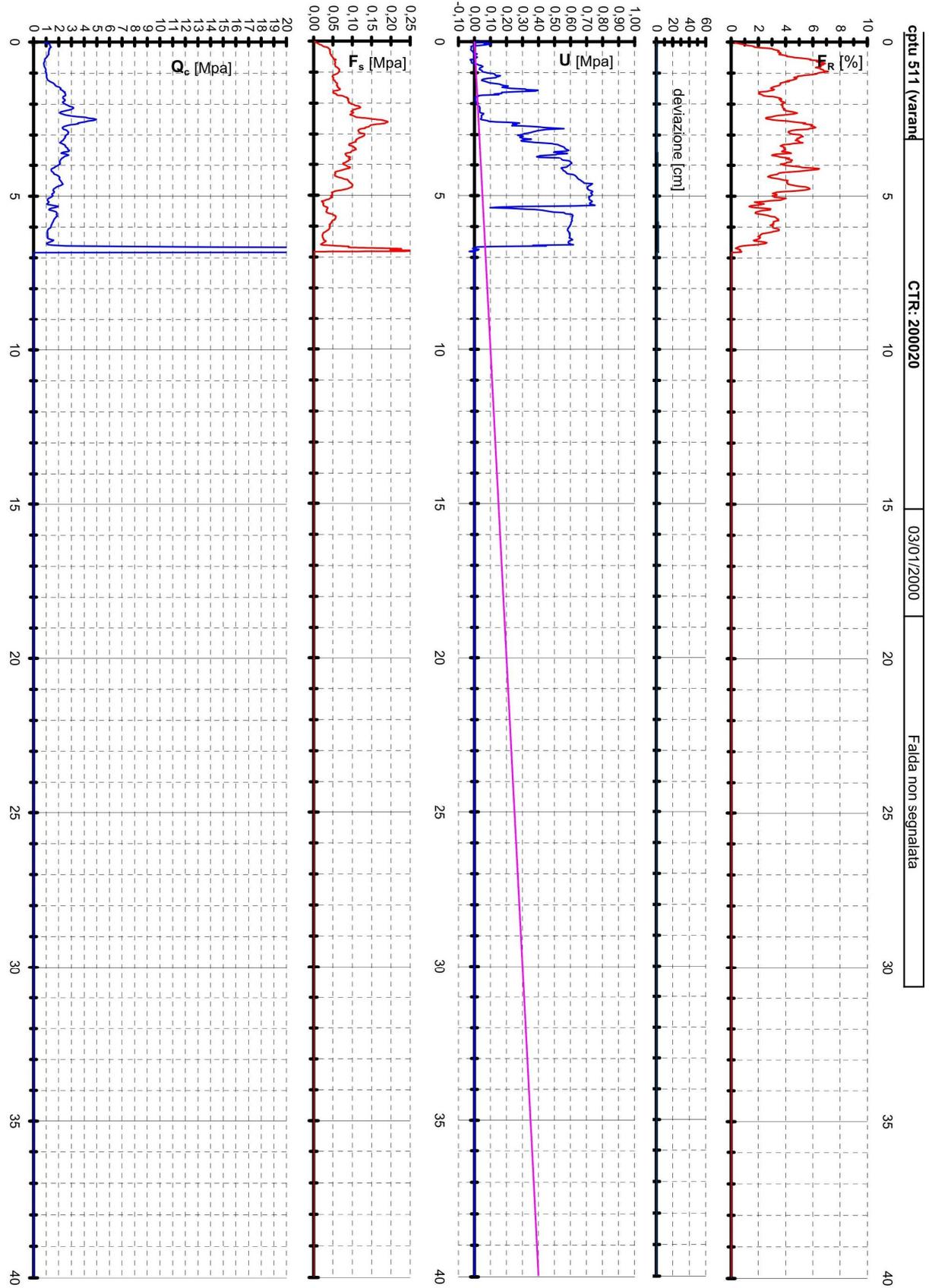
Non è però possibile escludere, a causa della ridotta serie di misure disponibili, che a seguito di eventi piovosi eccezionali e prolungati nel tempo e/o di modifiche nell'uso delle risorse idriche sotterranee, si possa verificare la risalita dei livelli idrici e quindi la saturazione dei depositi sabbiosi di paleoalveo.

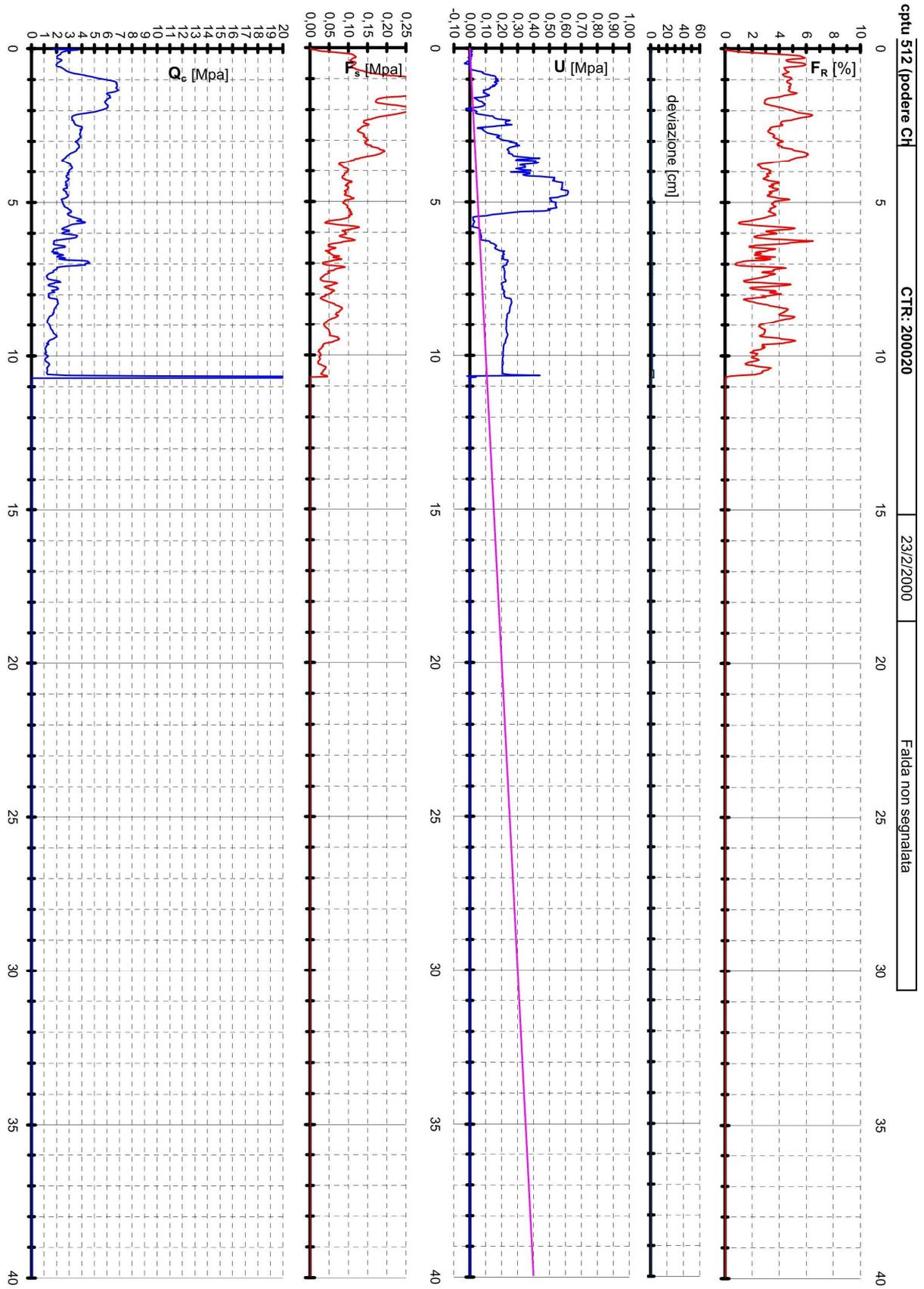
Occorrerà quindi eseguire, come previsto anche nel PTCP della Provincia di Reggio Emilia, analisi di 3° livello per escludere il verificarsi delle condizioni predisponenti il fenomeno della liquefazione.

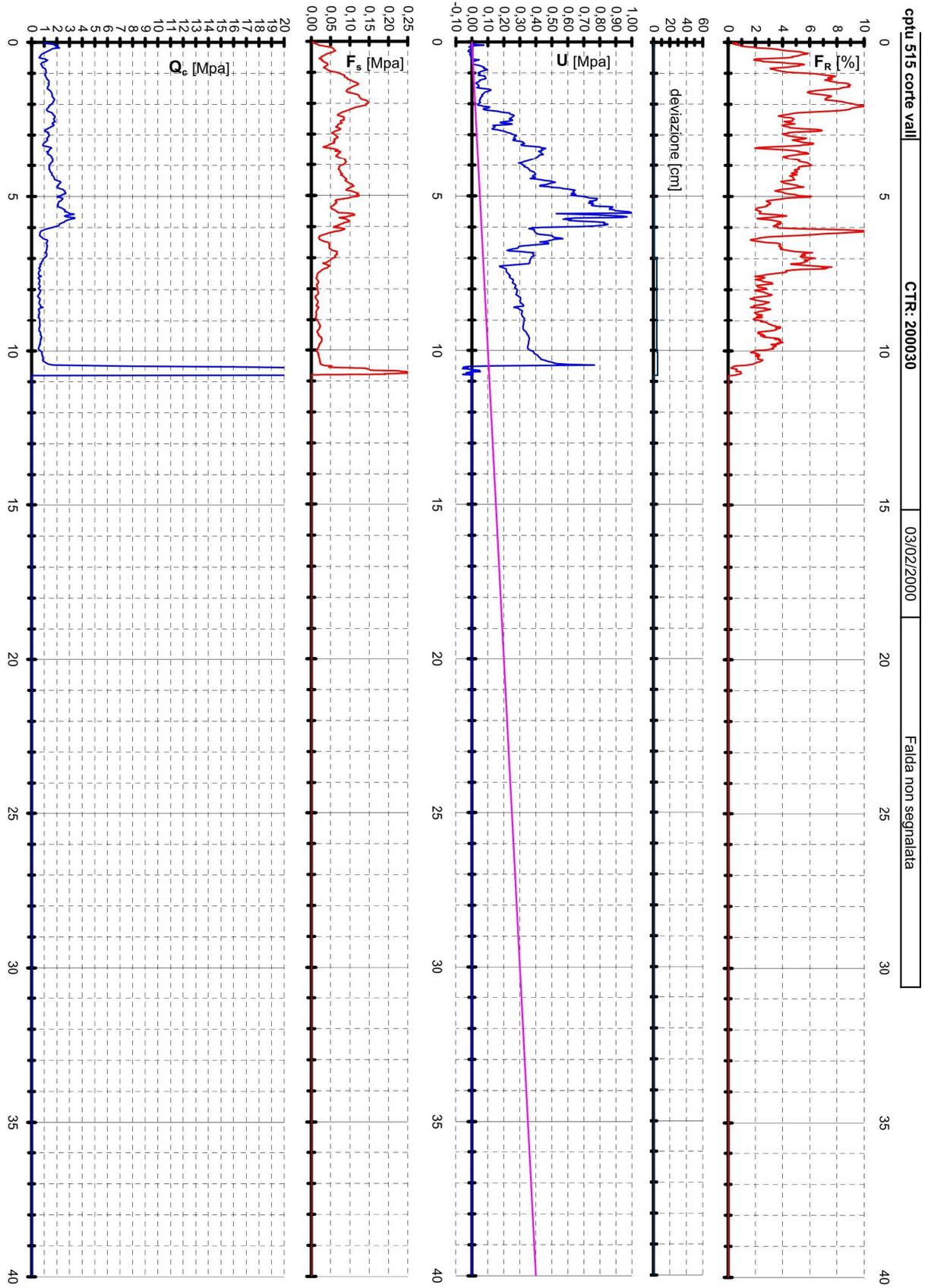
ALLEGATO A
PROVE PENETROMETRICHE

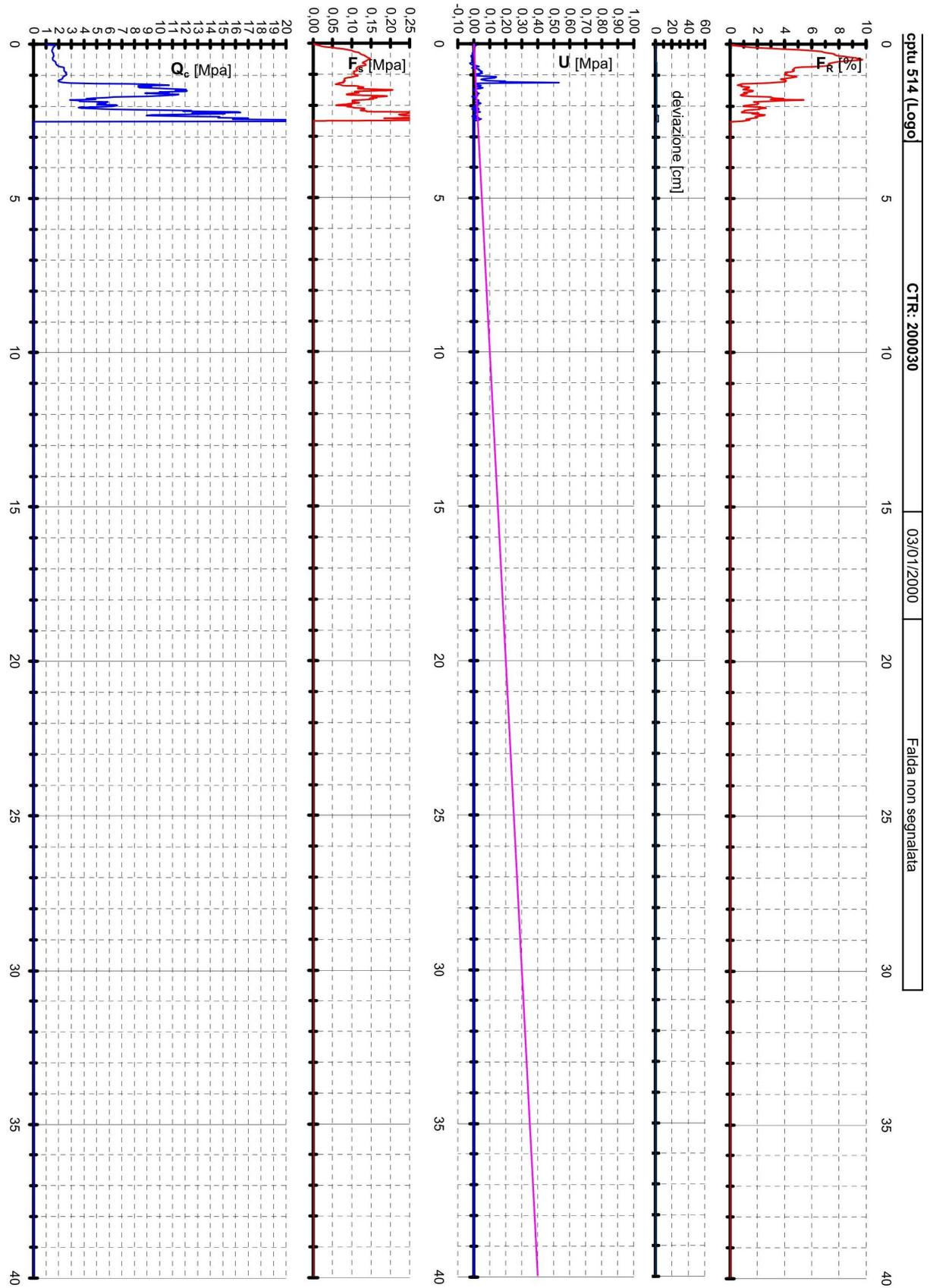


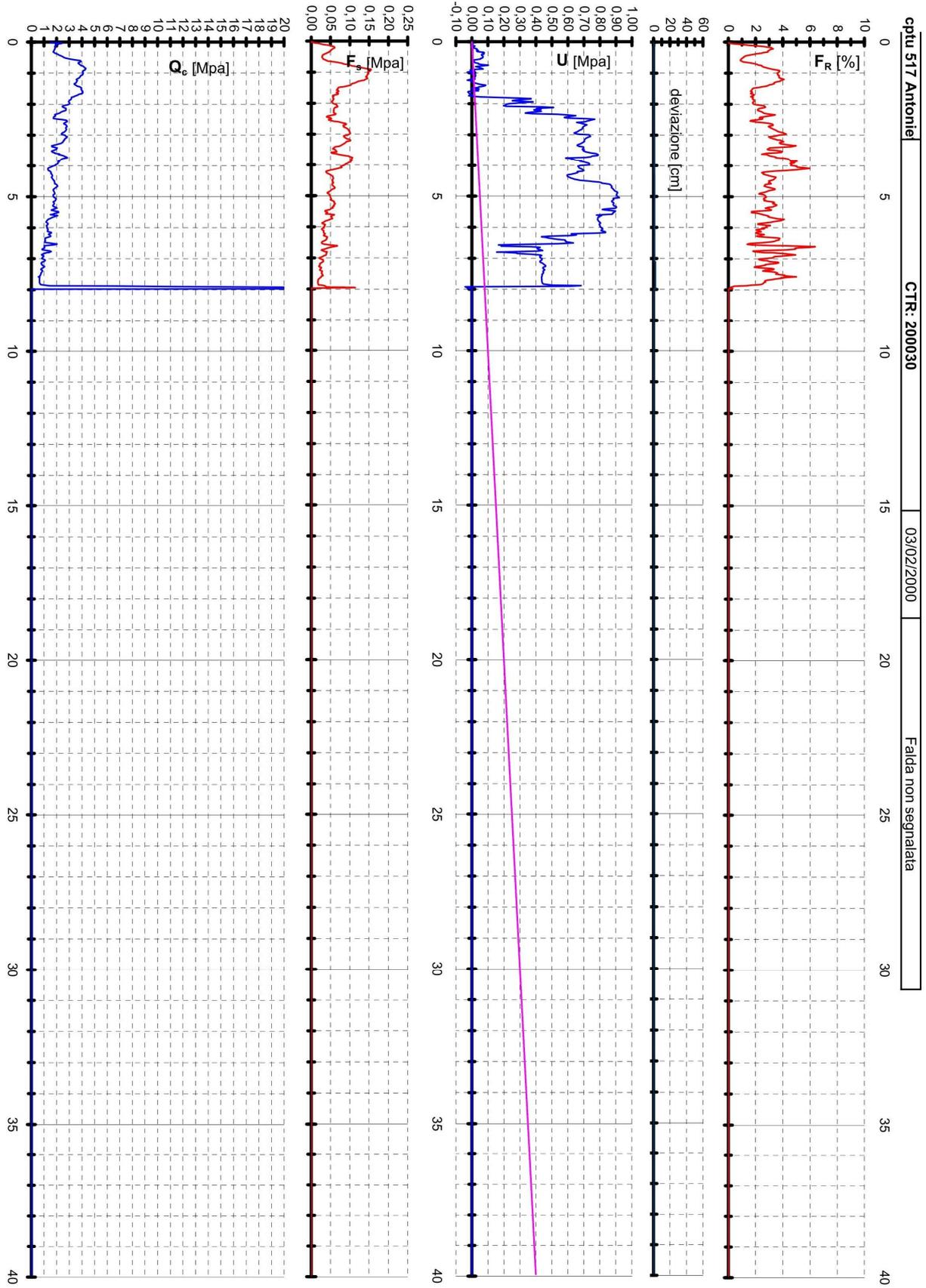


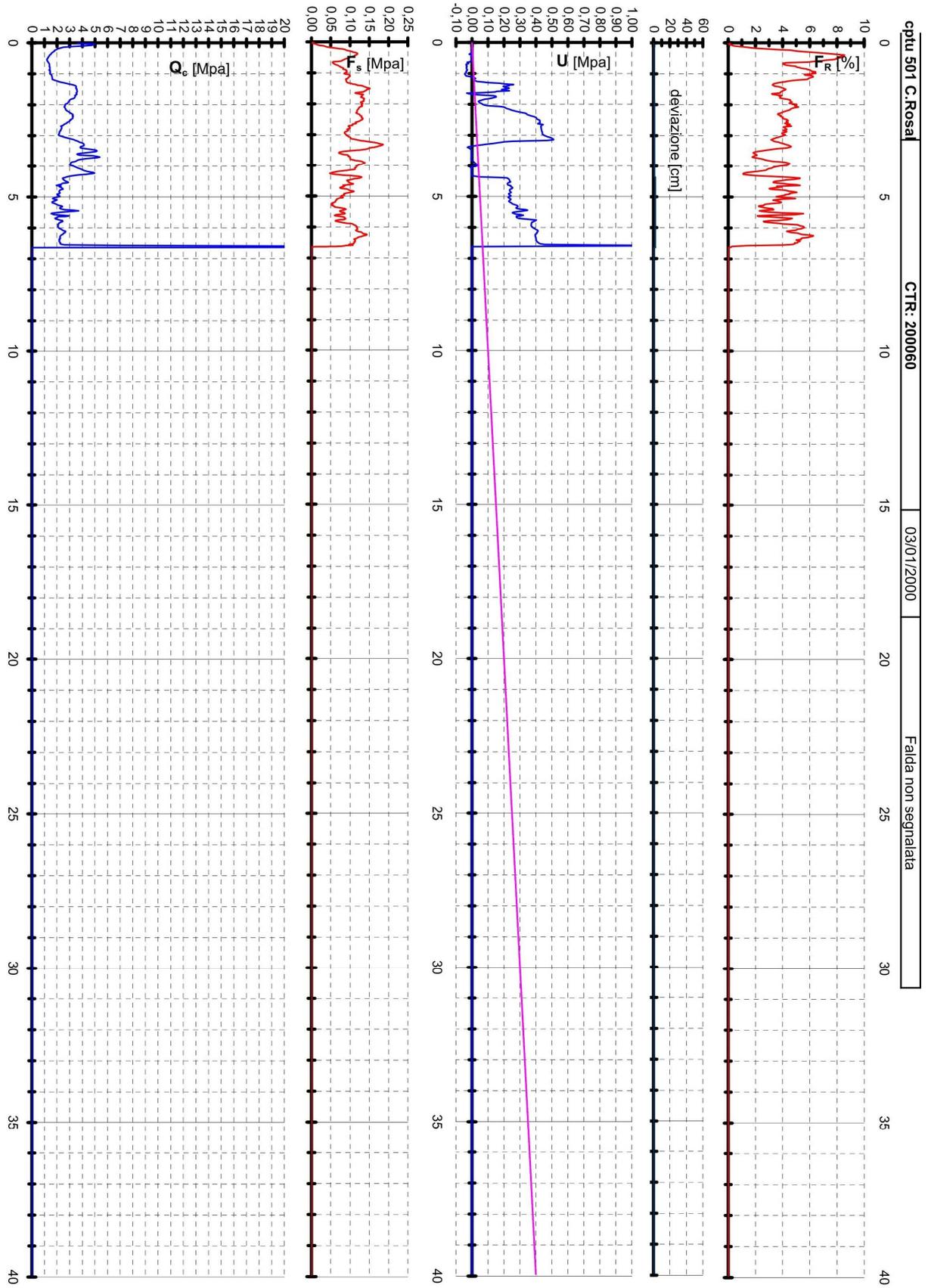


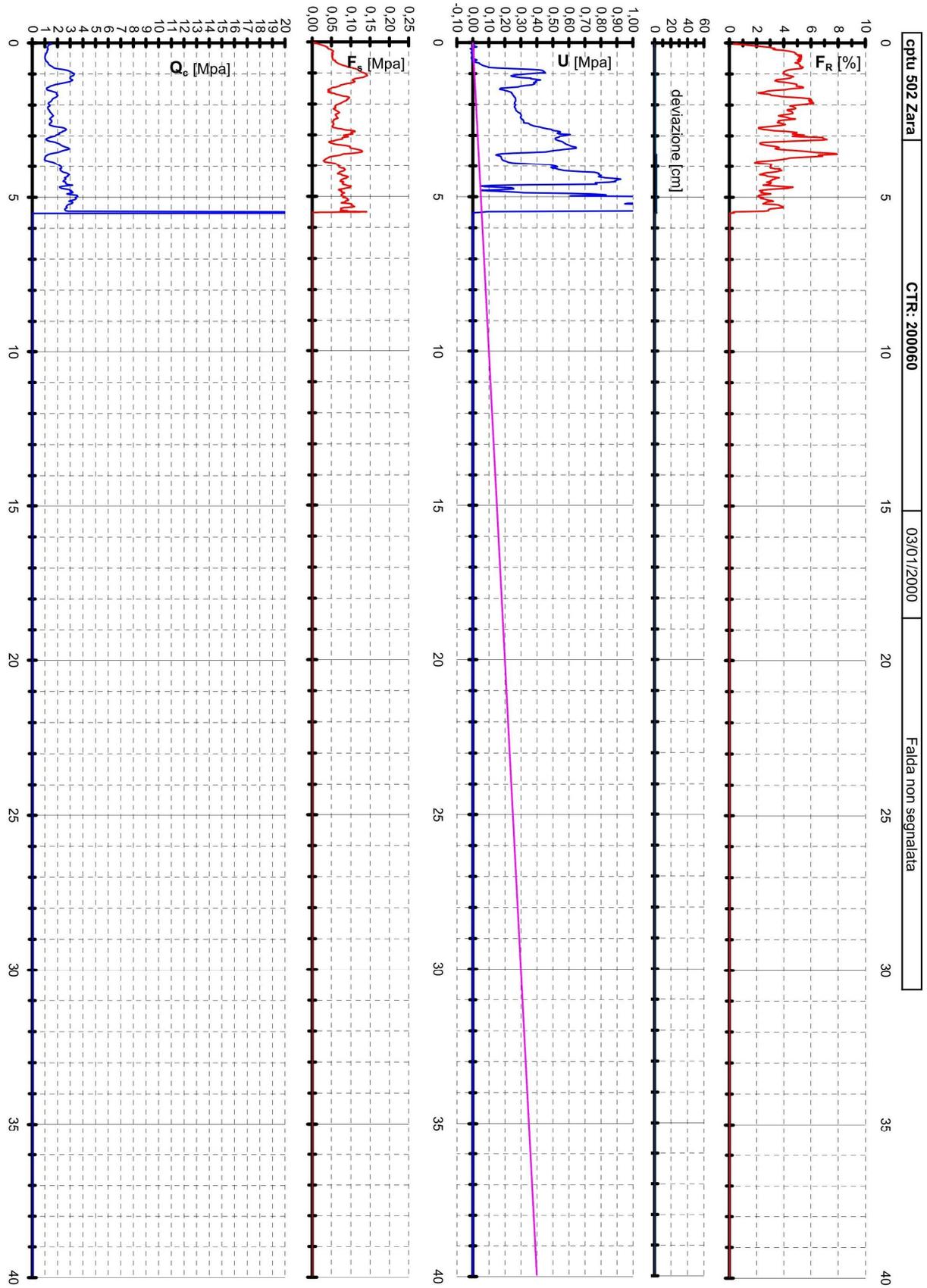


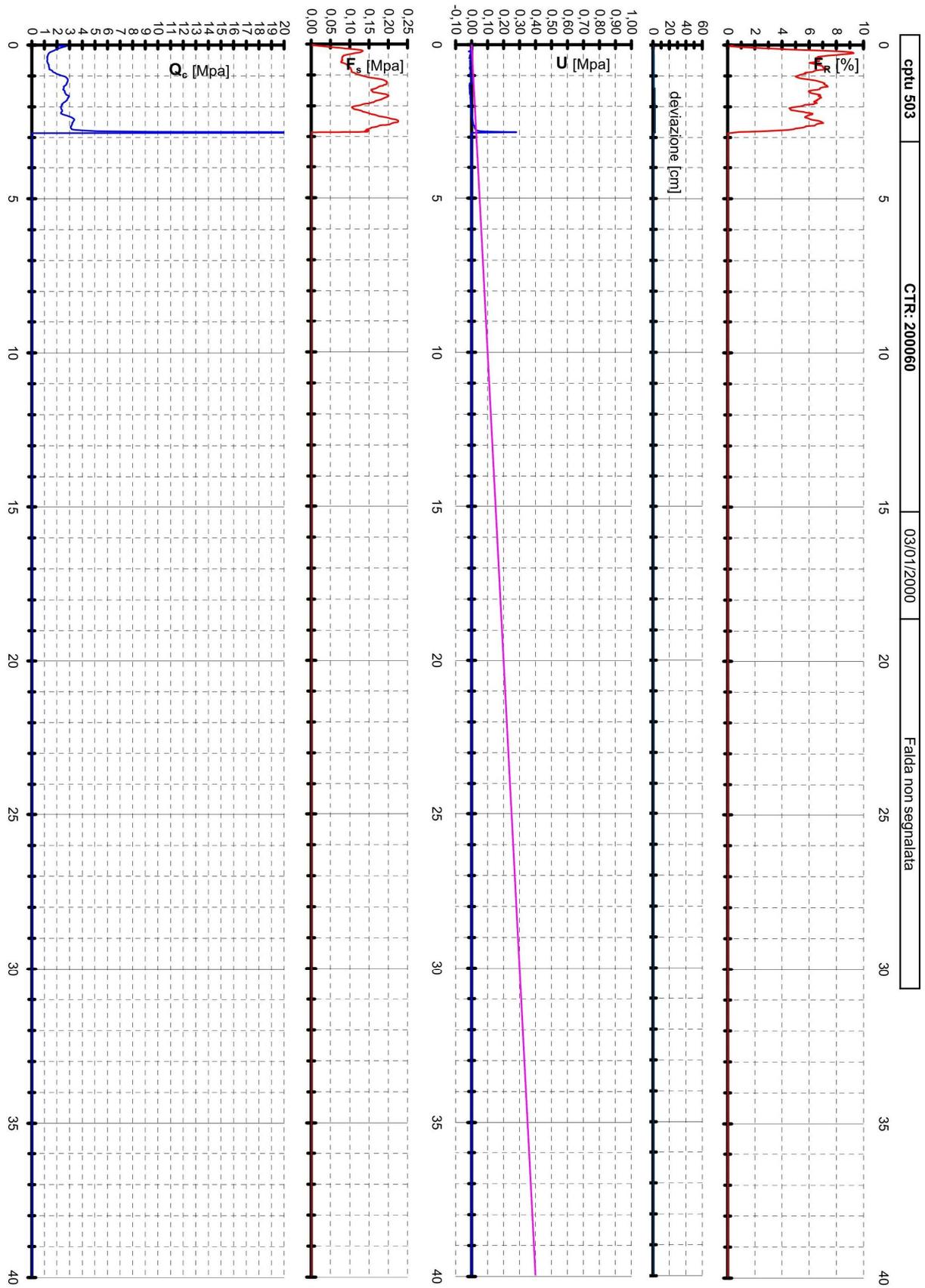








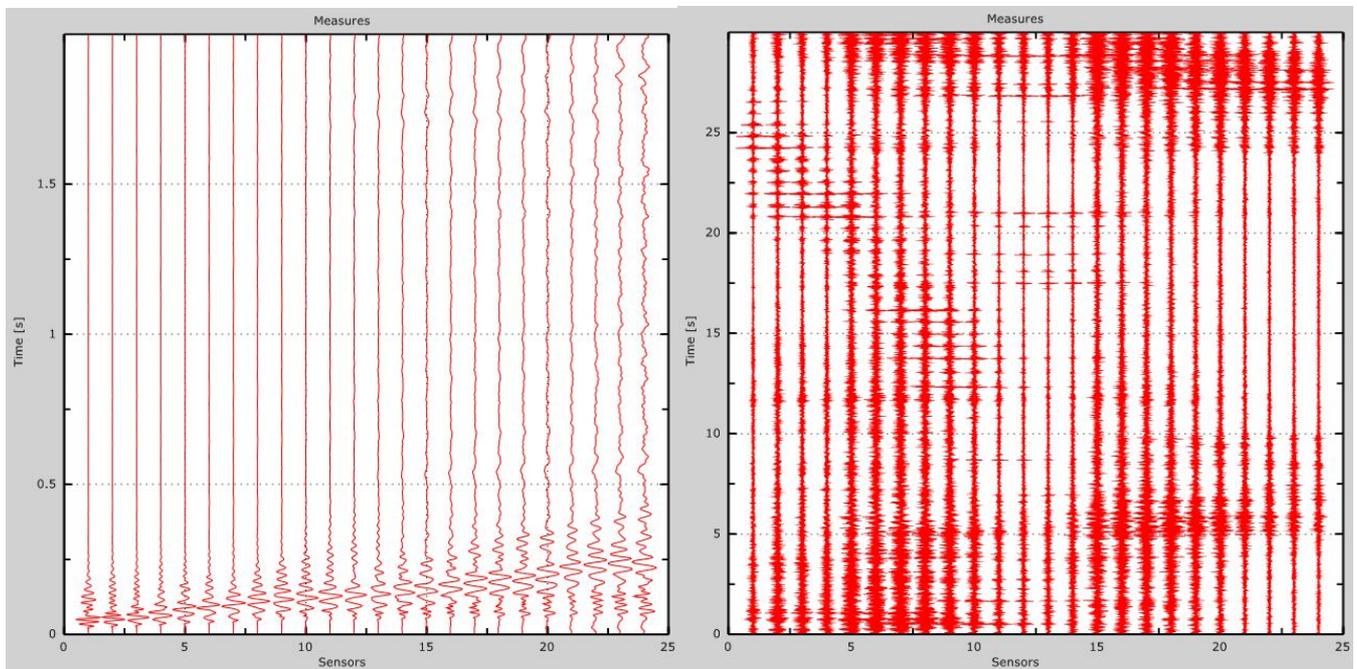




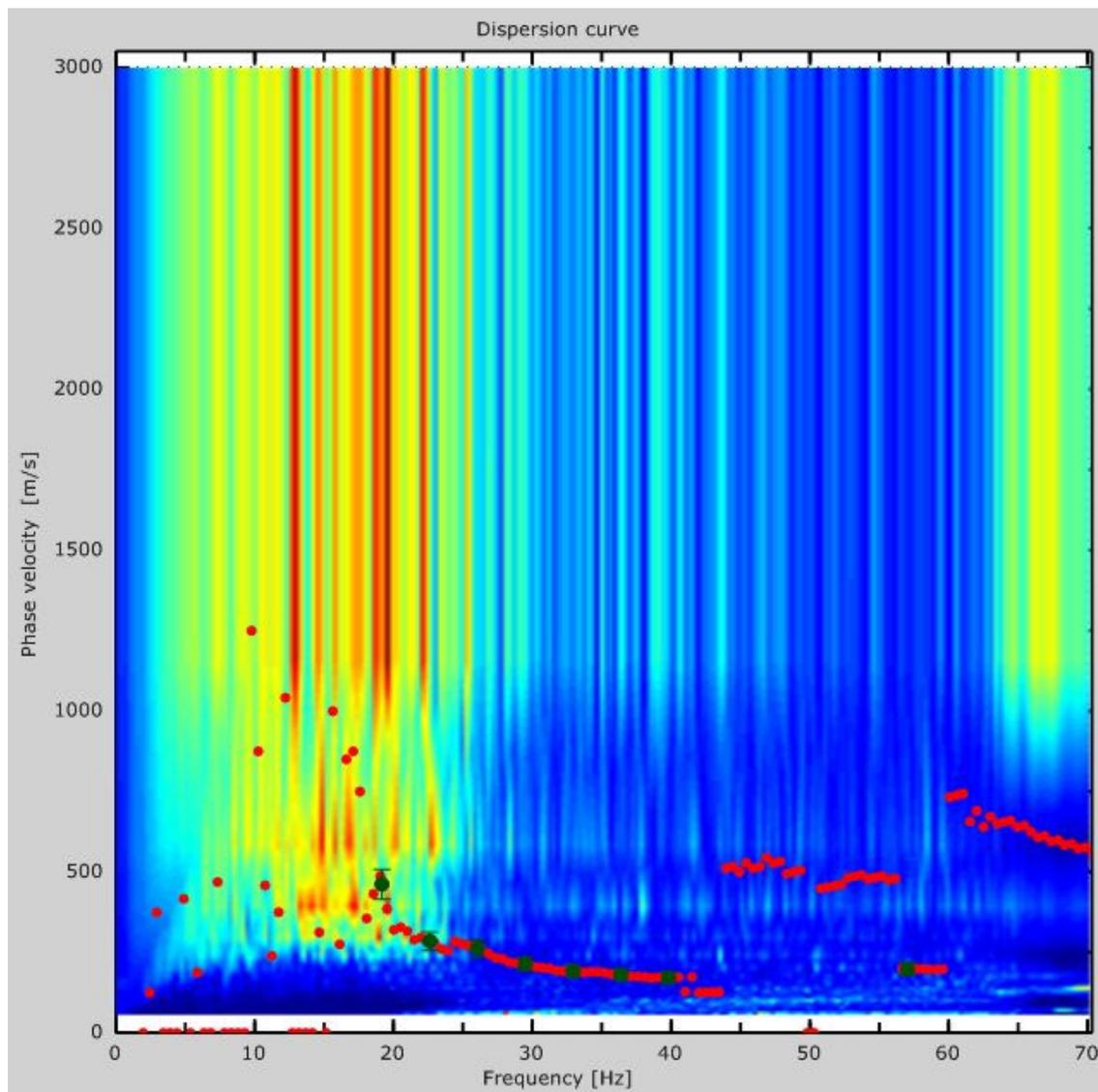
ALLEGATO B
PROVE MASW E REMI

PROVA MASW – REMI 1

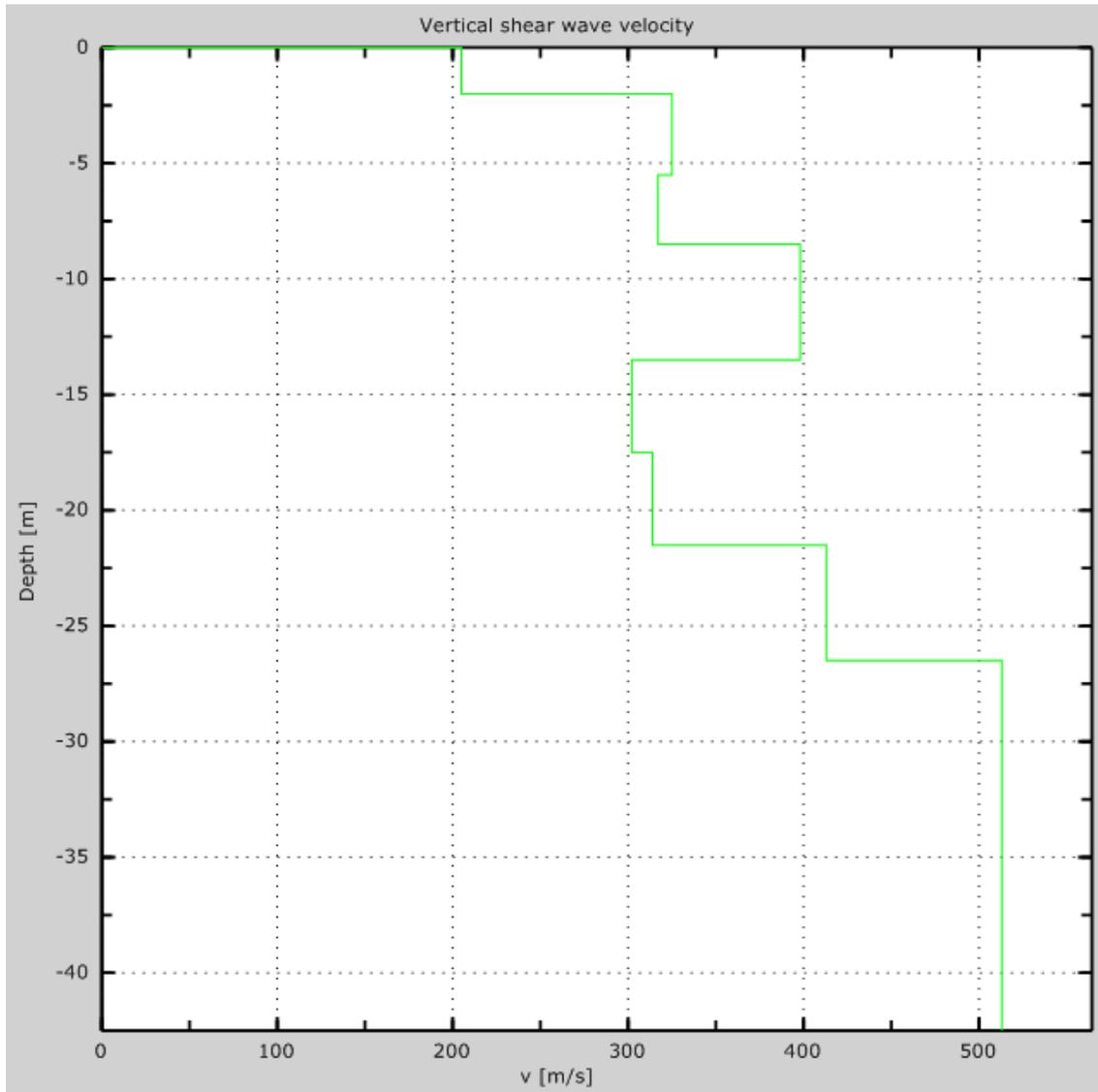
Number of sensors	24
Sensors distance:	100 m
Number of time samples	2000
Acquisition timestep	1 ms
Number of sensors used for the analysis	24
The interval considered for the analysis starts at	0 ms
The interval considered for the analysis ends at	2000 ms
Sensors are not reverted (the last one in the file is the last one for the analysis)	



Experimental traces



Dispersion curve

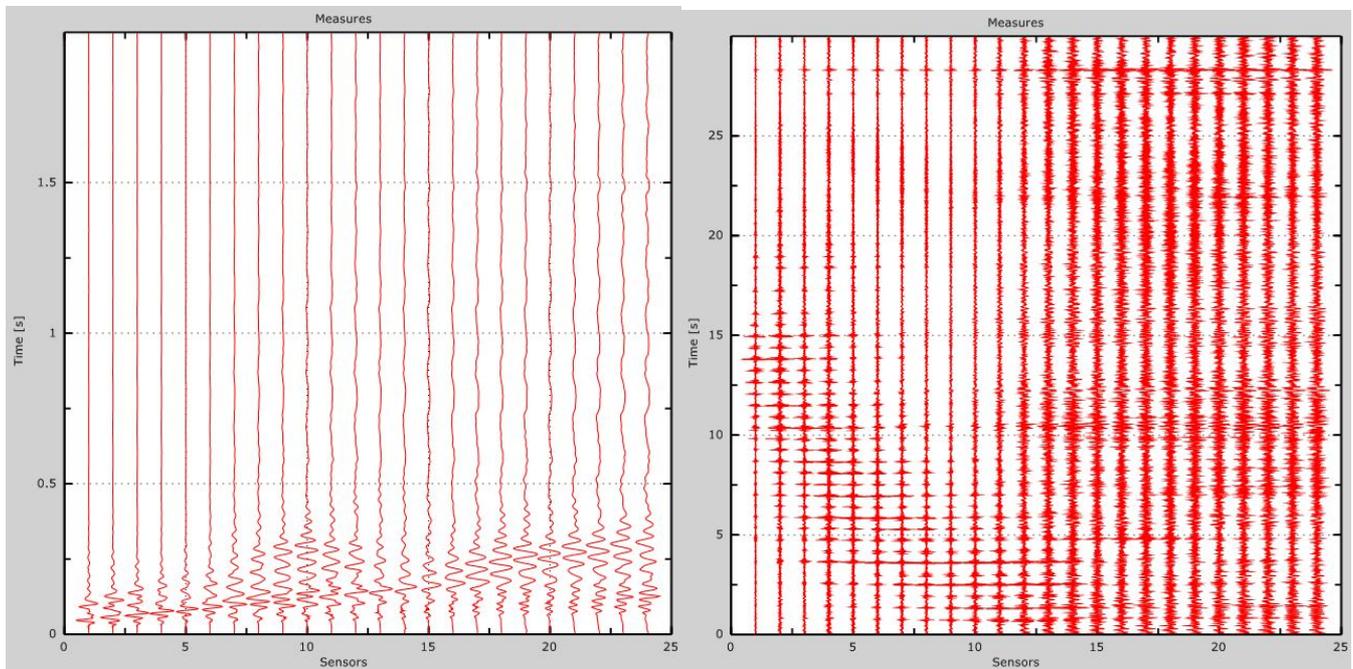


Numerical Vs profile

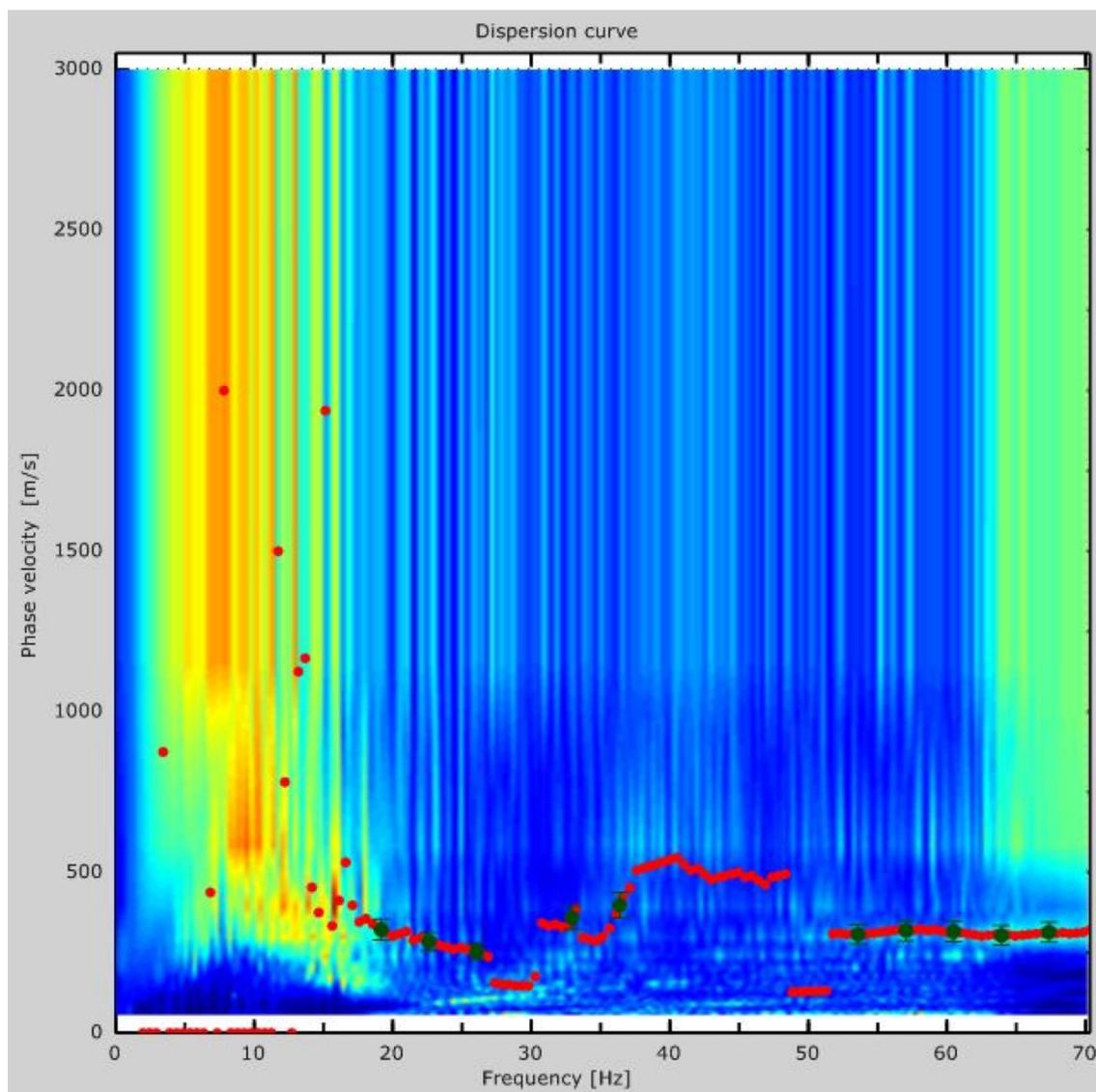
V_{s30} [m/s]	342
Soil type	C

PROVA MASW – REMI 2

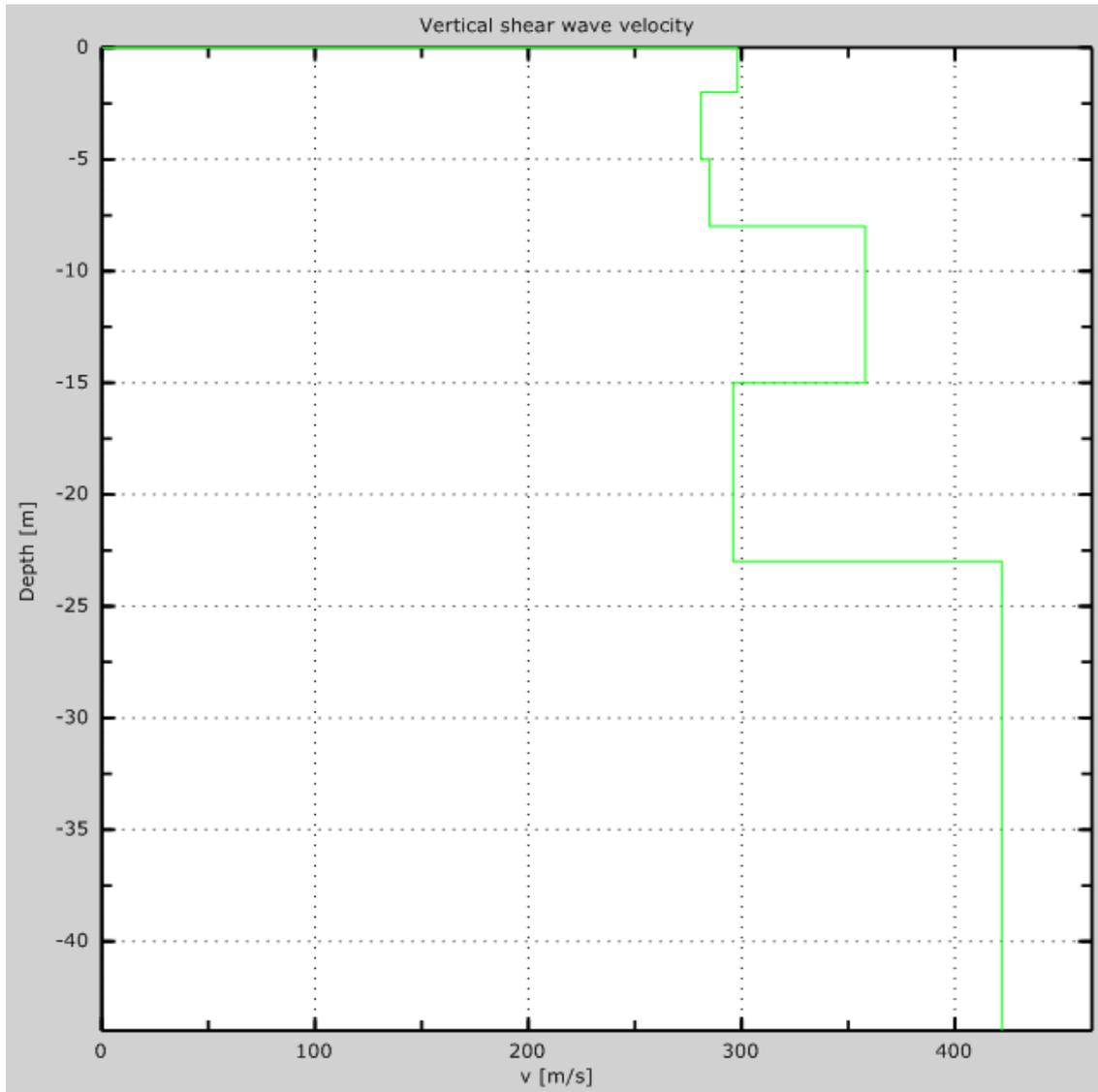
Number of sensors	24
Sensors distance:	1 m
Number of time samples	2000
Acquisition timestep	1 ms
Number of sensors used for the analysis	24
The interval considered for the analysis starts at	0 ms
The interval considered for the analysis ends at	1999 ms
Sensors are not reverted (the last one in the file is the last one for the analysis)	



Experimental traces



Dispersion curve

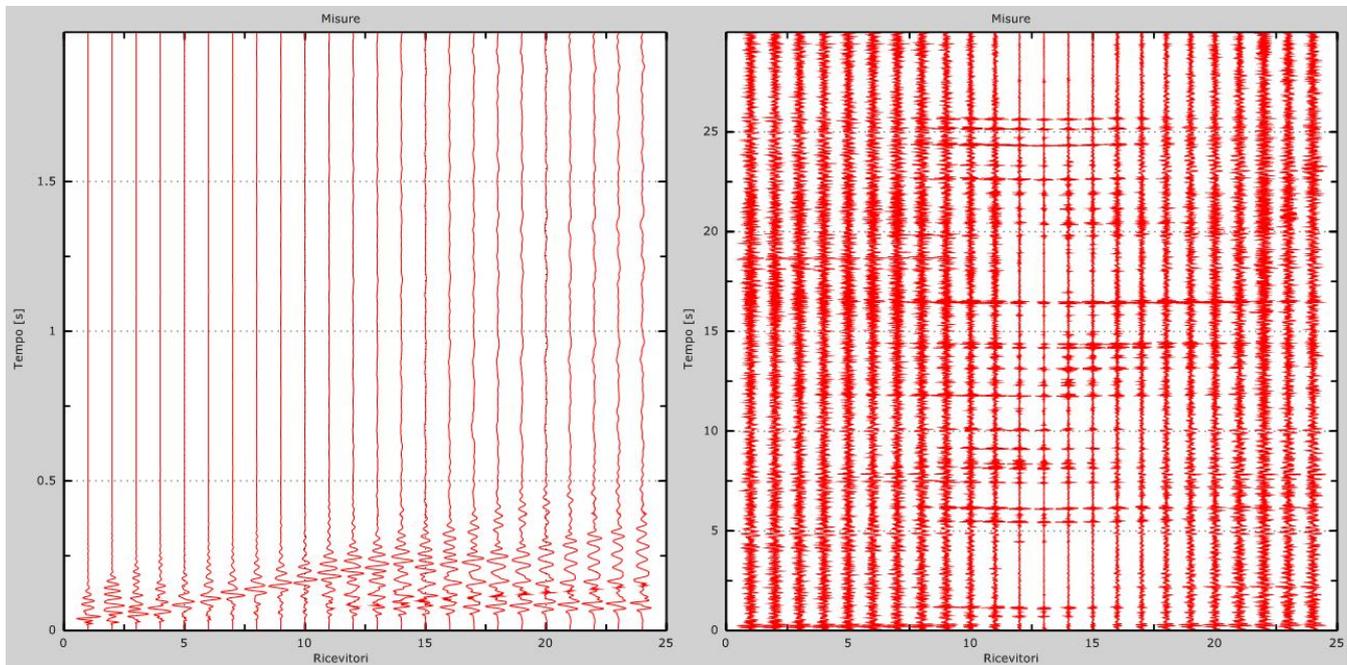


Numerical Vs profile

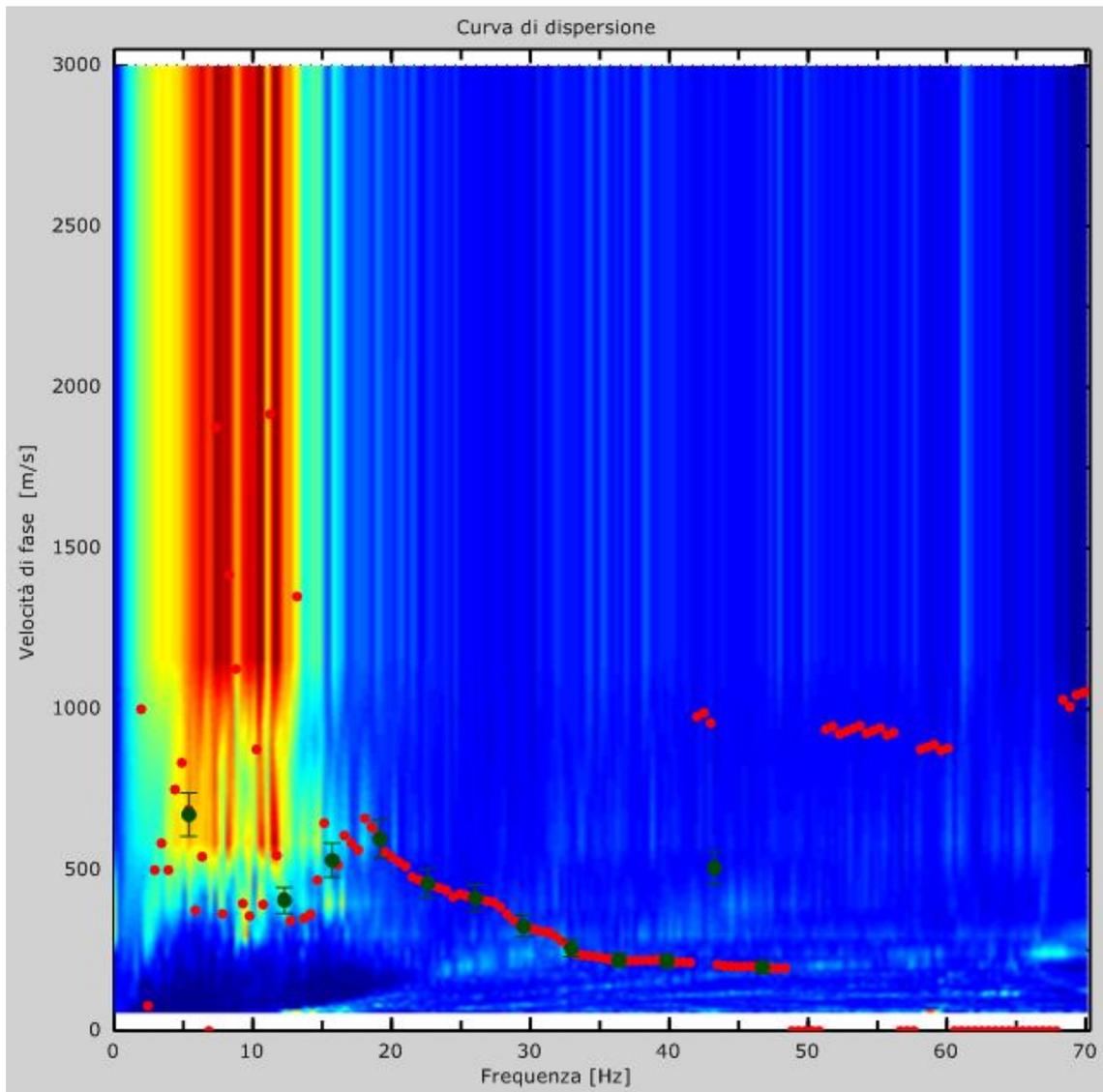
Vs30 [m/s]	329
Soil type	C

PROVA MASW – REMI 3

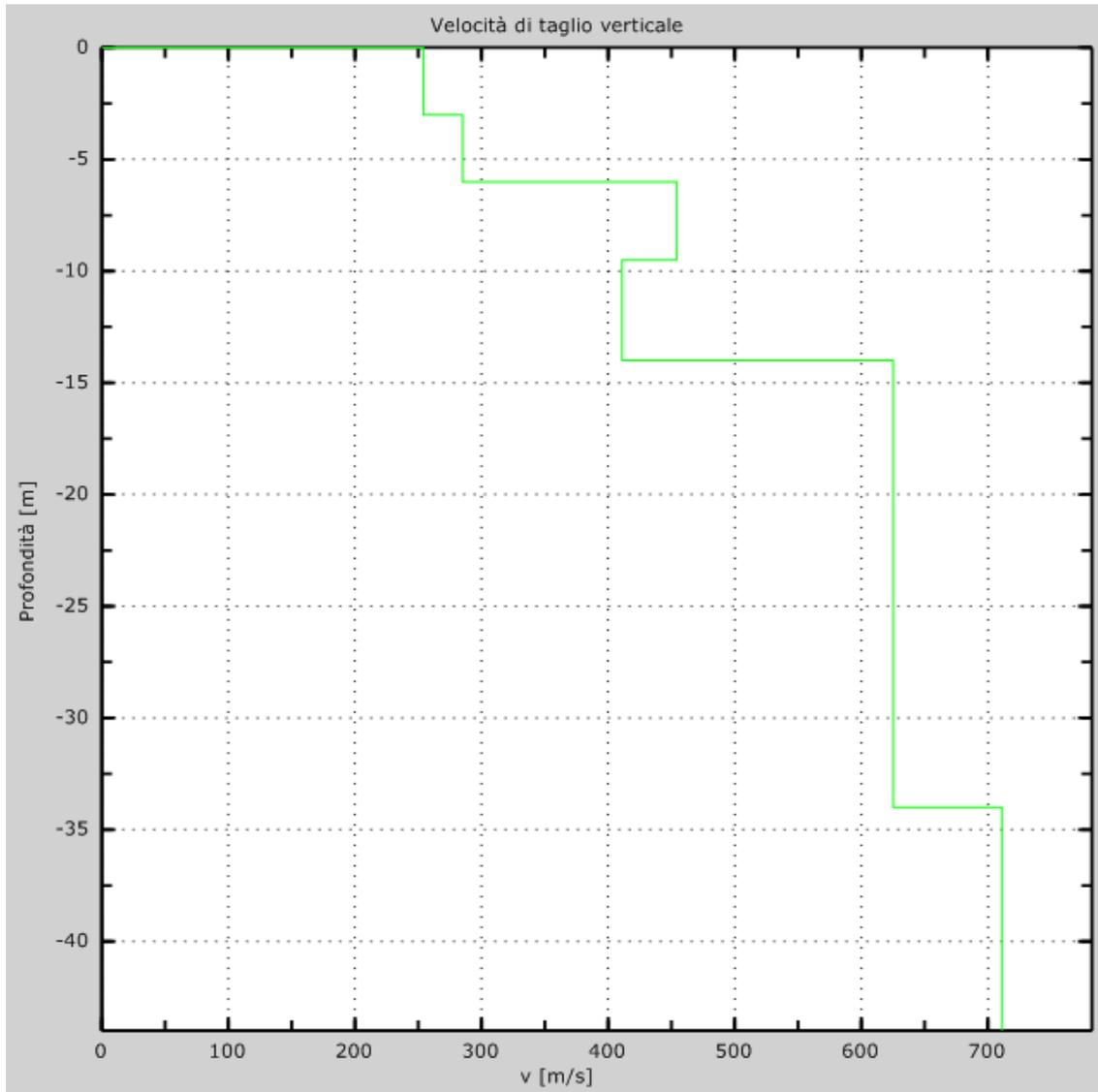
Numero di ricevitori	24
Distanza tra i sensori:	2 m
Numero di campioni temporali	2000
Passo temporale di acquisizione	1 ms
Numero di ricevitori usati per l'analisi	24
L'intervallo considerato per l'analisi comincia a	0 ms
L'intervallo considerato per l'analisi termina a	1999 ms
I ricevitori non sono invertiti (l'ultimo ricevitore è l'ultimo per l'analisi)	



Tracce sperimentali



Curva di dispersione

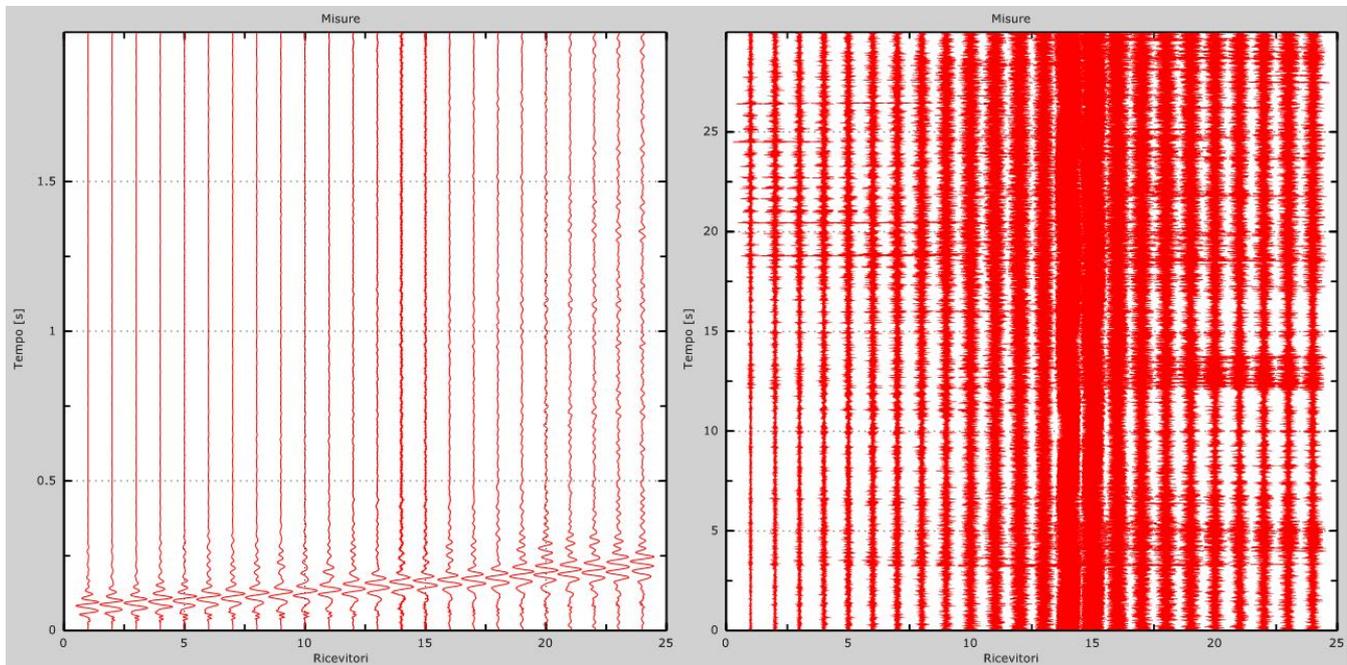


Profilo Vs numerico

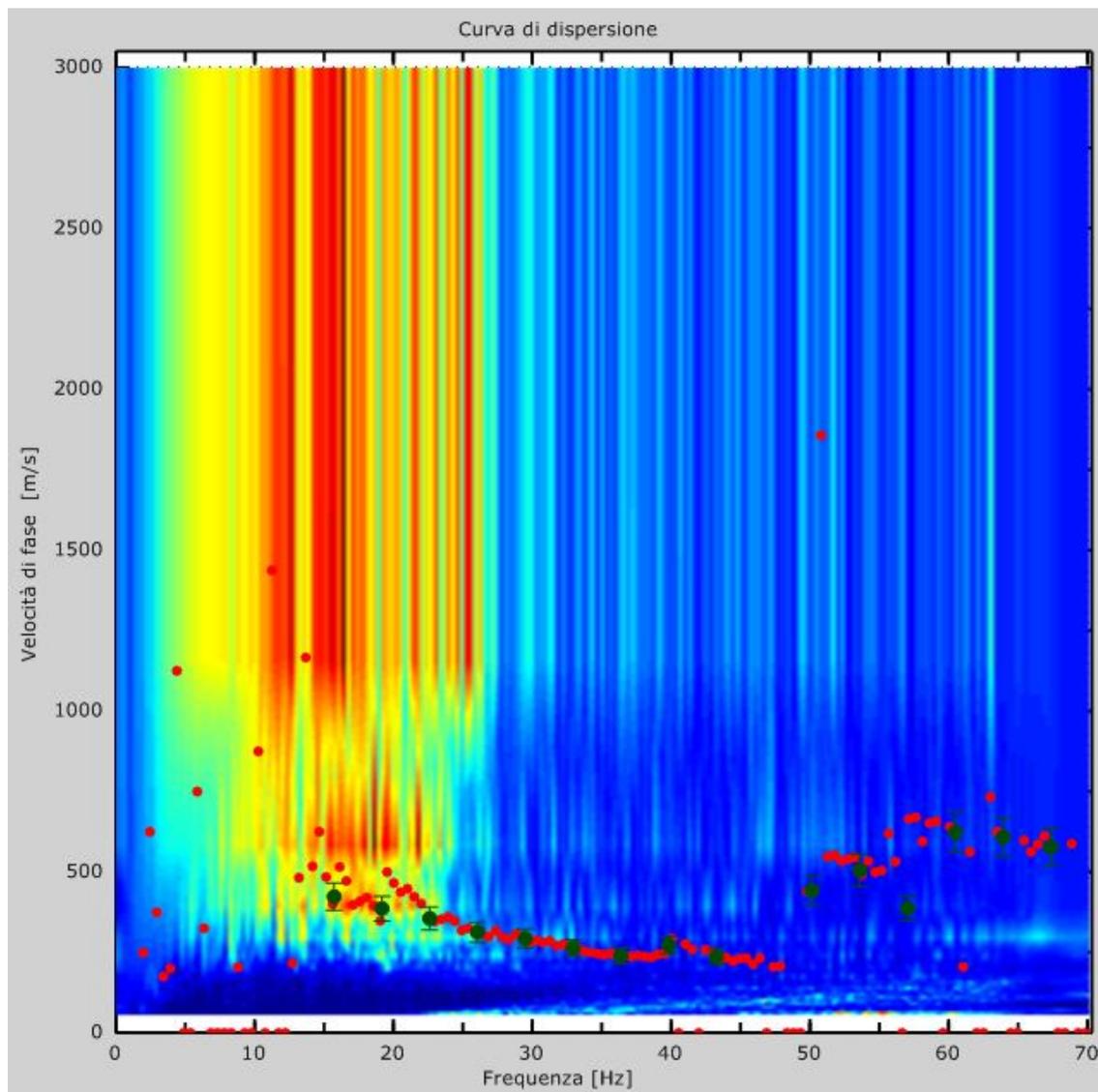
Vs30 [m/s]	450
Tipo di suolo	B

PROVA MASW – REMI 4

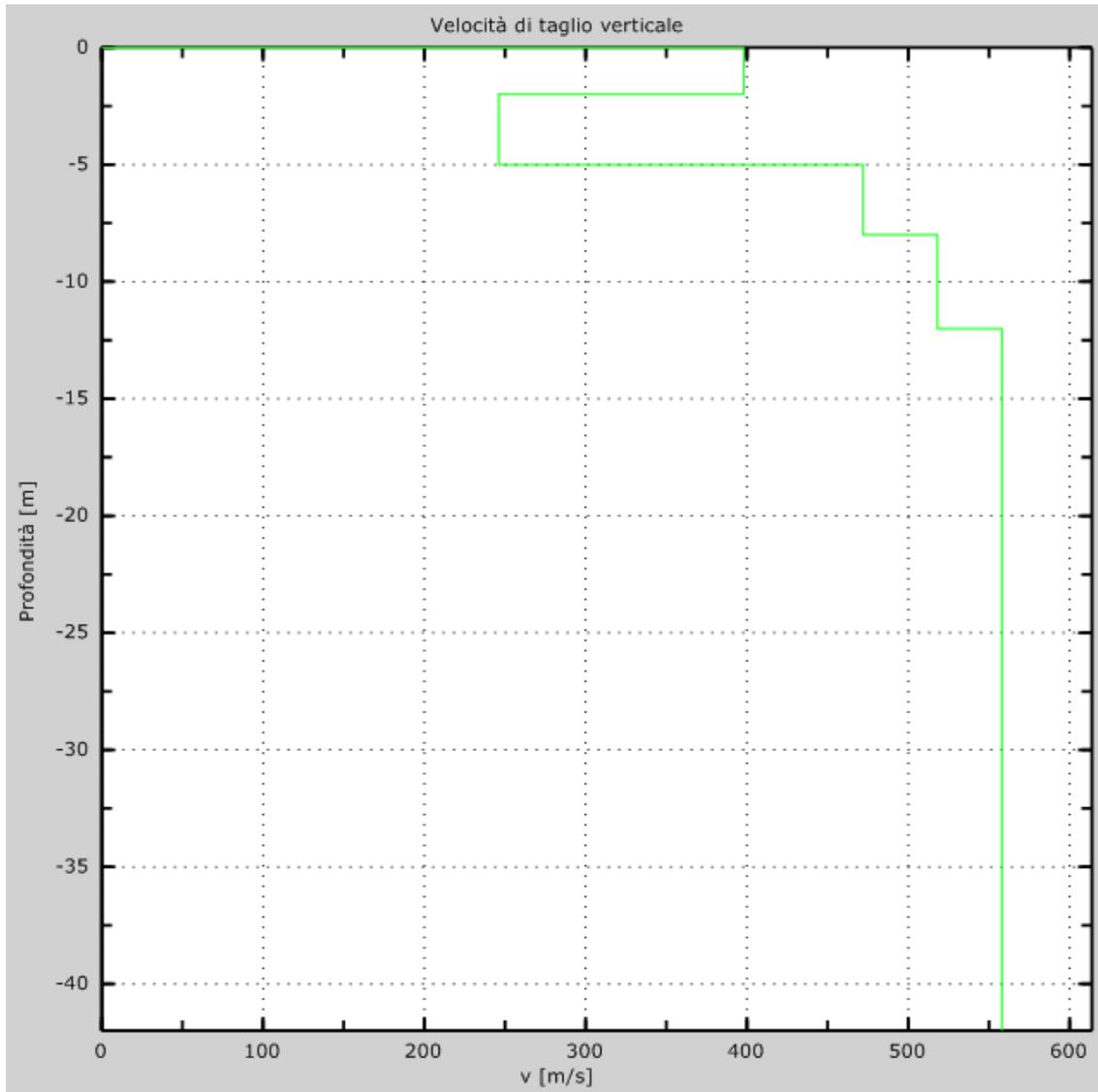
Numero di ricevitori	24
Distanza tra i sensori:	1 m
Numero di campioni temporali	2000
Passo temporale di acquisizione	1 ms
Numero di ricevitori usati per l'analisi	24
L'intervallo considerato per l'analisi comincia a	0 ms
L'intervallo considerato per l'analisi termina a	1999 ms
I ricevitori non sono invertiti (l'ultimo ricevitore è l'ultimo per l'analisi)	



Tracce sperimentali



Curva di dispersione



Profilo Vs numerico

Vs30 [m/s]	472
Tipo di suolo	B

ALLEGATO C
PROVE CON MICROTREMORI – METODO NAKAMURA

DATABASE SISMA, SILARIO - HVSR-1

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 09:05:10 End recording: 07/06/12 09:17:11

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

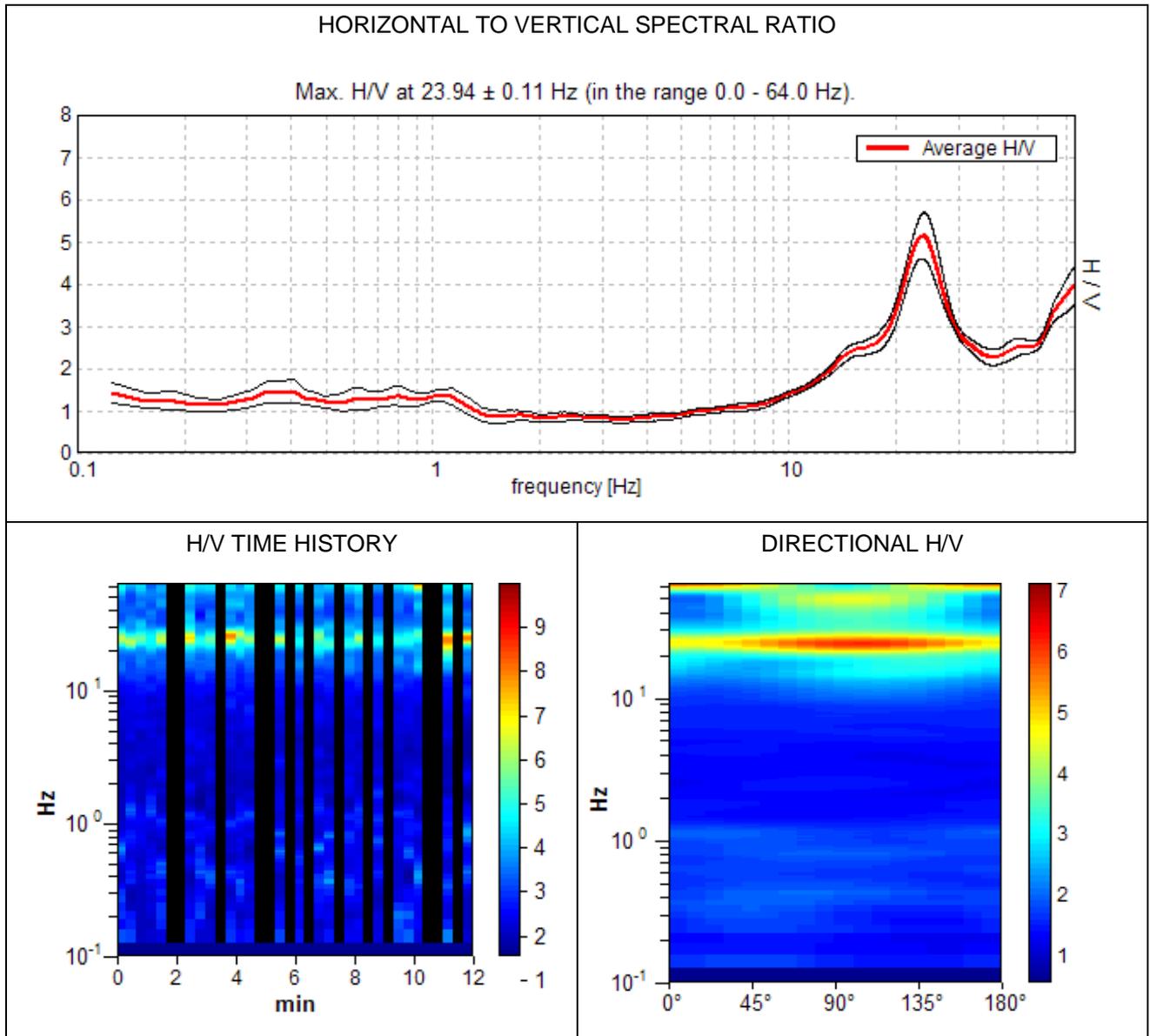
Trace length: 0h12'00". Analyzed 64% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

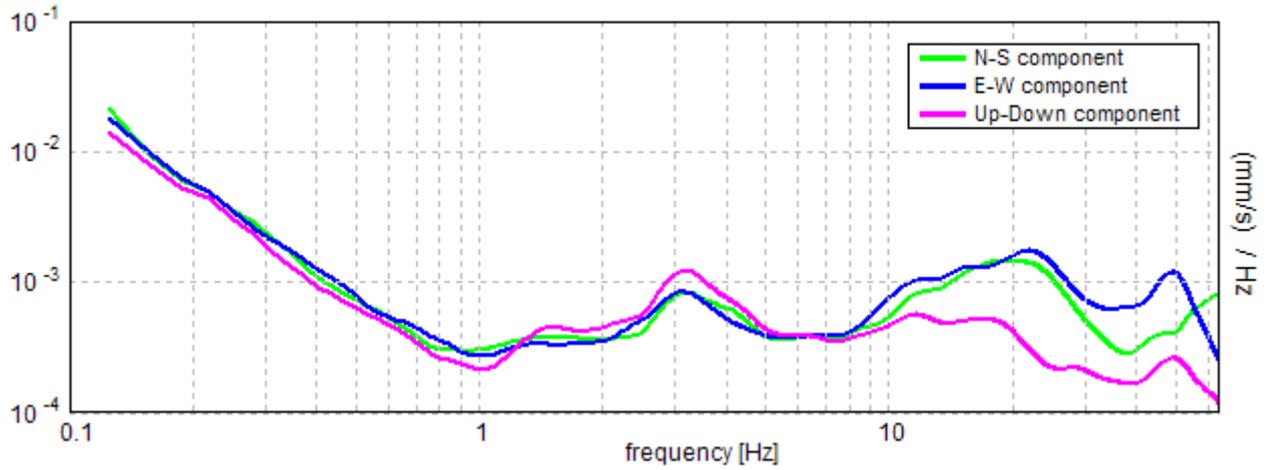
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

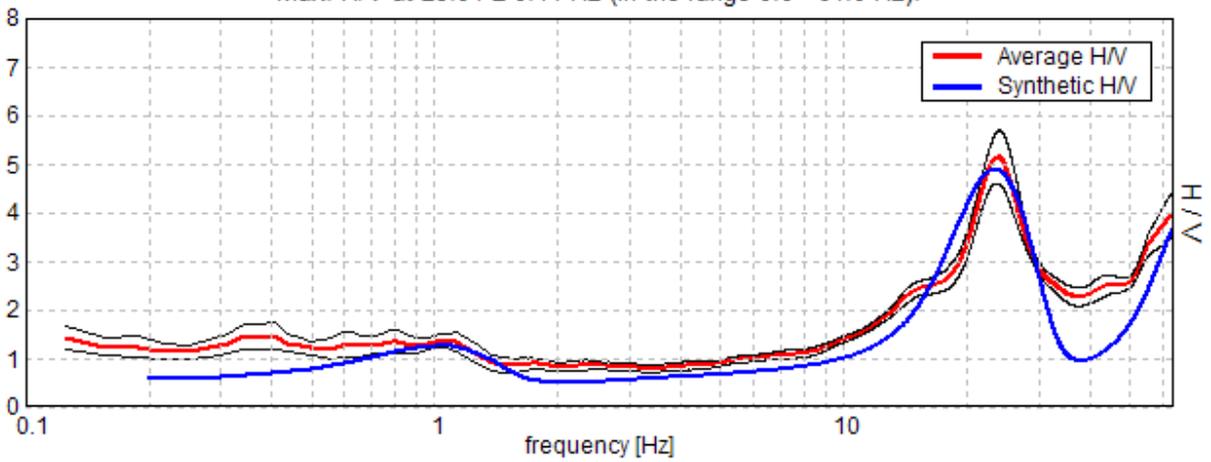


SINGLE COMPONENT SPECTRA



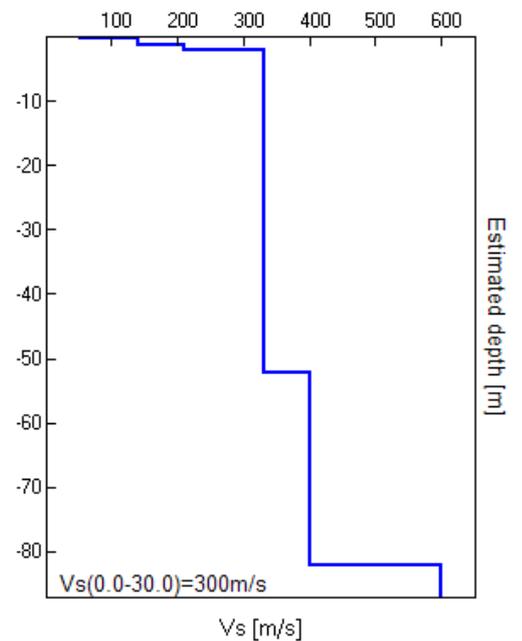
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 23.94 ± 0.11 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.20	0.20	52	0.35
1.30	1.10	140	0.35
2.10	0.80	210	0.35
52.10	50.00	330	0.35
82.10	30.00	400	0.35
inf.	inf.	600	0.35

Vs(0.0-30.0) = 300m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.]

Max. H/V at 23.94 ± 0.11 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	23.94 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	11011.3 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1150 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	17.344 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$	32.188 Hz	OK	
$A_0 > 2$	5.14 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.00207 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	0.04962 < 1.19688	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	0.2589 < 1.58	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq. range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

DATABASE SISMA, SILARIO HVSR 2

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 09:23:54 End recording: 07/06/12 09:35:55

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

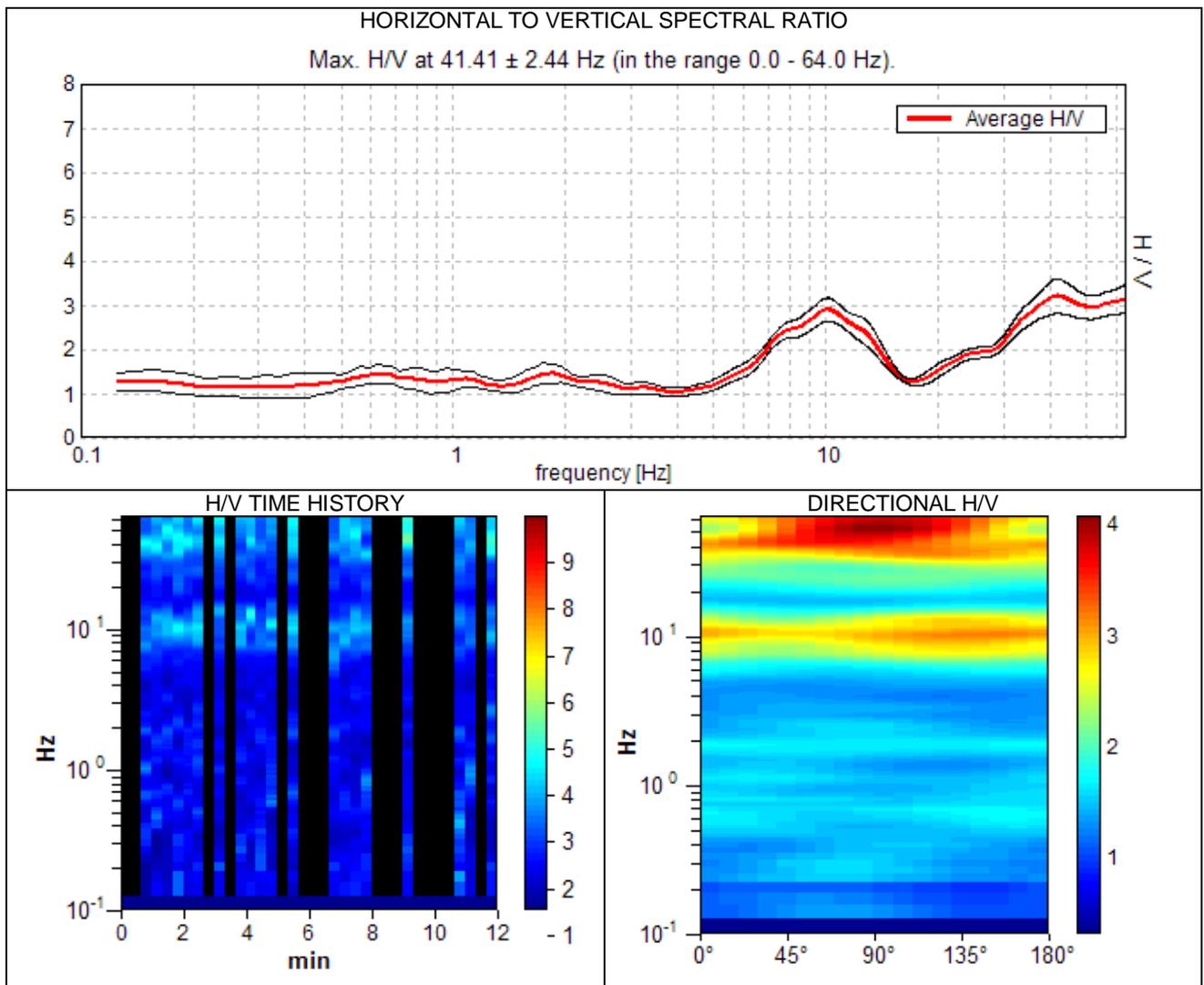
Trace length: 0h12'00". Analyzed 56% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

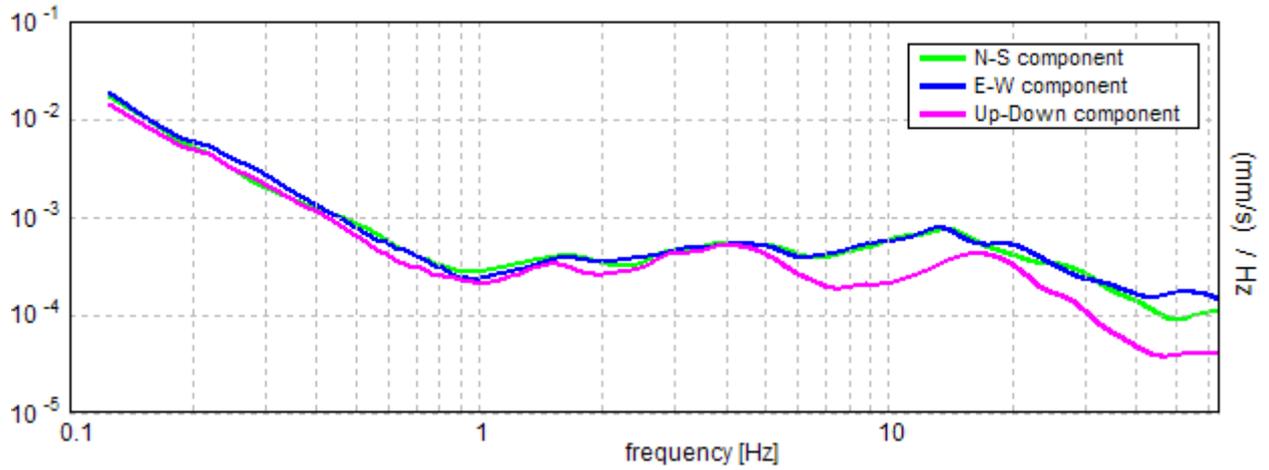
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 16%

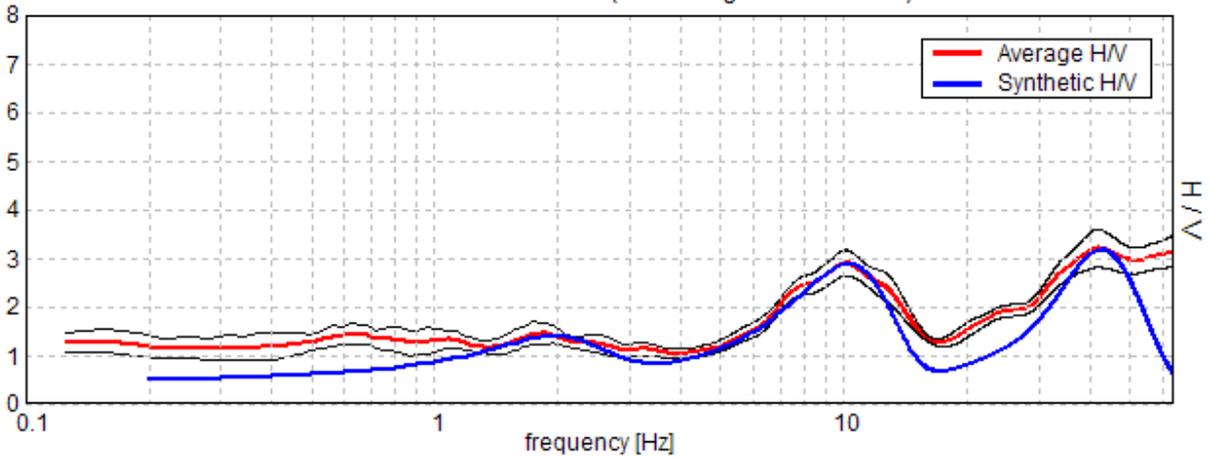


SINGLE COMPONENT SPECTRA



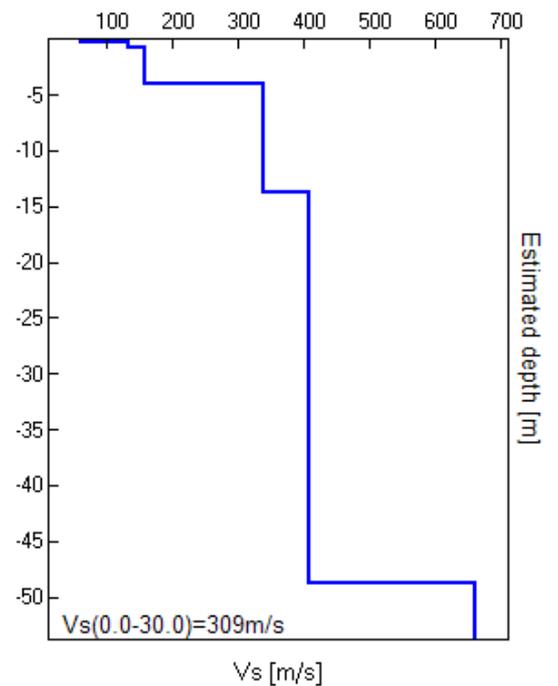
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 41.41 ± 2.44 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.35	0.35	63	0.36
0.75	0.40	135	0.35
3.95	3.20	160	0.35
13.75	9.80	340	0.35
48.75	35.00	410	0.35
inf.	inf.	660	0.35

Vs(0.0-30.0) = 309 m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. **Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.**]

Max. H/V at 41.41 ± 2.44 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	41.41 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	16562.5 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1386 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	20.75 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	3.20 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.02742 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	1.13546 < 2.07031	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	0.1835 < 1.58	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

DATABASE SISMA, SILARIO HVSR 3

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 09:42:36 End recording: 07/06/12 09:54:37

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

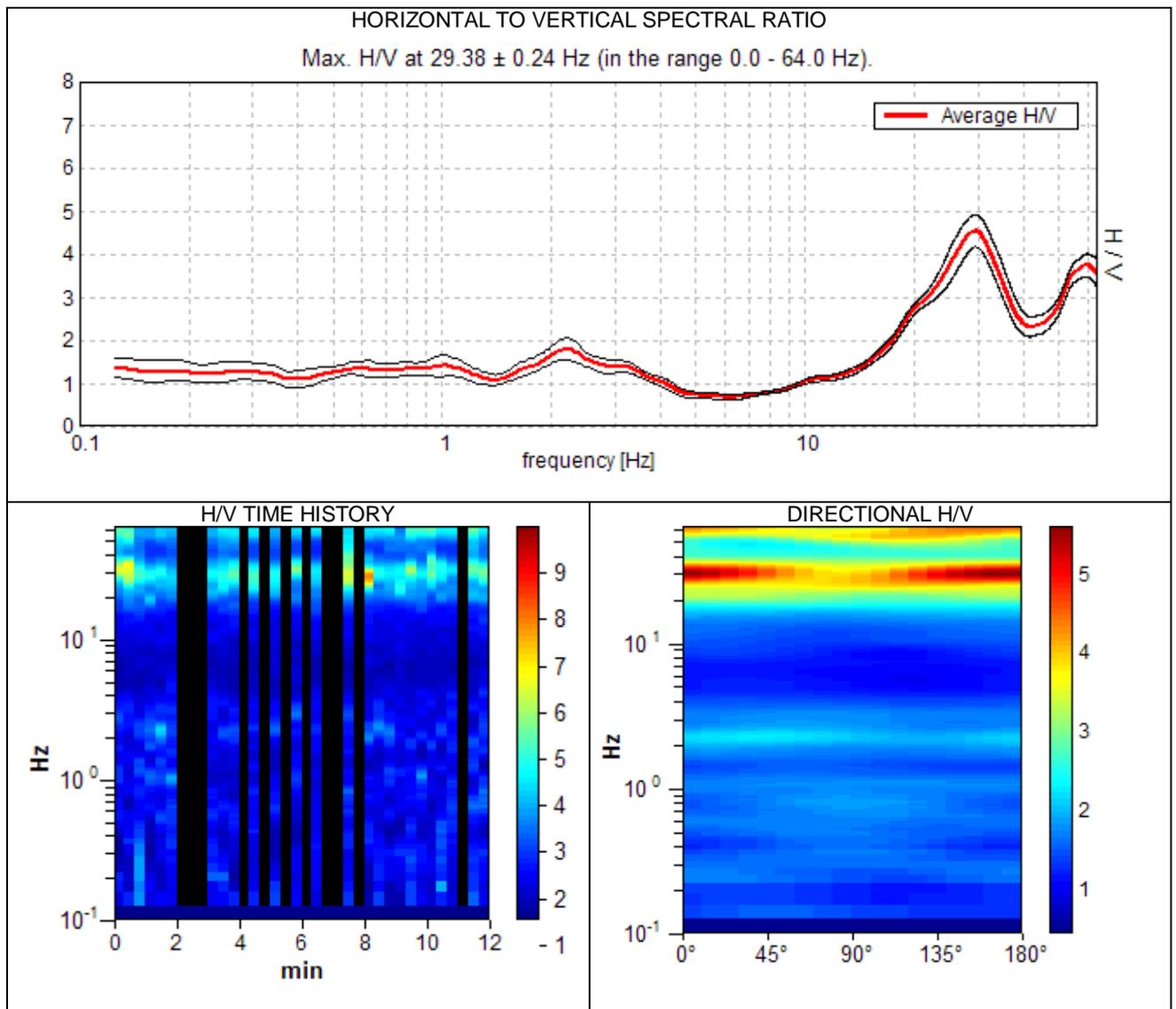
Trace length: 0h12'00". Analyzed 69% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

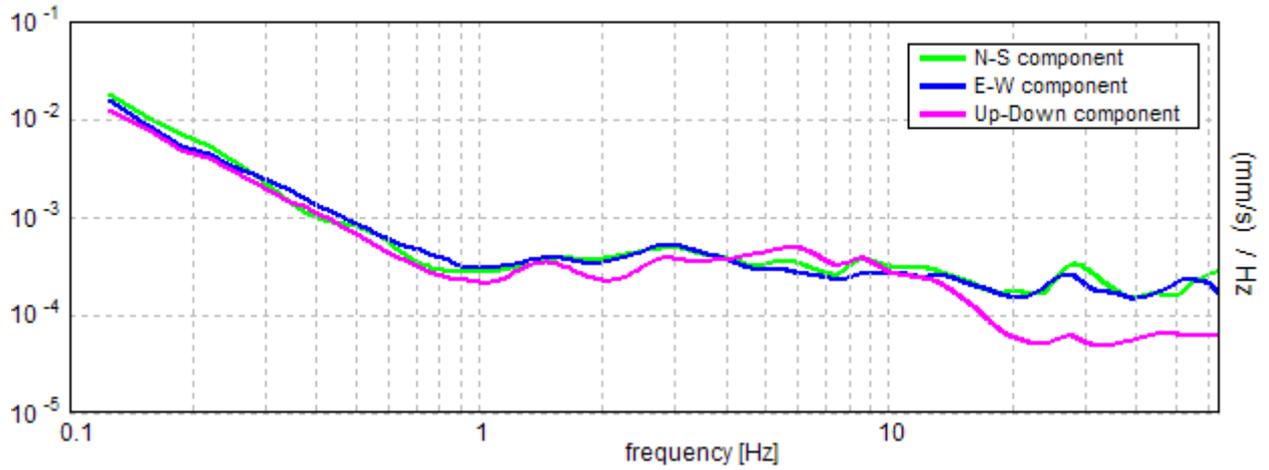
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

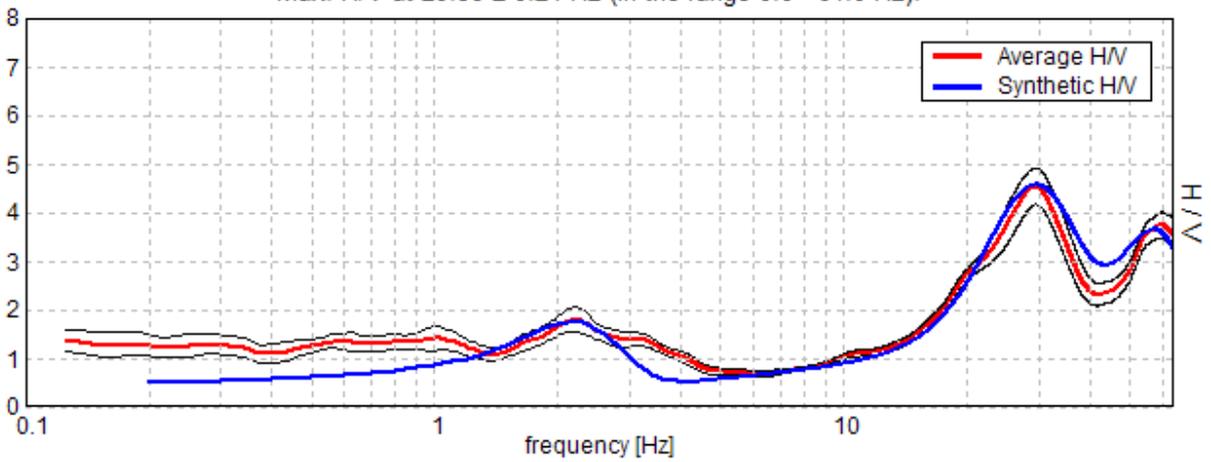


SINGLE COMPONENT SPECTRA



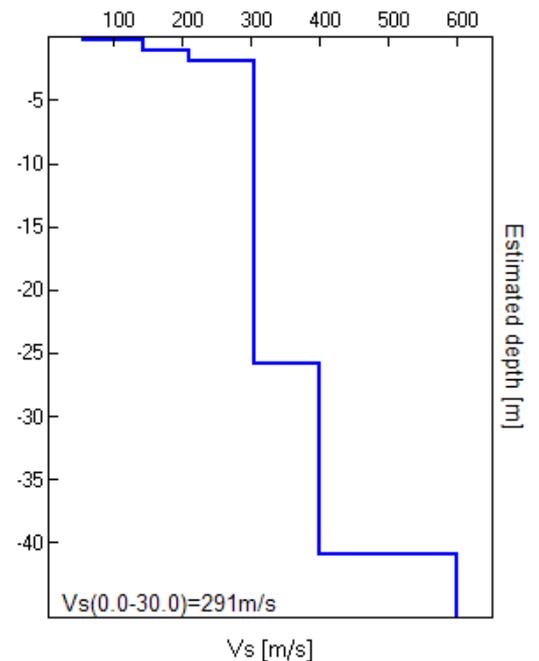
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 29.38 ± 0.24 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.27	0.27	57	0.35
1.07	0.80	145	0.35
1.87	0.80	210	0.35
25.87	24.00	305	0.36
40.87	15.00	400	0.35
inf.	inf.	600	0.35

Vs(0.0-30.0) = 291m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.]

Max. H/V at 29.38 ± 0.24 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	29.38 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	14687.5 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1411 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	18.313 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	4.54 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.00382 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.11219 < 1.46875$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.1768 < 1.58$	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

DATABASE SISMA, SILARIO HVSR 4

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 10:03:06 End recording: 07/06/12 10:15:07

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

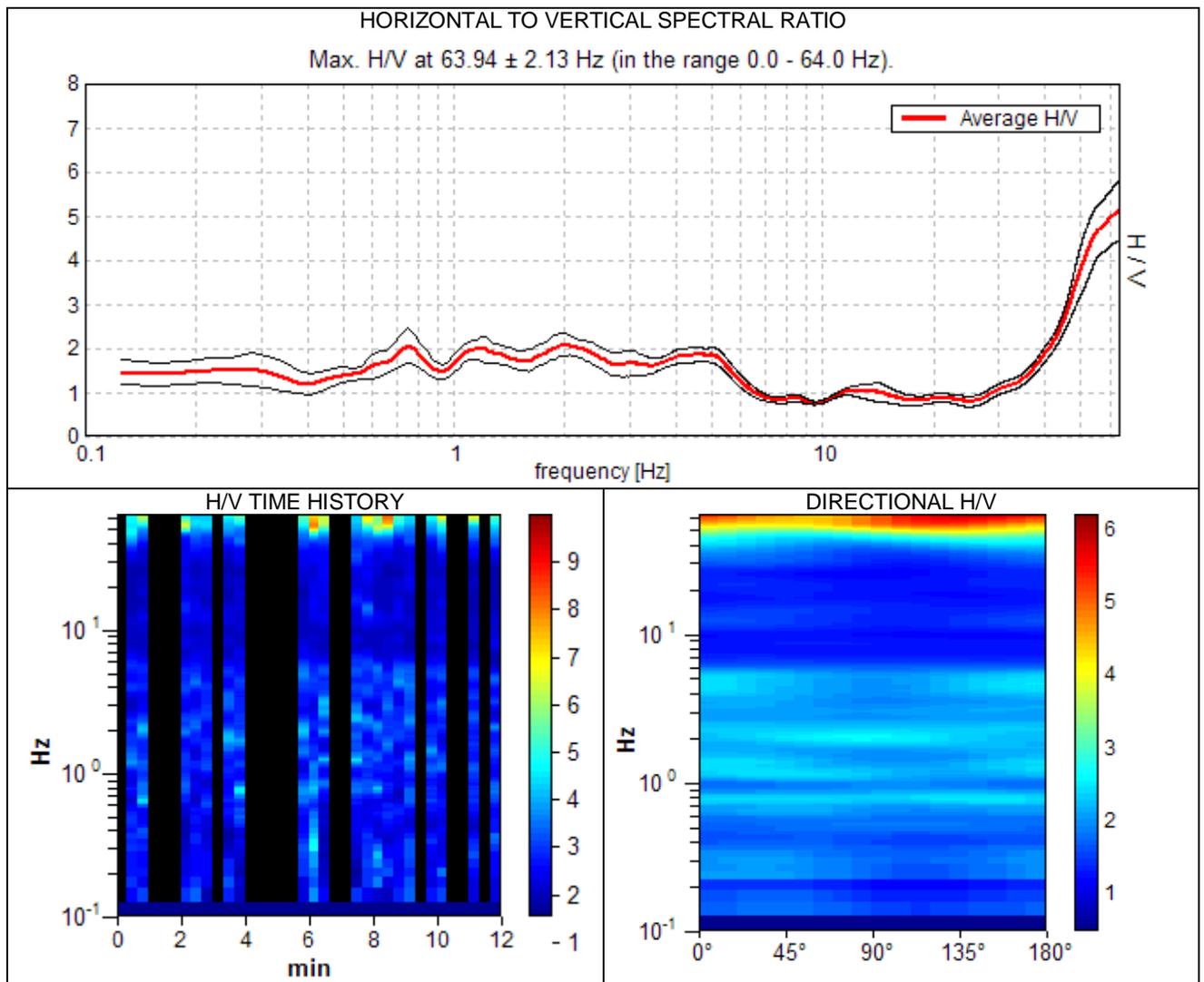
Trace length: 0h12'00". Analyzed 56% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

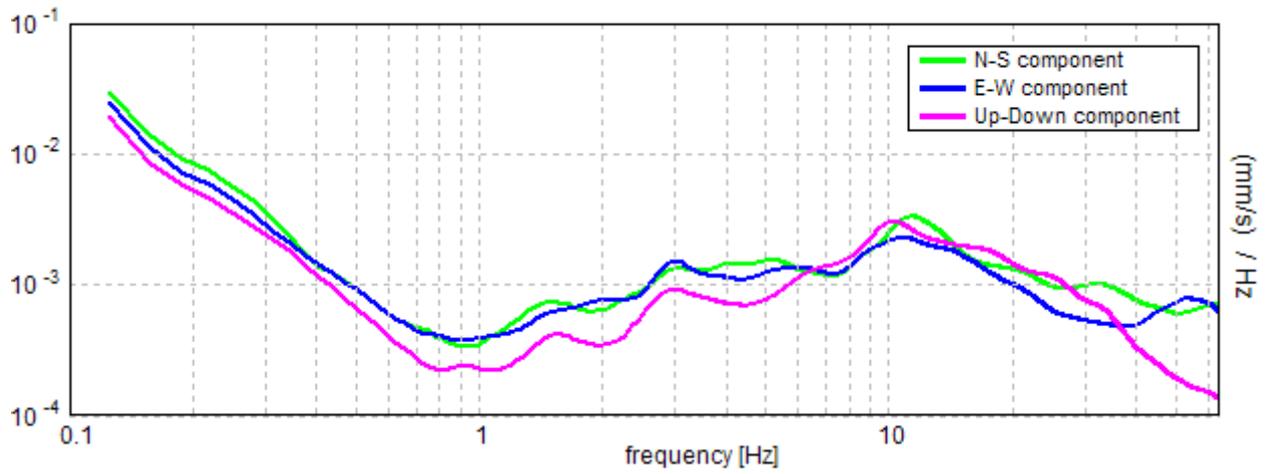
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

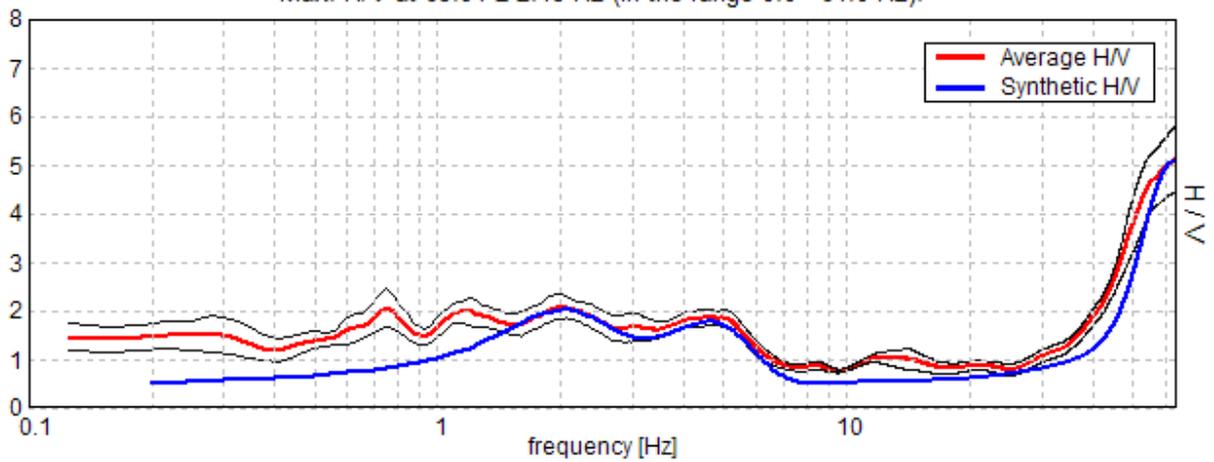


SINGLE COMPONENT SPECTRA



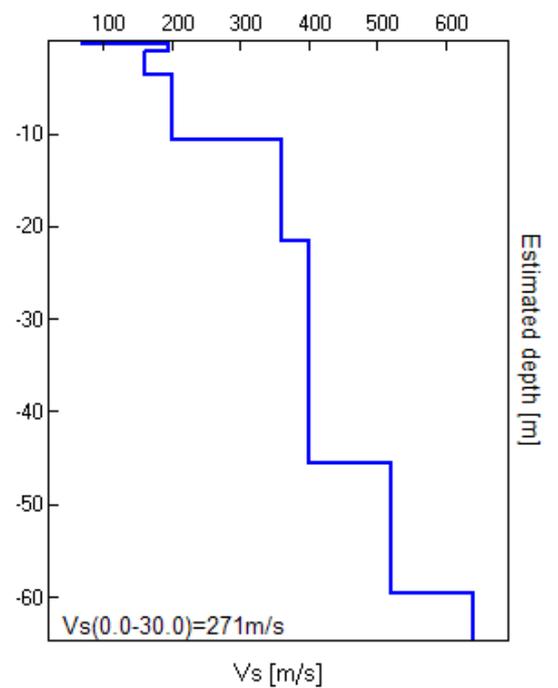
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 63.94 ± 2.13 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.30	0.30	71	0.35
1.10	0.80	195	0.35
3.60	2.50	160	0.35
10.60	7.00	200	0.36
21.60	11.00	360	0.35
45.60	24.00	400	0.35
59.60	14.00	520	0.35
inf.	inf.	640	0.36

Vs(0.0-30.0) = 271m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. **Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.**]

Max. H/V at 63.94 ± 2.13 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	63.94 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	25575.0 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1026 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	44.75 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	5.12 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.01548 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	0.98996 < 3.19688	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	0.3319 < 1.58	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

DATABASE SISMA, SILARIO HVSR 5

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 10:26:26 End recording: 07/06/12 10:38:27

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

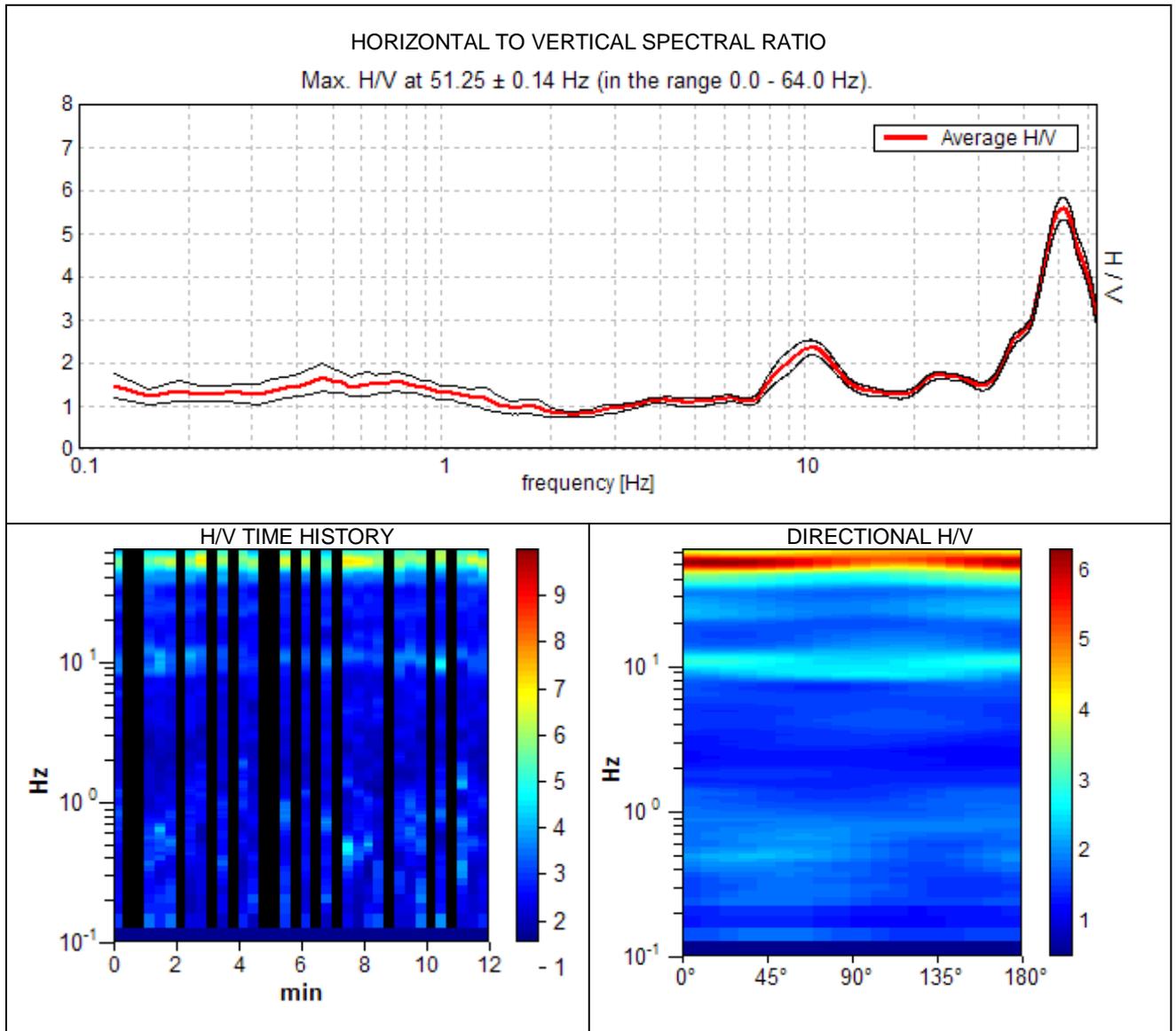
Trace length: 0h12'00". Analyzed 64% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

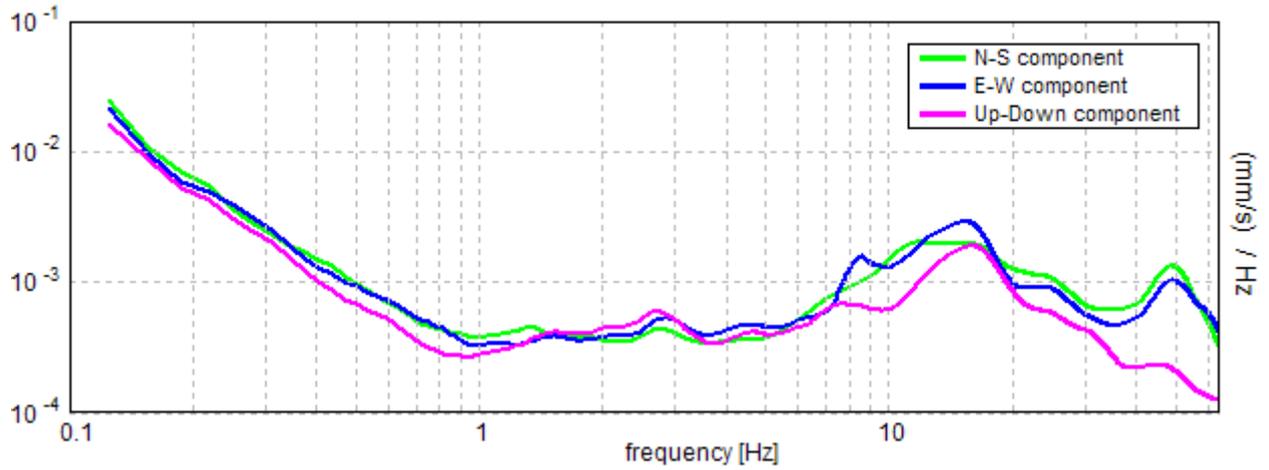
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

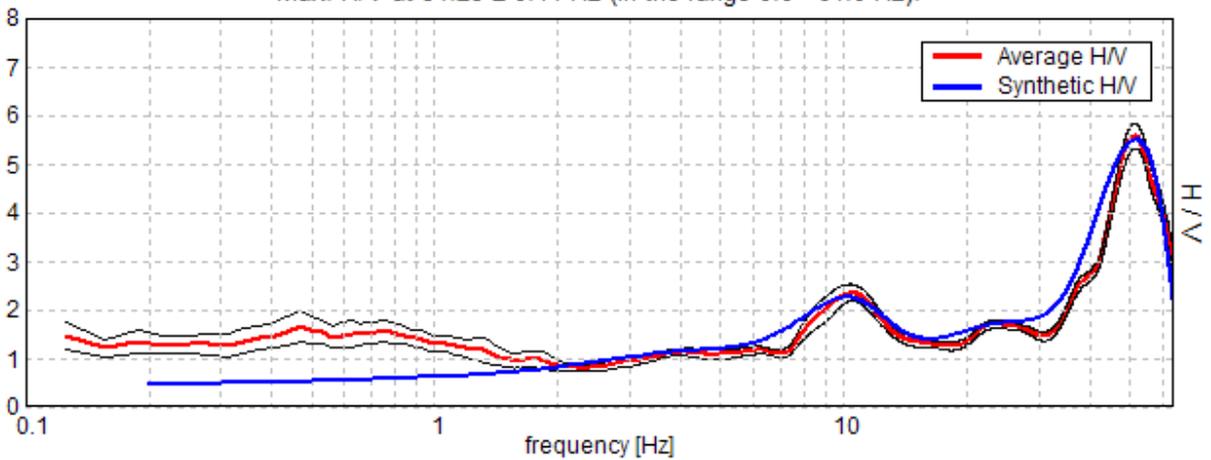


SINGLE COMPONENT SPECTRA



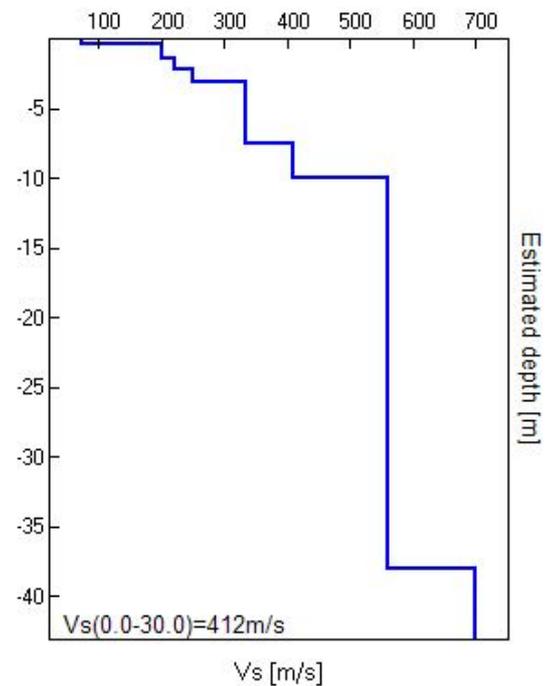
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 51.25 ± 0.14 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.41	0.41	73	0.35
1.41	1.00	200	0.35
2.21	0.80	220	0.35
3.11	0.90	250	0.35
7.51	4.40	335	0.35
10.01	2.50	410	0.35
38.01	28.00	560	0.35
inf.	inf.	700	0.35

Vs(0.0-30.0) = 412 m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.]

Max. H/V at 51.25 ± 0.14 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	51.25 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	23575.0 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1229 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	40.781 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	5.57 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.0013 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	0.06678 < 2.5625	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	0.1202 < 1.58	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

DATABASE SISMA, SILARIO HVSR 6

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 07/06/12 10:47:07 End recording: 07/06/12 10:59:08

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

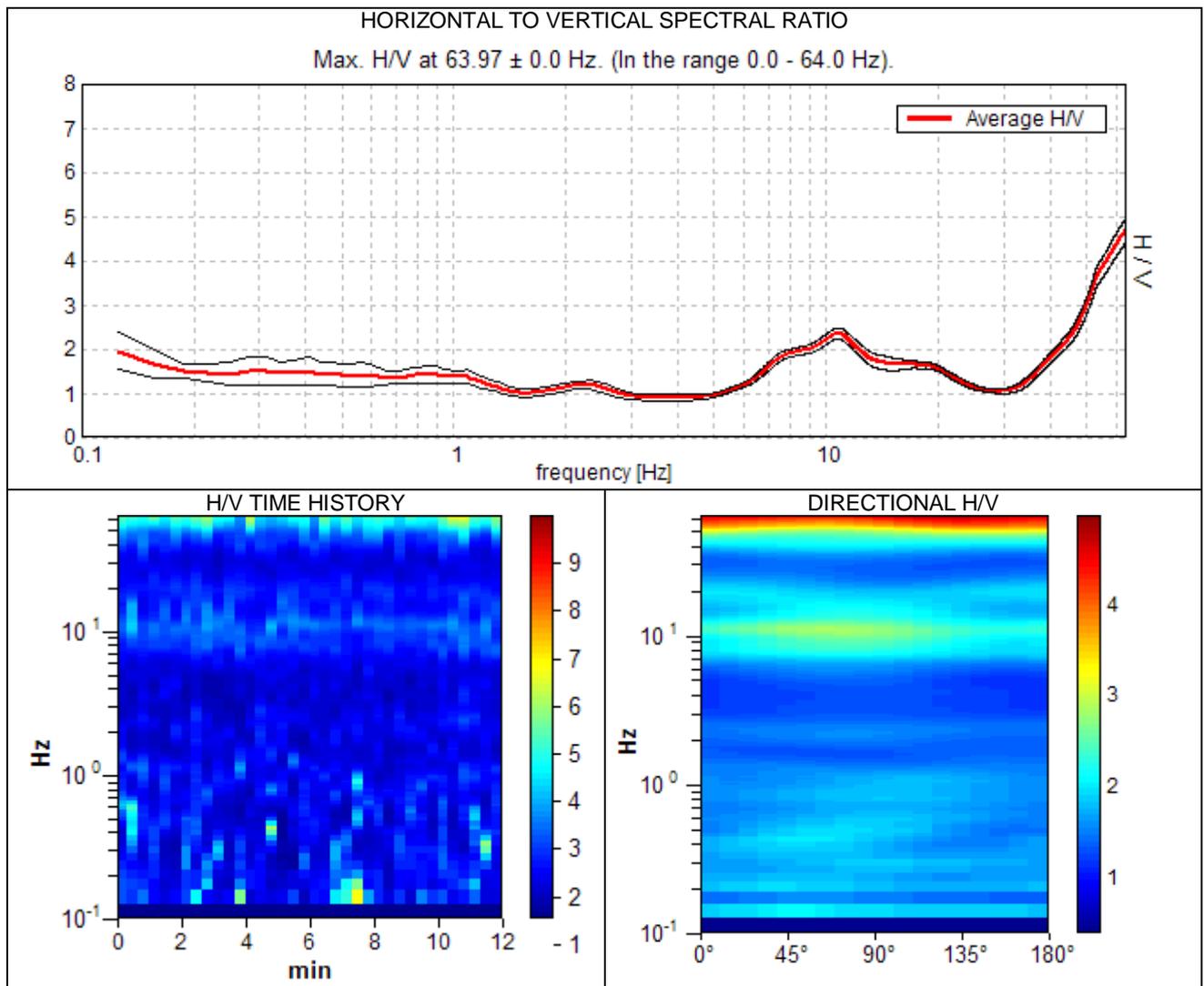
Trace length: 0h12'00". Analysis performed on the entire trace.

Sampling frequency: 128 Hz

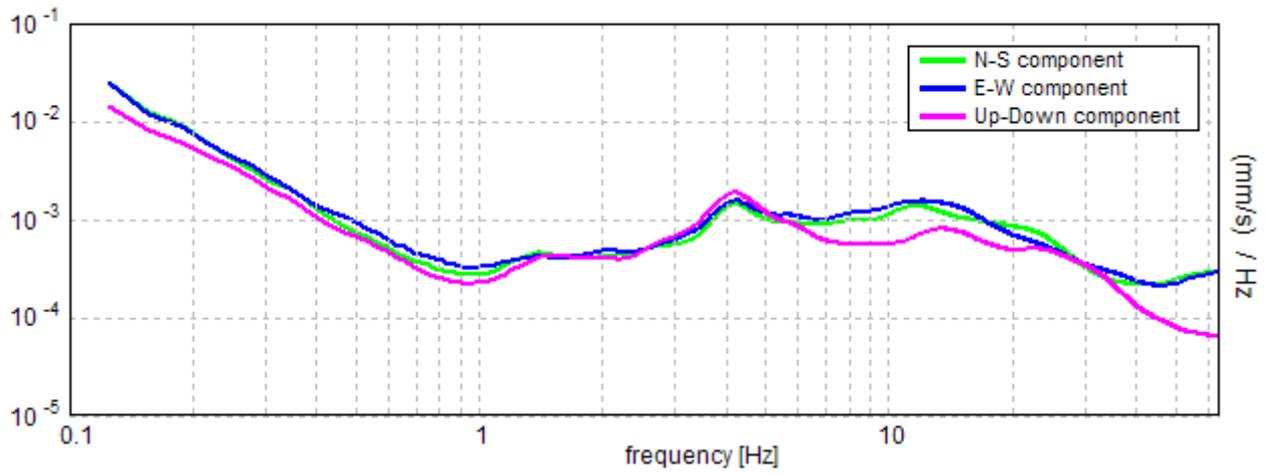
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 20%

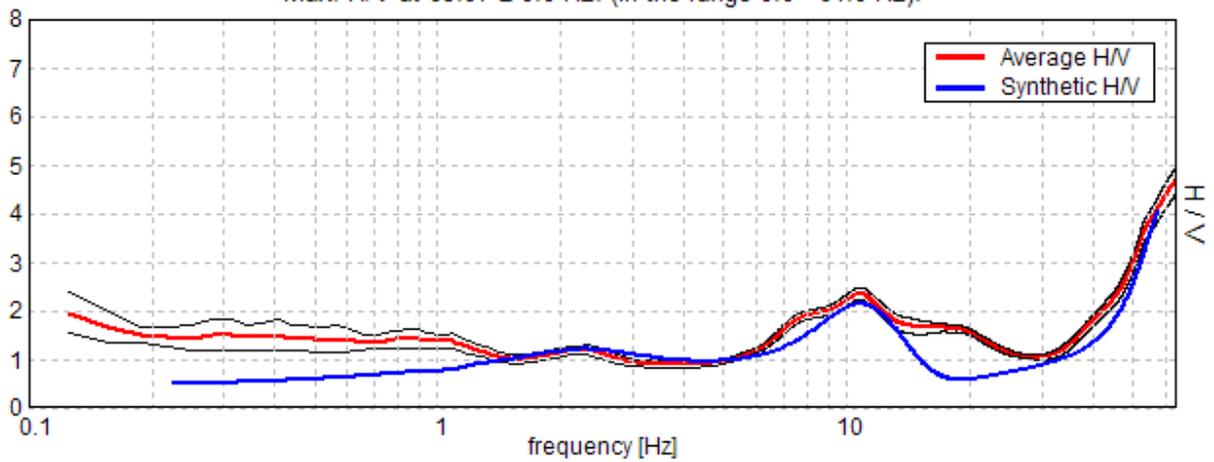


SINGLE COMPONENT SPECTRA



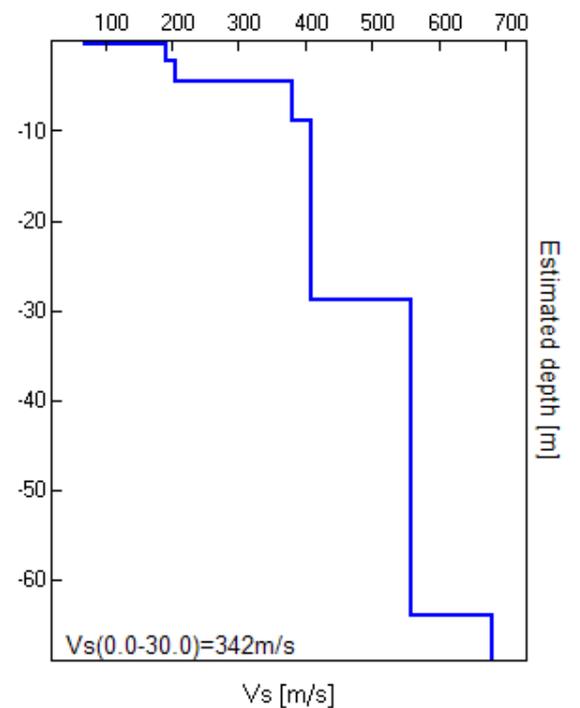
EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 63.97 ± 0.0 Hz. (In the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.28	0.28	70	0.35
2.28	2.00	190	0.35
4.48	2.20	205	0.36
8.88	4.40	380	0.35
28.88	20.00	410	0.35
63.88	35.00	560	0.35
inf.	inf.	680	0.35

Vs(0.0-30.0)=342m/s



[According to the Sesame, 2005 guidelines. **Please read carefully the *Grilla* manual before interpreting the following tables.**]

Max. H/V at 63.97 ± 0.0 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	63.97 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	46057.5 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 1026 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	45.875 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	4.68 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	0.0 < 0.05	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	0.0 < 3.19844	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	0.1302 < 1.58	OK	

L_w	window length
n_w	number of windows used in the analysis
$n_c = L_w n_w f_0$	number of significant cycles
f	current frequency
f_0	H/V peak frequency
σ_f	standard deviation of H/V peak frequency
$\varepsilon(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$
A_0	H/V peak amplitude at frequency f_0
$A_{H/V}(f)$	H/V curve amplitude at frequency f
f^-	frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$
f^+	frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$
$\sigma_A(f)$	standard deviation of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided
$\sigma_{\log H/V}(f)$	standard deviation of $\log A_{H/V}(f)$ curve
$\theta(f_0)$	threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$

Threshold values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Freq.range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
Log $\theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20