

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	3
2. INAQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	5
2.1. ASSETTO GEOLOGICO – STRUTTURALE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO	5
2.2. EVOLUZIONE DEL MARGINE MERIDIONALE DEL BACINO PERISUTURALE PADANO POST-PLIOCENE INFERIORE	11
2.3. STRATIGRAFIA.....	14
2.3.1. <i>Supersistema del Quaternario Marino</i>	15
2.3.2. <i>Supersistema Emiliano Romagnolo (ESS)</i>	16
2.4. CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DEI DEPOSITI AFFIORANTI.....	20
3. SISMICITÀ DEL TERRITORIO	22
3.1. CARATTERISTICHE SISMOTETTONICHE	22
3.2. LA CLASSIFICAZIONE SISMICA.....	23
4. PERICOLOSITA' SISMICITÀ DI BASE DEL TERRITORIO COMUNALE	24
5. PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE DEL TERRITORIO COMUNALE	26
5.1. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE	26
5.2. MICROZONE OMOGENE IN PROSPETTIVA SISMICA	27
5.2.1. <i>Zona K1</i>	29
5.2.2. <i>Zona K2</i>	30
5.2.3. <i>Bedrock sismico</i>	30
5.3. INDAGINI GEOGNOSTICHE	31
5.3.1. <i>Pozzi idrici</i>	32
5.3.2. <i>Prove penetrometriche statiche</i>	32
5.3.3. <i>Profilo sismico con la metodologia MASW</i>	33
5.3.4. <i>Indagine sismica con microtremiti - Metodo di Nakamura (H/V)</i>	35
5.4. FREQUENZA NATURALE	36
5.5. VELOCITÀ DELLE ONDE DI TAGLIO	36
5.6. VALUTAZIONE QUANTITATIVA PRELIMINARE DEGLI EFFETTI D'AMPLIFICAZIONE	38
5.6.1. <i>Comportamento meccanico dei terreni in condizioni dinamiche</i>	40
5.7. PROFILI STRATIGRAFICI CONSIDERATI	43
5.7.1. <i>Sito di Castellina (HVSR-1)</i>	44
5.7.2. <i>Sito di Soragna – via Cristoforo Colombo (HVSR-2)</i>	45
5.7.3. <i>Sito di Soragna – via Unicef (HVSR-3 – MASW e REMI)</i>	47

5.7.4. Sito di Soragna – Strada Campetti (HVSR-4)	49
5.7.5. Sito di Diolo (HVSR-5).....	51
5.7.6. Sito di Carzeto (HVSR-6)	53
5.8. TERREMOTI DI RIFERIMENTO	55
5.9. SPETTRI DI RISPOSTA ELASTICI E FATTORI DI AMPLIFICAZIONE	57
5.10. RISCHIO DI LIQUEFAZIONE	73
6. CONCLUSIONI.....	75
6.1. LIMITAZIONI DELLO STUDIO	76

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 1:10.000

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

1. INTRODUZIONE

La microzonazione sismica costituisce la suddivisione del territorio comunale di Soragna in base alla sua risposta sismica locale e rappresenta uno degli strumenti più efficaci per la riduzione del rischio sismico.

L'approccio di microzonazione consente, fino dalle prime fasi della pianificazione urbanistica, 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 realizzano 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.

Si tratta di un'analisi semplificata del rischio di amplificazione sismica locale richiesta per gli ambiti suscettibili di urbanizzazione e per il territorio urbanizzato.

Tale analisi, oggetto del presente lavoro, fornisce indicazioni essenziali per l'elaborazione e approvazione del PSC e delle sue varianti individuando:

- le aree a minore o maggiore 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.

Il terzo livello di analisi 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.

2. INAQUADRAMENTO 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 delineaazione 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 alla fase di sollevamento del 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.

2.1. 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. 2.2), 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 Soragna si colloca sopra l'External Thrust Front, e parte del settore settentrionale del bacino minore o satellite. Nella Tav. 2.1 sono rappresentate le proiezioni in superficie topografica dei sovrascorrimenti sepolti: le proiezioni dei sovrascorrimenti sepolti comprese tra il centro abitato di Diolo e il capoluogo comunale appartengono all'External Thrust Front.

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

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

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 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 d'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 pedepenninica.

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.

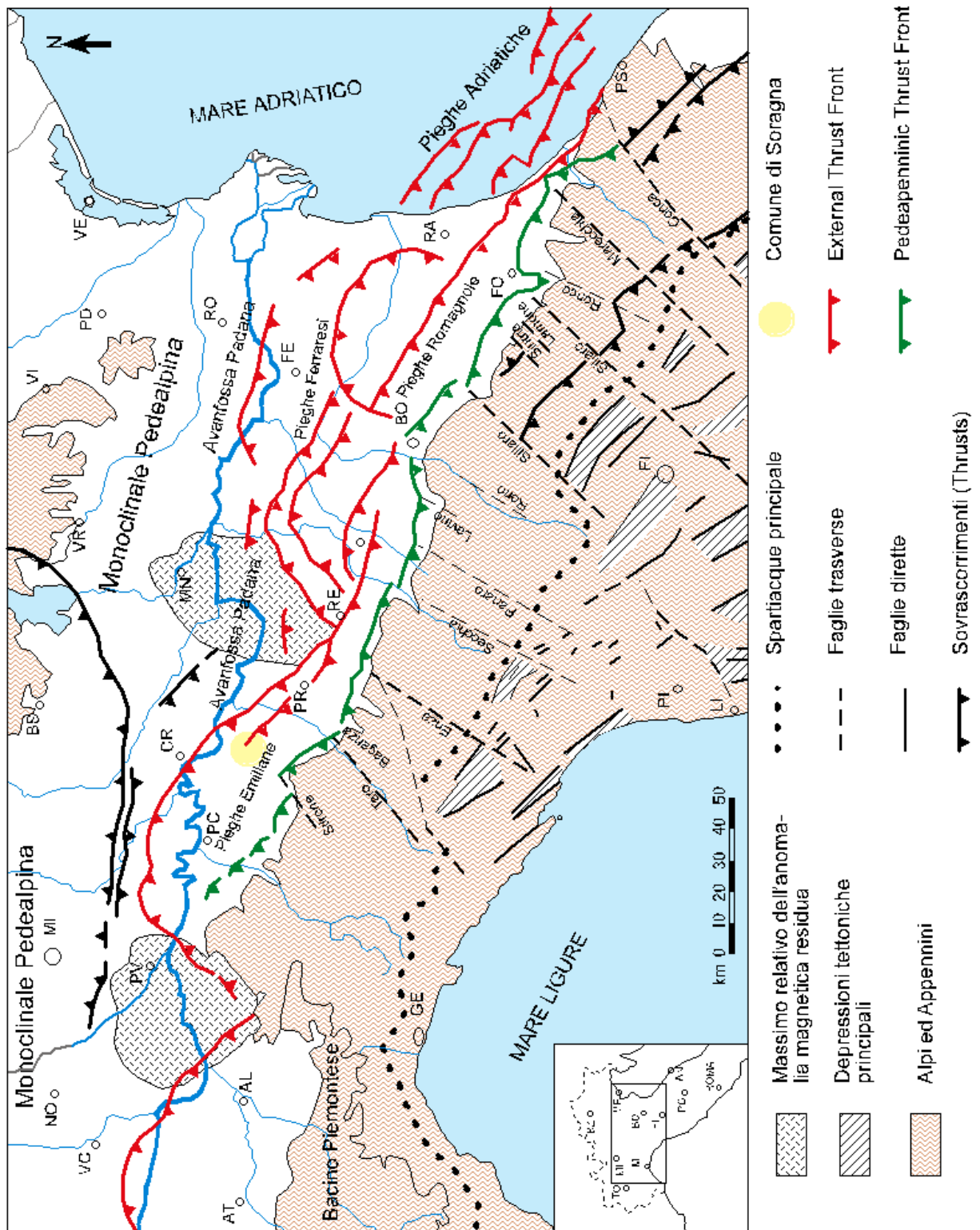


Figura 2.1: Struttura tettonica semplificata dell'Appennino settentrionale e dell'avanfossa padano - adriatica (AGIP 1983; modificato).

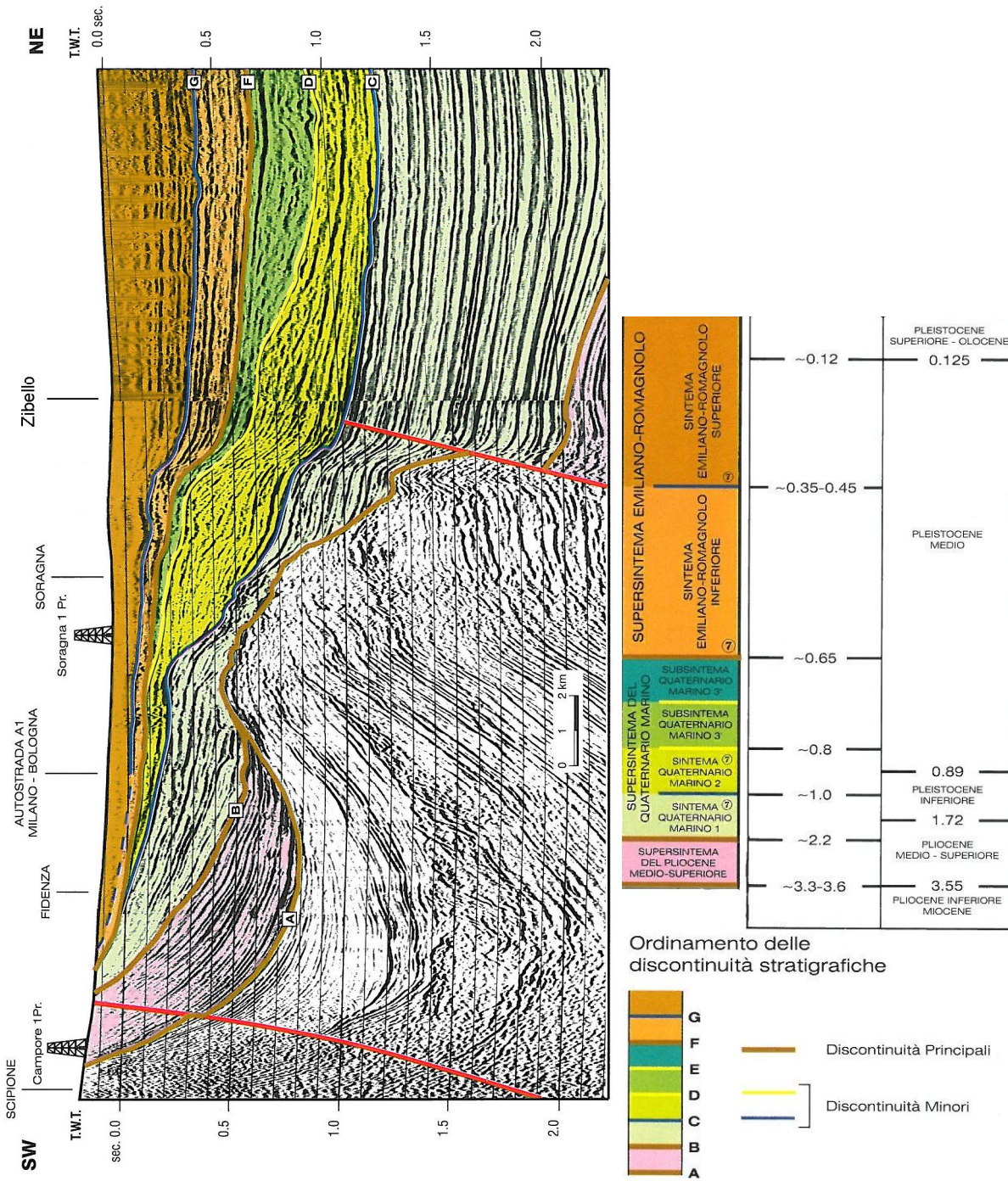


Figura 2.2: Profilo sismico interpretato (da Di Dio et Al., 1997 Modificato AGIP).

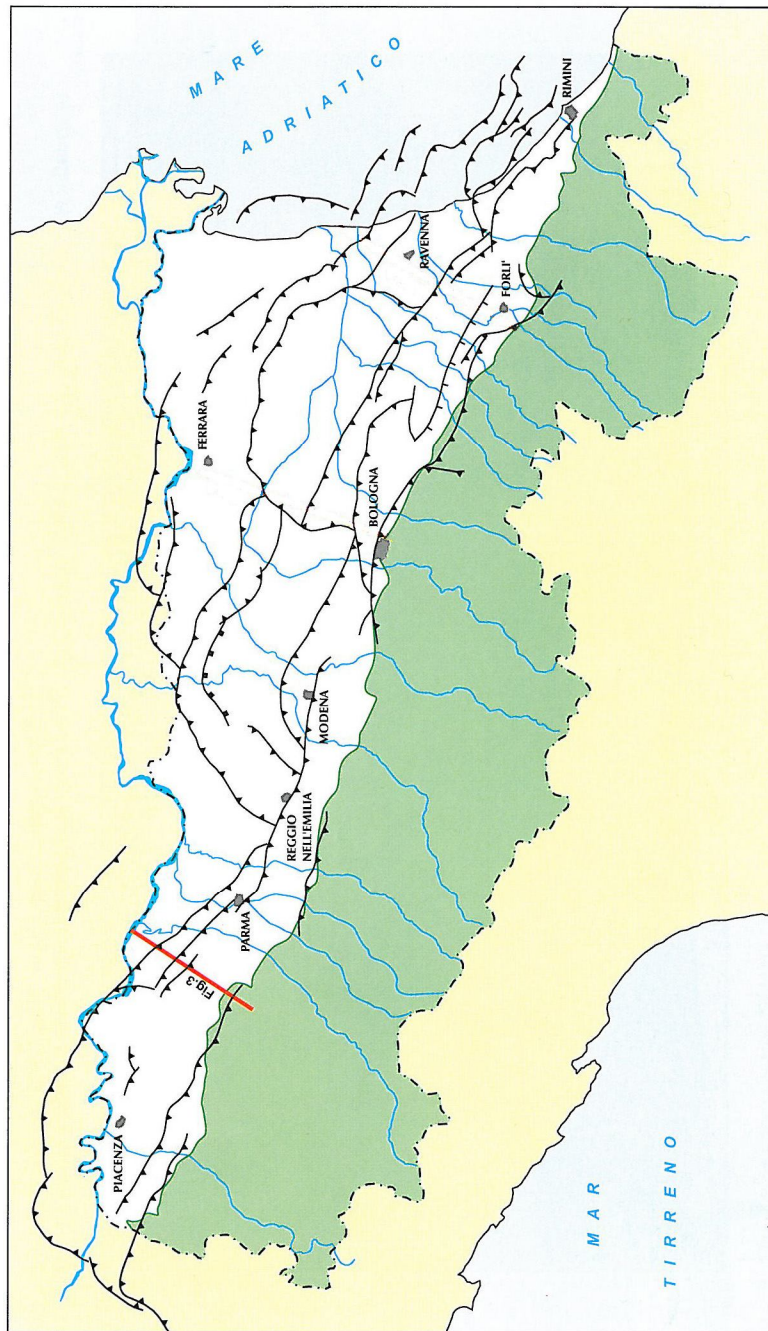


Figura 2.3: Fasi di migrazione della Transizione Scarpata Sottomarina – Piana Bacinale dal Pliocene medio al Pleistocene medio (G. Di Dio 1998)

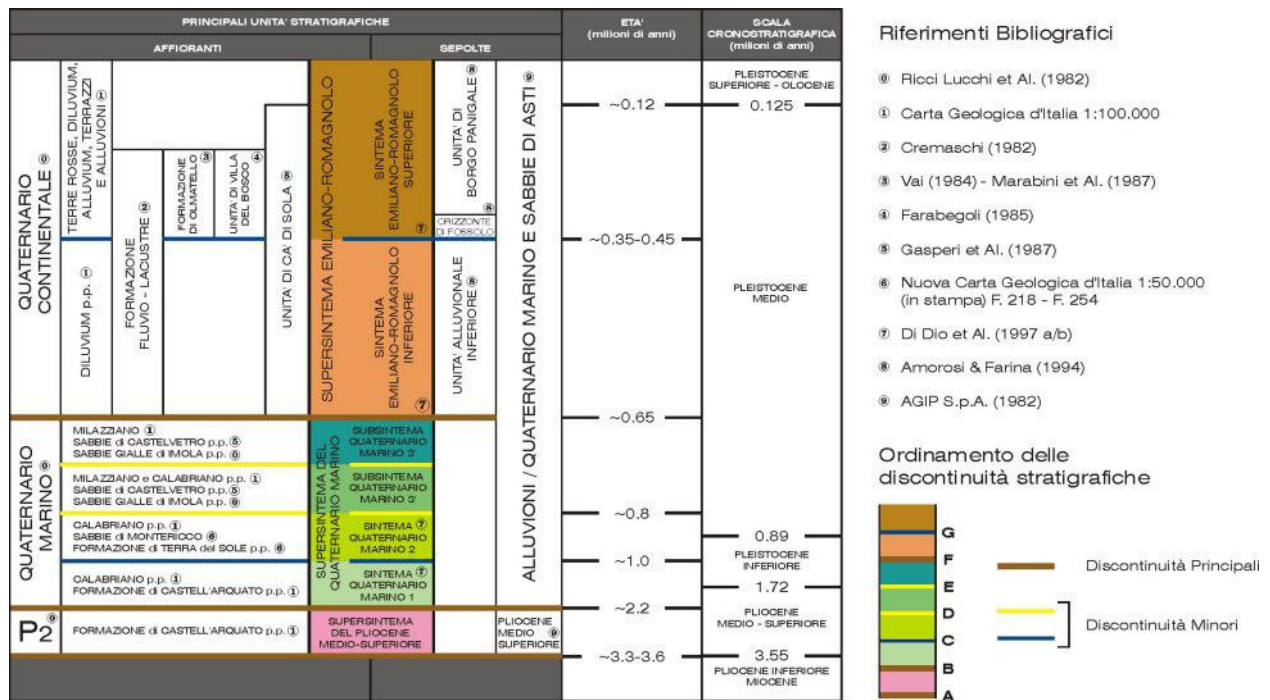


Figura 2.4: Inquadramento geologico-stratigrafico (G. Di Dio 1998)

2.2. Evoluzione del margine meridionale del bacino perisuturale padano post-pleocene 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 del margine meridionale del bacino peri-suturale padano;
- 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.

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 accrezione, in corrispondenza dei margini del bacino perisuturale padano verso il suo interno.

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, 2.3 e 2.4.

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 Parma si assiste invece alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti nel margine morfologico 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. 2.2). 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. In Provincia di Parma si assiste ancora alla sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano ampiamente affioranti nel margine morfologico settentrionale appenninico.
3. Gelasiano inferiore – Pleistocene inferiore (da -2,4 a -2,2 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. 2.3) prograda rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale Cortemaggiore - Fontevivo - Reggio Emilia - Modena - Somaglia – Castrocaro (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 Parma si chiude la sedimentazione delle Argille Azzurre o Argille di Lugagnano attraverso la suddetta superficie

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

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 -2,2 a -0,8 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. 3.2). 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 -0,8 a -0,65 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) progredisce rapidamente fin sul fronte dell'allineamento strutturale noto come "Dorsale Ferrarese", lasciando alle spalle un prisma sedimentario fluvio-deltizio, progredente, sormontato sul Margine da un'estesa superficie subaerea d'erosione e/o non deposizione (linea F, fig. 2.2). Depositi grossolani di fronte deltizio e costieri danno origine al Sintema del Quaternario Marino 3. La base di questi depositi è una superficie di discontinuità regionale, evidente sul terreno e in sismica, la cui origine sembrerebbe dovuta a un'oscillazione eustatica ad alta frequenza, sovrapposta al sollevamento tettonico regionale (linea D, fig. 2.2). Depositi attribuiti a questa fase e interpretati come riempimento di una valle incisa dal paleo-fiume Taro (Di Dio et Al., 1997a) affiorano lungo il torrente Scodogna sul Margine Appenninico parmense.
6. Pleistocene medio (da -0,65 a -0,45 – 0,35 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 F, fig. 2.3). 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 di sollevamento minore delle strutture compressive appenniniche; esso è registrato in affioramento da una superficie di discontinuità erosiva (linea G, fig. 2.3), 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 – 0,35 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 G, 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.

2.3. Stratigrafia

I depositi costituenti la parte superiore del riempimento del bacino padano e relativi all'era quaternaria sono attribuiti dal Servizio Geologico Regionale al Dominio Padano Adriatico.

Si tratta di parte della serie di unità cosiddette "Neoautoctoni", sedimentate 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.

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):

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

Nelle sezioni geologiche rappresentate nella tavola 2.3 i profili stratigrafici hanno consentito di riconoscere il tetto del Sintema di Costamezzana presente a profondità inferiori a 200 metri dal piano campagna a sud del centro abitato di Soragna. All'altezza della Frazione Castellina il Quaternario marino si colloca poco oltre i cento metri di profondità dal piano campagna.

I depositi continentali noti come Supersintema (o Allogruppo) Emiliano Romagnolo sono suddivisi 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 (AES) che ricopre le unità più antiche.

2.3.1. 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. 2.2), e di una superficie di continuità in corrispondenza dell'avanfossa padana e della monoclinale pedealpina³ (v. Fig. 22).

2.3.1.1. Sintema del Torrente Stirone (ATS)

Il Sintema del Torrente Stirone (Sintema del Quaternario Marino 1) è costituito 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).

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

1. Litofacies ATSB: 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 embricazione 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 ATSB è di diverse decine di metri.
2. Litofacies ATSA: 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

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).

litofacies a è di circa 420 metri a sud-ovest dell'allineamento Stradella – Corcagnano, mentre esso supera i 1200 metri in corrispondenza della città di Parma.

2.3.1.2. Sintema di Costamezzana (CMZ)

L'Alloformazione o sintema 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.

2.3.1.3. 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.

2.3.2. 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. 2.2), e di una superficie di continuità in corrispondenza dell'avanfossa padana e della monoclinale pedealpina⁴ (v. Fig. 2.2).

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

2.3.2.1. Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (AEI)

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Inferiore (AEI), depositosi 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, sul supersintema del Quaternario Marino.

La successione stratigrafica è caratterizzata da limi e limi argillosi prevalenti di colore grigio-azzurro, talora con screziature giallo-ocree di ossidazione, con intercalazioni ghiaiose le quali, in corrispondenza dei paleo-apparati fluviali principali (Taro, Baganza, Parma) 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.

2.3.2.2. Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore (AES)

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

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 o subsintemi, che dal più recente a quello più antico sono:

1. Allomembro di Ravenna (AES8): 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.

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

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore è caratterizzata da due direzioni di progradazione: la prima, assiale, est-vergente, originata dal Fiume Po; la seconda, trasversale, nordest-vergente, originata dai sistemi di alimentazione appenninica.

Sulla base delle direzioni di progradazione possono essere individuate le seguenti classi di sistemi deposizionali:

1. pianura alluvionale ad alimentazione appenninica;
2. pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleoPo).

I suddetti sistemi deposizionali, in profondità si presentano interdigitati tra loro in relazione al tasso di apporto sedimentario, alle oscillazioni eustatiche del livello marino e alle fasi di attività e stasi tettonica, che nel corso del riempimento del bacino padano hanno determinato la continua variazione del depocentro bacinale.

Sistema deposizionale della Pianura alluvionale ad alimentazione appenninica

Nel sottosuolo del Comune di Soragna il sistema deposizionale della Pianura alluvionale ad alimentazione appenninica è caratterizzato da depositi prevalentemente fini argillosi e/o limosi attraversati in senso meridiano da corpi nastriformi di ghiaie e sabbie.

Il rapporto tra materiali grossolani e fini risulta generalmente inferiore all'unità.

Oltre i 18 metri di profondità dal piano campagna (a livello dell'allomembro di Villa Verucchio) il limite settentrionale della Pianura alluvionale ad alimentazione appenninica, precisamente lungo l'allineamento dei centri abitati di Soragna e San Secondo, si trova in posizione più meridionale rispetto al limite riscontrabile nello strato superficiale. In profondità si rinvencono, infatti, potenti bancate sabbiose, riferibili ad antichi paleoalvei del fiume Po, a testimonianza della migrazione del corso d'acqua medesimo verso nord. Il tratto di pianura, con la successione sedimentaria descritta, è definita anche "Pianura a crescita verticale" o "Pianura alluvionale".

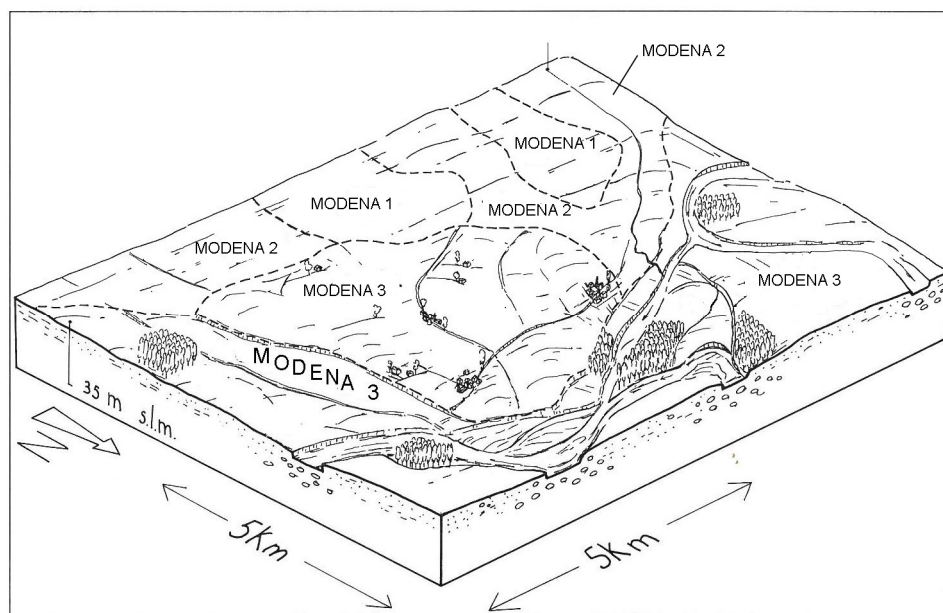


Figura 2.5: Conformazione del rilievo del sistema deposizionale della Piana alluvionale ad alimentazione assiale (tratta da "I suoli dell'Emilia Romagna" 1994).

Sistema deposizionale della Pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleoPo)

La Pianura alluvionale ad alimentazione assiale in provincia di Parma si estende dall'asse del Fiume Po per circa qualche chilometro in direzione sud.

Il sistema deposizionale è caratterizzato da spesse bancate di sabbie prevalenti e ghiaie con locali intercalazioni lentiformi di argille e limi; il rapporto tra materiali grossolani e fini risulta alto.

Il tratto di pianura con la successione sedimentaria descritta è definito anche "Piana di meandreggiamento del Fiume Po".

Oltre i 15 - 20 metri di profondità dal piano campagna (a livello dell'allomembro di Villa Verucchio) il limite tra Pianura alluvionale ad alimentazione assiale e pianura alluvionale ad alimentazione appenninica si trova in posizione più meridionale, precisamente lungo l'allineamento dei centri abitati di Soragna, San Secondo e San Polo (Comune di Torrile).

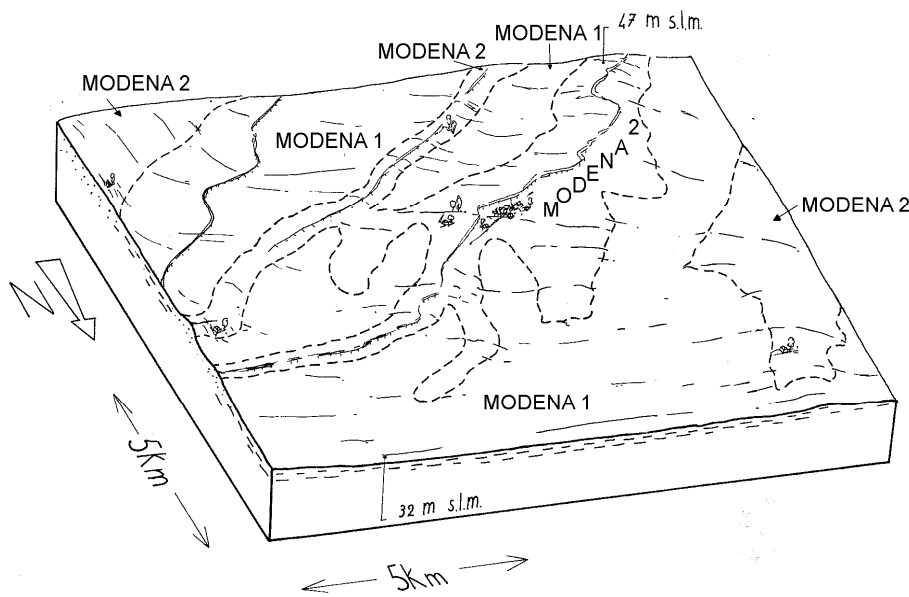


Figura 2.6: Conformazione del rilievo del sistema deposizionale della Piana alluvionale ad alimentazione appenninica (tratta da "I suoli dell'Emilia Romagna" 1994).

2.4. Caratteristiche geologiche dei depositi affioranti

I depositi affioranti nel territorio comunale di Soragna sono stati cartografati nella Tav. 2.1 (CARTA 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:

I depositi affioranti sono noti come Allomembro di Ravenna (AES8) e presentano uno spessore apparentemente omogeneo in tutto il territorio comunale 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.

Il tetto affiorante dell'Allomembro di Ravenna è noto 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.).

Nell'area in esame l'unità Modena caratterizza i seguenti depositi:

1. Depositi di canale fluviale e argine prossimale: sono costituiti in prevalenza da limi argillosi e limi sabbiosi, in subordine sabbie fini, ai quali si intercalano livelli generalmente decimetrici di sabbie medie e/o grossolane; caratterizzano dossi debolmente rilevati che fiancheggiano canali fluviali con alveo tipicamente inciso e impostato a quota inferiore rispetto il piano campagna; essi presentano generalmente una forma allungata secondo l'asse del corso d'acqua e sono caratterizzati da un profilo trasversale convesso con pendenza dell'ordine dello 0,2%;
2. Depositi di argine distale: sono costituiti da limi argillosi e argille limose di decantazione con locali intercalazioni sabbiose in strati generalmente centimetrici; localmente si rinvencono livelli torbosi; si collocano nelle aree più interne della piana alluvionale lontano dai corsi d'acqua principali e presentano una morfologia pianeggiante, con pendenze dell'ordine 0,1 – 0,2%; possono presentare al loro interno ondulazioni e modesti rilievi riferibili a depositi di argine del reticolo idrografico minore; sono inoltre solcati da una fitta rete di canali artificiali per il deflusso delle acque di scorrimento superficiale;
3. Depositi di piana inondabili: affiorano nelle aree più interne e depresse della piana perifluviale; predominano limi ed argille con rare intercalazioni sabbiose in strati generalmente centimetrici; localmente si rinvencono livelli torbosi; la morfologia risulta pianeggiante e a profilo concavo, con pendenze minori dello 0,1%; anticamente queste aree erano sede di paludi; sono inoltre solcati da una fitta rete di canali artificiali per il deflusso delle acque di scorrimento superficiale;
4. Depositi recenti ed in evoluzione: unità costituita da ghiaie sabbiose o da sabbie con livelli e lenti di ghiaie nel canale fluviale del Torrente Stirone e da limi sabbiosi, in subordine sabbie fini, nelle aree golenali.

3. SISMICITÀ DEL TERRITORIO

La Provincia di Parma 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.

3.1. 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 3.1). 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 Soragna si colloca nella parte nord-ovest Zona Sismogenetica 913 (Appennino Emiliano Romagnolo), a circa 32,0 km a sud della Zona Sismogenetica 906 (Garda Veronese), a circa 38,0 km ad ovest della Zona Sismogenetica 912 (Dorsale Ferrarese) e a circa 9,0 km ad est della Zona Sismogenetica 911 (Tortona - Bobbio).

- Zona Sismogenetica 906: si verifica la massima convergenza tra la placca adriatica ed europea con strutture a pieghe sud-vergenti e faglie inverse associate; i terremoti storici hanno raggiunto valori superiori a $M > 6$; il valore massimo rilevato è pari a $M = 4,7$; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 5 e 8 Km con profondità efficace di 8 km; nella Zona Sismogenetica 906 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{max} = 6,60$.
- 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 $M_{wmax} = 6,14$.
- 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 911: zona di trasferimento Alpi-Appennino e Mar Ligure con cinematismi attesi di faglie trascorrenti sinistre in strutture crostali superficiali e sovrascorrimenti in quelle più profonde; i terremoti storici hanno raggiunto il valore massimo pari a $M_d = 4,1$; le zone ipocentrali si verificano generalmente a profondità comprese tra 8 e 12 Km con profondità efficace di 8 km; nella Zona Sismogenetica 911 è previsto, sulla base dei meccanismi focali, valori di massima magnitudo pari a $M_{max} = 6,14$.

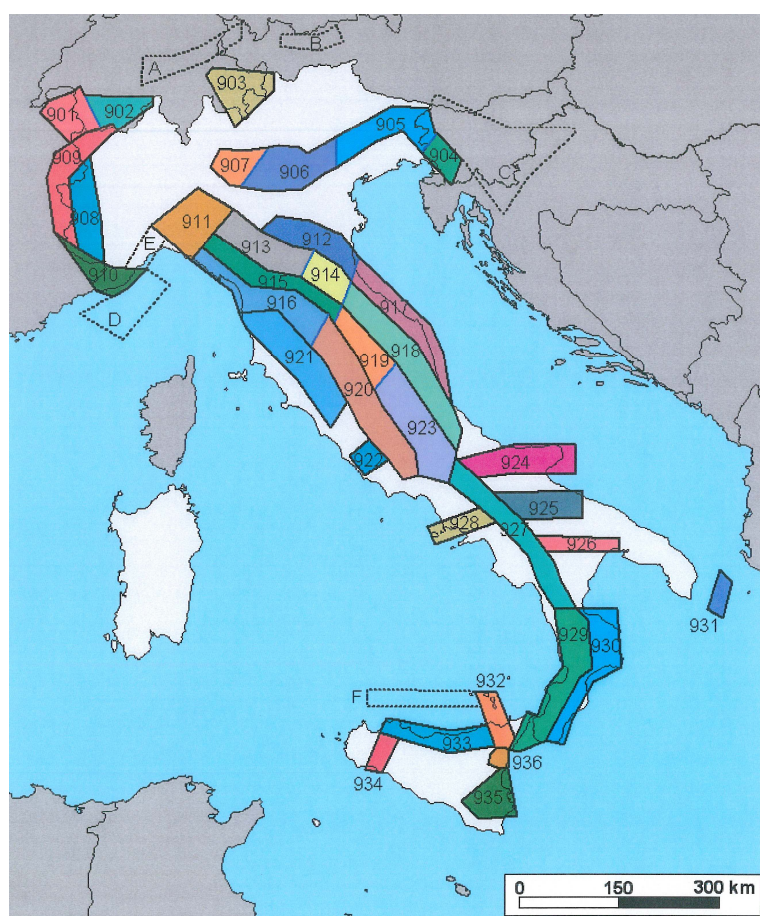


Figura 3.1 – Zonizzazione sismogenetica.

3.2. 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 Soragna è classificato in classe 3.

4. PERICOLOSITA' SISMICITÀ DI BASE DEL TERRITORIO COMUNALE

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 con superficie topografica orizzontale (categoria A), 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_0 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.

Le stazioni di riferimento che quantificano la pericolosità sismica di base per il territorio comunale di Soragna sono (v. Tav. 4.0 "CARTA DELLE MICROZONE OMOGENE IN PROSPETTIVA SISMICA"):

- stazione 14494;
- stazione 14715;
- stazione 14716;
- stazione 14937.

Analizzando i dati riportati per ognuna delle suddette stazioni, il Comune di Soragna 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. 4.1): $PGA = 0,100 - 0,150$;

- intensità macrosismica: MCS = VII grado;
- magnitudo: M = 6,14

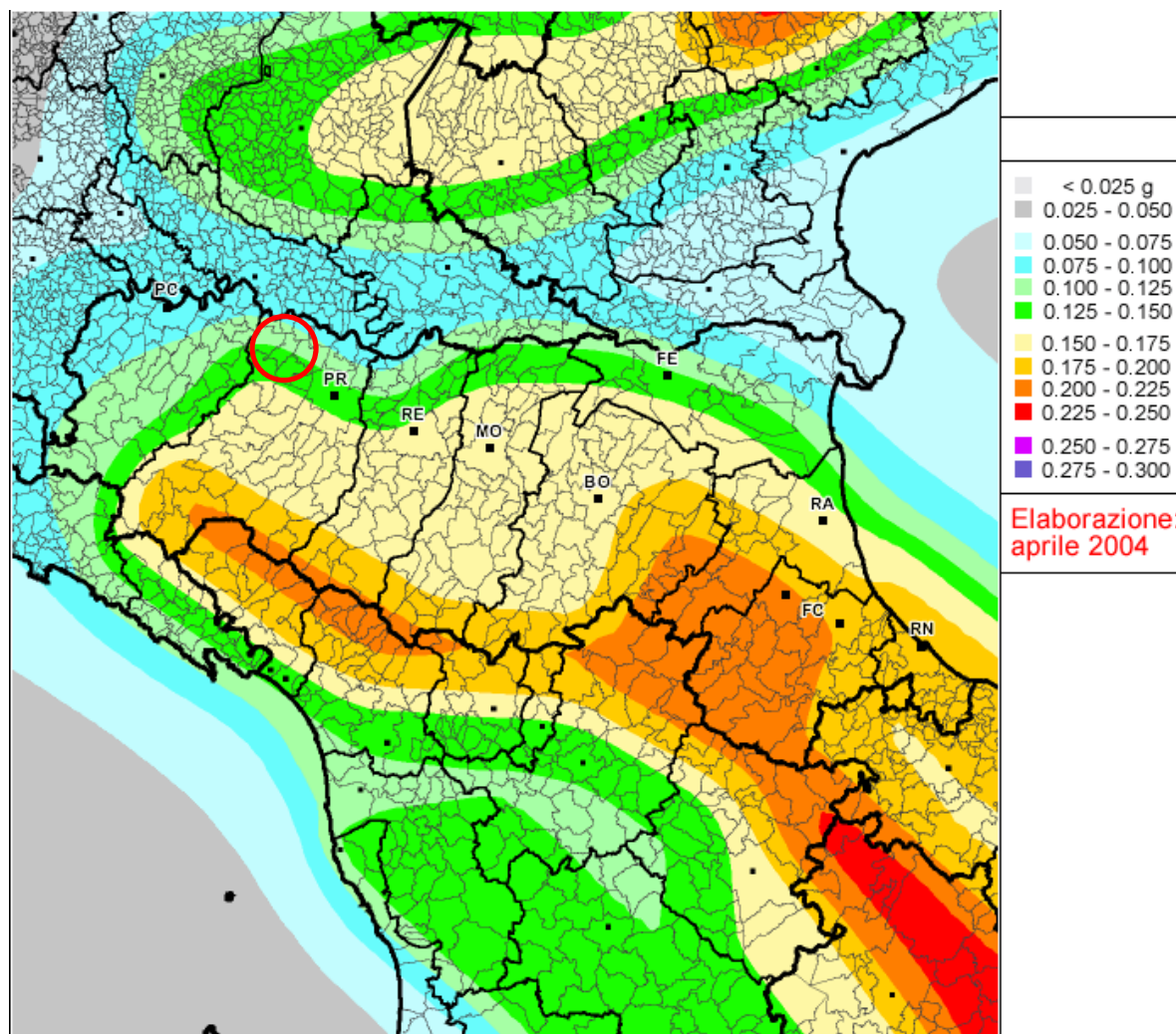


Figura 4.1 – PGA (g) con una probabilità di superamento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno di 475 anni).

5. PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE DEL TERRITORIO COMUNALE

5.1. 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 Soragna 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 del paesaggio 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".

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 $10. < 15^\circ$) 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; area con terreni sabbiosi, sabbioso-limosi o sabbioso-ghiaiosi e con superficie della falda freatica e delle eventuali falde in pressione < 15 m;
- 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.

5.2. Microzone omogene in prospettiva sismica

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

maggior 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.

La carta delle pericolosità sismica locale (4.0 "Microzone omogene in prospettiva sismica") è 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 (2.1 e 2.2);
- Sezioni geologiche (2.2);
- la legenda della Carta geologica Appennino emiliano-romagnolo 1:10.000 per il territorio provinciale di Parma (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 state 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 della Regione, 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.

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

- Sovrascorrimenti 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 prevalentemente argillosi e limosi: le aree caratterizzate da tali depositi sono soggette ad amplificazioni di tipo stratigrafico;
- Depositi prevalentemente argillosi e limosi intervallati da spesse bancate sabbiose, oltre 13 - 18 m di profondità dal p.c.: le aree caratterizzate da tali depositi sono soggette ad amplificazione per caratteristiche stratigrafiche;
- Substrato marino: è stato raggiunto con le indagini di sismica passiva eseguite in località Castellina, descritte nell'allegato B e C; corrisponde alla zona di contatto tra il Supersistema del Quaternario Marino e il Supersistema Emiliano Romagnolo (come peraltro indicato dalla Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna); a sud di Soragna il contatto geologico si colloca a profondità comprese tra i -100 e -200 metri di profondità dalla superficie topografica, mentre a nord si trova sempre a profondità superiori a 200 m dal piano campagna.

Il Comune di Soragna è nel complesso caratterizzato da 2 successioni litologiche principali rappresentate da altrettante microzone omogenee in prospettiva sismica, definite come zona k1 e zona k2 (v. tav. 4.0).

5.2.1. Zona K1

La zona K1 si estende nella porzione più meridionale del territorio comunale di Soragna interessando il centro frazionale di Castellina.

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 argillosa e limosa; sabbie e ghiaie sono nettamente in subordine e limitate in corpi nastriformi con spessori non superiore a 1 – 2 metri.

La successione descritta è nota come Supersistema Emiliano Romagnolo ed è costituita da depositi d'ambiente continentale appartenenti all'apparato della pianura ad alimentazione appenninica che appoggiano con contatto netto e discordante, talora erosivo, sul supersistema del Quaternario Marino.

Le misure di sismica passiva con tromografo (HVSR-1) hanno registrato in corrispondenza del passaggio tra i due Supersistemi un marcato salto d'impedenza, con valore della velocità delle onde di taglio $V_s > 800$ m/s.

Il bed rock sismico si colloca alla profondità di comprese tra 110 e 130 metri dalla superficie topografica.

5.2.2. Zona K2

La zona K2, a parte la porzione più meridionale, comprende per intero il territorio comunale di Soragna interessando il capoluogo e i centri frazionali di Carzeto, Diolo e Chiavica.

La successione stratigrafica, dal piano topografico fino al bed rock sismico, è composta da una sequenza di spessi strati a prevalente litologia argillosa e limosa, intervallati da spessi strati di sabbie, in subordine ghiaie.

La successione descritta è nota come Supersistema Emiliano Romagnolo ed è costituita da depositi d'ambiente continentale appartenenti all'apparato della pianura ad alimentazione assiale, interdigitato a vari livelli dall'apparato della pianura ad alimentazione appenninica. Il Supersistema Emiliano Romagnolo appoggia con contatto netto e discordante, talora erosivo, sul supersistema del Quaternario Marino.

Le misure di sismica passiva con tromografo o sismografo non hanno mai raggiunto il bed rock sismico, situato peraltro a profondità rilevanti. Solamente in corrispondenza della prova HVSR-2, sono state determinate velocità delle onde di taglio pari a $V_s = 730$ m/s oltre i 120 metri di profondità dalla superficie topografica.

5.2.3. Bedrock sismico

Le indagini di sismica passiva portano a ritenere che il bedrock sismico, nel settore meridionale del territorio comunale, sia il supersistema del Quaternario Marino.

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.

Nella prova di sismica passiva HVSR-1 si è rilevato un netto salto d'impedenza con velocità delle onde di taglio $V_s > 800$ m/s alla profondità di circa 112 m, proprio in corrispondenza del passaggio tra il Supersistema Emiliano Romagnolo e il supersistema del Quaternario Marino (v. tav. 2.3).

Nella tavola 4.0 sono rappresentate le isobate del substrato sepolto, corrisponde al tetto del Supersistema Quaternario Marino che presenta un andamento degradante verso nord con i seguenti valori di profondità:

- 115 metri di profondità all'altezza di Castellina;
- 150 metri di profondità all'altezza della zona artigianale di Soragna;
- 200 metri di profondità all'altezza del centro storico di Soragna;
- 320 metri di profondità all'altezza di Chiavica;
- 315 metri di profondità all'altezza di Carzeto;
- 390 metri di profondità all'altezza di Diolo.

Nel settore settentrionale del territorio comunale il bedrock sismico non è considerato corrispondente al tetto del supersistema del Quaternario Marino, ma a minore profondità per effetto del carico litostatico delle alluvioni quaternarie.

Come desunto dalla bibliografia specialistica⁵ il bedrock è stato individuato alla profondità di circa 120 metri di profondità e poco oltre.

5.3. 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 dell'area di Soragna. La procedura d'analisi consiste nella ricerca dei seguenti parametri:

- litologia prevalente dei materiali presenti nel sito;
- stratigrafia del sito;
- andamento delle V_s con la profondità fino a valori pari o superiori a 800 m/s;

⁵ Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (2011): Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po River, L. Martelli, P. Severi, G. Biavati, S. Rosselli, R. Camassi, E. Ercolani, A. Marcellini, A. Tenta, D. Gerosa, D. Albarello, F. Guerrini, E. Lunedei, D. Pileggi, F. Pergalani, M. Compagnoni, V. Fioravante, D. Giretti

- spessore e velocità di ciascun strato;
- modello geofisico - geotecnico.

A tale proposito sono stati considerati i profili stratigrafici desunti dai sondaggi geognostici eseguiti direttamente nell'ambito del 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. n. 6 indagini sismica con microtremori, mediante stazione singola, digitalizzatore 24 bit, terna di geofoni 4.5 Hz (HVSF), n. 1 profilo sismico con la metodologia MASW (MASW-REMI), specificatamente eseguite per il presente studio.

5.3.1. 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 Soragna sono presi in considerazione 24 profili di pozzi idrici che presentano profondità variabili da un minimo di 30 metri ad un massimo di 220 metri.

5.3.2. 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 d'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.

Agendo separatamente sulla punta, sulla punta più il manicotto e sull'insieme di aste, è così possibile misurare per passi prestabiliti 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 Soragna sono presi in considerazione 10 prove penetrometriche statiche spinte fino alla profondità di circa 30 metri dal piano campagna, delle quali 1 con punta elettrica e le altre 9 con piezocono.

5.3.3. 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 di 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 s.

Le principali caratteristiche della strumentazione utilizzata sono riportate nella successiva Fig. 5.1.

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	
<i>Spaziatura tra i geofoni</i>	<i>2.0 m</i>
<i>Distanza sorgente 1° geofono</i>	<i>4, 6, 10 e 12 m</i>
<i>Tempo di campionamento</i>	<i>0.5 ms</i>
<i>Tempo di registrazione</i>	<i>2.0 s</i>

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

Figura 5.1: Strumentazione utilizzata e modalità esecutive

5.3.4. 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 della struttura 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.

5.4. 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 Soragna, 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 rapporti 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 - $H_0 \leq 1$: interessa il capoluogo comunale di Soragna e centri frazionali di Diolo, Castellina e Chiavica
- frequenza naturale - $2 < H_0 \leq 8$: interessa solamente il centro frazionale di Carzeto.

5.5. Velocità delle onde di taglio

La velocità delle onde di Taglio è stata ricavata dalle indagini di sismica passiva (HVSR e MASW).

Per ogni verticale analizzata 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.

Nella tav. 3.0 ogni verticale analizzata è stata contrassegnata da un'etichetta indicante la velocità delle onde di taglio fino alla profondità di 30 metri (V_{S30}).

Utilizzando le correlazioni geologiche sono state quindi ricercate le microaree ad ugual velocità delle onde di taglio.

La suddivisione è stata effettuata in riferimento al capitolo 3.2.2 delle Norme tecniche per le costruzioni di cui al 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 - Depositi 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 Soragna, rappresentato dalle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione, è rappresentato esclusivamente dalla categoria di suolo C.

5.6. Valutazione quantitativa preliminare degli effetti d'amplificazione

Al fine di approfondire il rischio di effetti locali di tipo stratigrafico è stata effettuata una valutazione quantitativa preliminare degli effetti d'amplificazione 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. 5.2, 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. 5.2, 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. 5.3, si procede allo studio della propagazione delle onde sismiche, rappresentativo della stratigrafia locale.

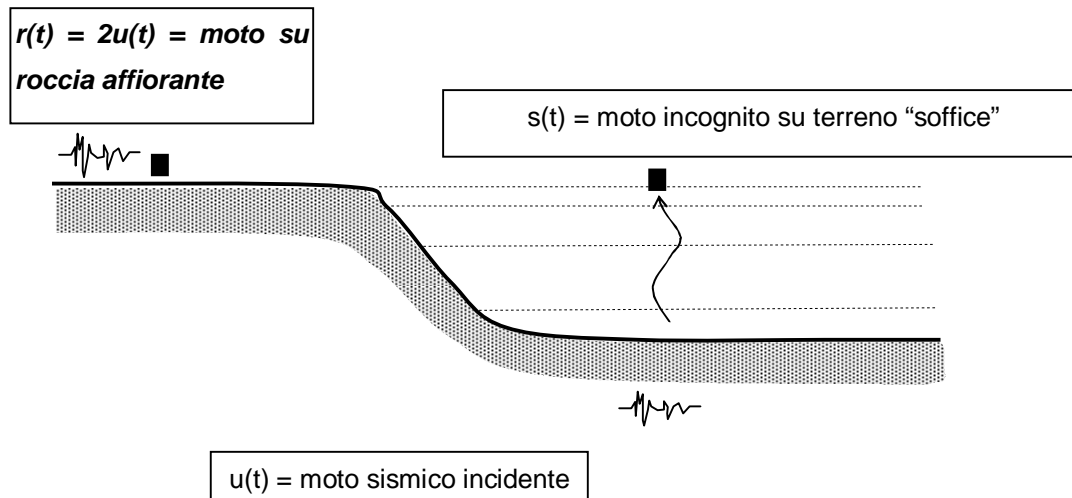


Figura 5.2. Schematizzazione del problema di analisi dinamica di un terreno stratificato soggetto a propagazione verticale di onde sismiche.

Il programma EERA è un modello monodimensionale che consente, in un sistema di strati "piani e paralleli", di mettere a confronto il moto sismico al badrock sismico con quello rilevabile alla superficie topografica. Tale confronto permette di definire il fattore di amplificazione delle accelerazioni (FA) e il fattore di amplificazione delle velocità (FV).

Facendo riferimento alla Fig. 5.3, lo schema della procedura iterativa su cui è basato il modello lineare equivalente è il seguente:

1. 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 γ ;
2. Inizializzazione dei valori del modulo di taglio e del fattore di smorzamento ai livelli di piccole deformazioni (G_0 e D_0);
3. Calcolo della risposta dinamica del suolo e valutazione della deformazione massima a taglio in ogni strato (γ_1 in Fig. 5.3);
4. Aggiornamento dei valori $G_1=G(\gamma_1)$ e $D_1=D(\gamma_1)$ di ingresso;
5. Iterazione dei passi 3 e 4 fino a convergenza ($\gamma_{j+1} \sim \gamma_j$);

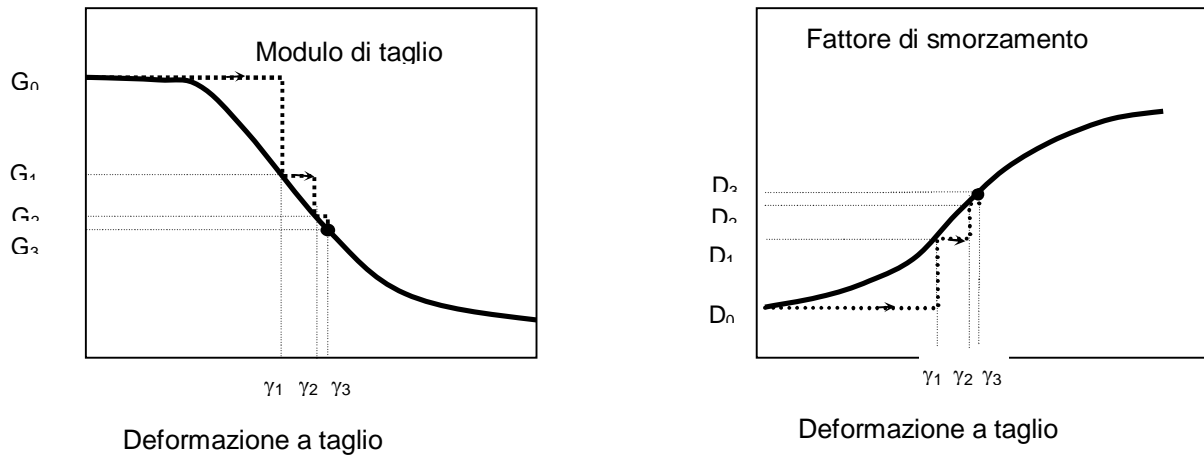


Figura 5.3. Schema del procedimento iterativo per il modello lineare equivalente.

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

5.6.1. Comportamento meccanico dei terreni in condizioni dinamiche

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 potrebbe, 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 relazione al carattere preliminare delle presenti valutazioni, in assenza di dati misurati dei parametri G e D degli strati presenti, si è deciso di utilizzare le curve di degrado standard $G(\gamma)$ e $D(\gamma)$ proposte da Seed & Idriss (1970) e dal Dipartimento di Ingegneria Strutturale - Politecnico di Milano (2006), illustrate nelle seguenti figure.

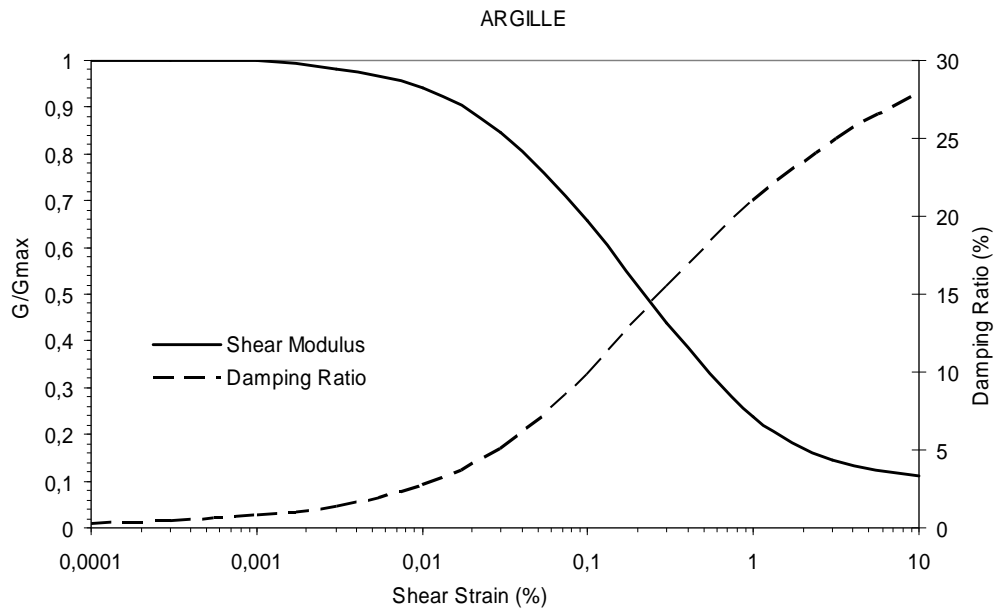


Figura 5.4: Curve standard per le argille e limi - variazione del modulo di taglio (Seed and Sun, 1989) e del coefficiente di smorzamento (Idriss 1990) in funzione del livello di deformazione.

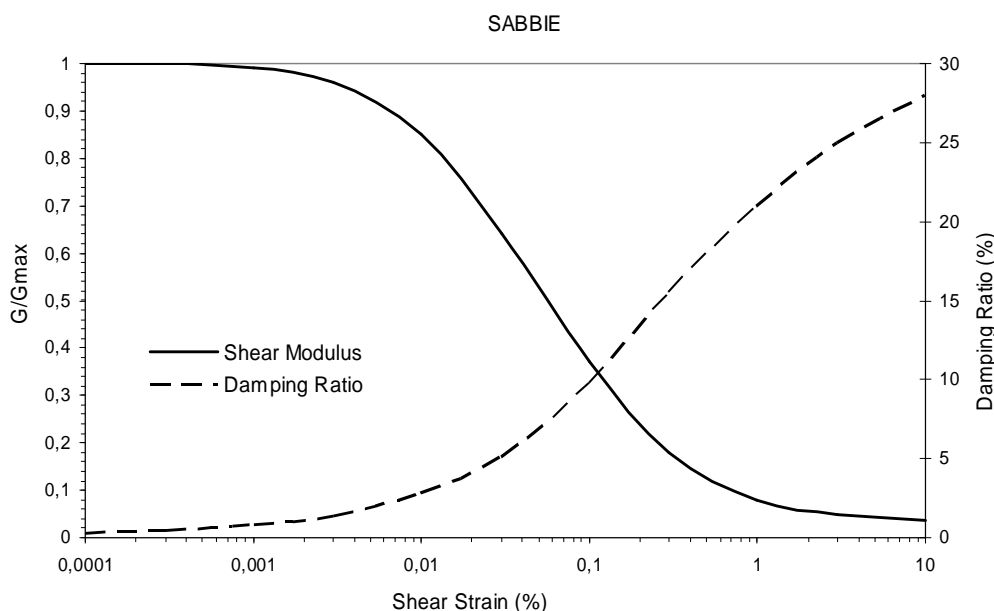


Figura 5.5: Curve standard per sabbie - variazione del modulo di taglio (Seed & Idriss 1970) e del coefficiente di smorzamento (Idriss 1990) in funzione del livello di deformazione.

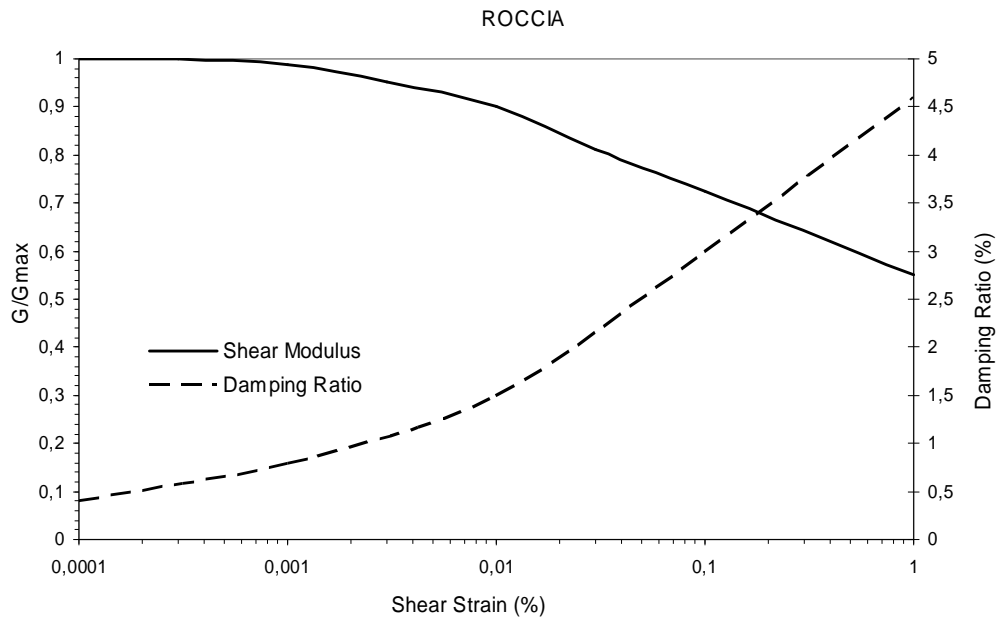


Figura 5.6: Curve standard per roccia - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione.

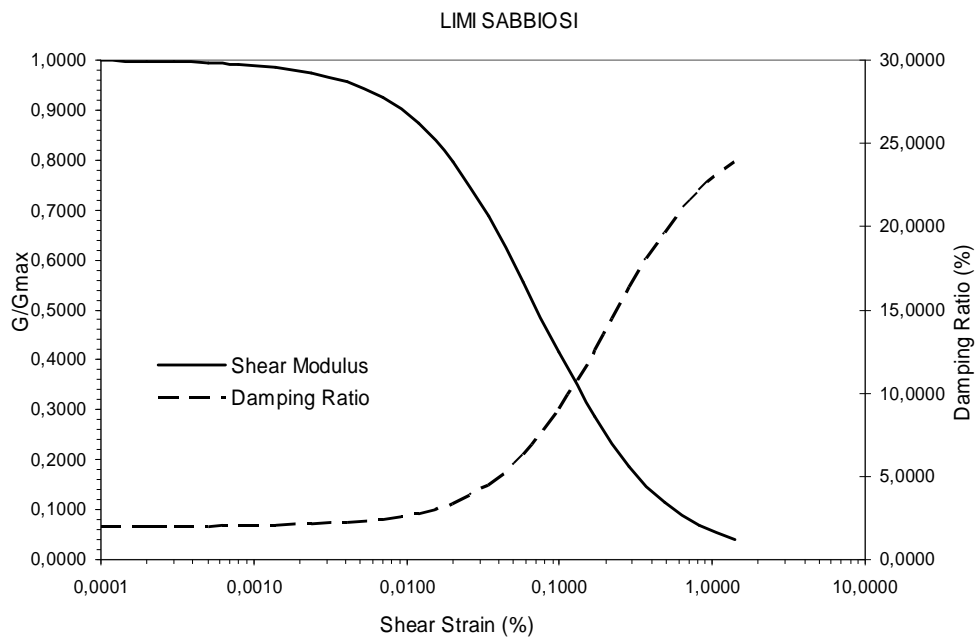


Figura 5.7: Curve standard per limi sabbiosi - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione (Dipartimento di Ingegneria Strutturale - Politecnico di Milano 2006).

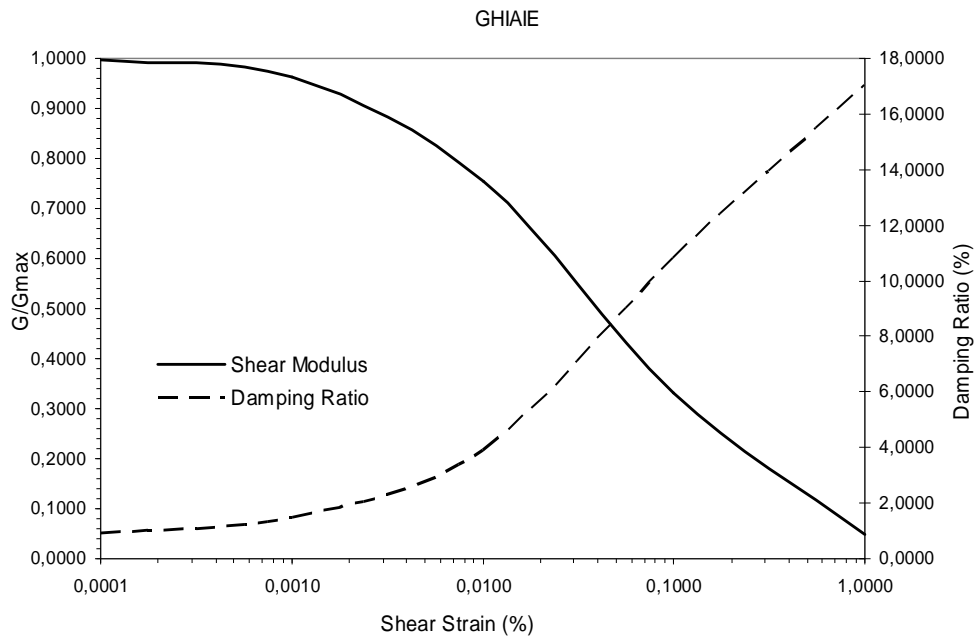


Figura 5.8: Curve standard per ghiaie - variazione del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento in funzione del livello di deformazione (Dipartimento di Ingegneria Strutturale - Politecnico di Milano 2006).

5.7. Profili stratigrafici considerati

Il Comune di Soragna è nel complesso caratterizzato da 2 successioni litologiche principali rappresentate da altrettante microzone omogenee, definite come zona k1 e zona k2 (v. tav. 4.0).

Il territorio urbanizzato e di futura urbanizzazione ricade prevalentemente nella zona K2 e solo una piccola porzione, in località Castellina, ricade nella zona K1.

Sulla base della distribuzione delle due microzone omogenee sono stati considerati 6 siti di riferimento, di cui uno per la zona k1 e 5 per la zona k2, dove sono approfondite le caratteristiche litostratigrafiche, la posizione dei potenziali riflettori sismici e il periodo proprio dei siti medesimi, ai fini della determinazione della risposta sismica locale.

Il periodo proprio del sito T è calcolato utilizzando la seguente equazione:

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

dove h_i e V_{s_i} sono rispettivamente lo spessore e la velocità dello strato i -esimo del modello.

5.7.1. Sito di Castellina (HVSr-1)

Il sito d'indagine ricade nella zona K1. Il profilo stratigrafico, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.1.

Profondità		Spessore	Litologia	Limiti
da (m)	a (m)	m		
0	-0,2	0,2	Argille e limi	
-0,2	-0,6	0,4	Argille e limi	
-0,6	-1,6	1,0	Argille e limi	
-1,6	-7,0	5,4	Argille e limi	
-7,0	-11,0	4,0	Argille e limi	
-11,0	-17,0	6,0	Argille e limi	
-17,0	-23,0	6,0	Argille e limi	
-23,0	-27,0	4,0	Argille e limi	
-27,0	-62,0	35,0	Argille e limi	
-62,0	-92,0	30,0	Argille e limi	~ -88,0 - Tetto del Sintema Emiliano Romagnolo Inferiore
-92,0	-112,0	22,0	Argille e limi	-112,0 - Tetto del Quaternario Marino
-112,0	-115,5	3,0	Ghiaie prevalenti	~ -114,0 - Bedrock sismico

Tabella 5.1: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Castellina

Oltre i 114 metri di profondità dal piano campagna le velocità delle onde sismiche sono superiori a $V_s \geq 800$ m/s (v. Fig. 5.9). I

n relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Castellina è pari a $T = 1,2$ s.

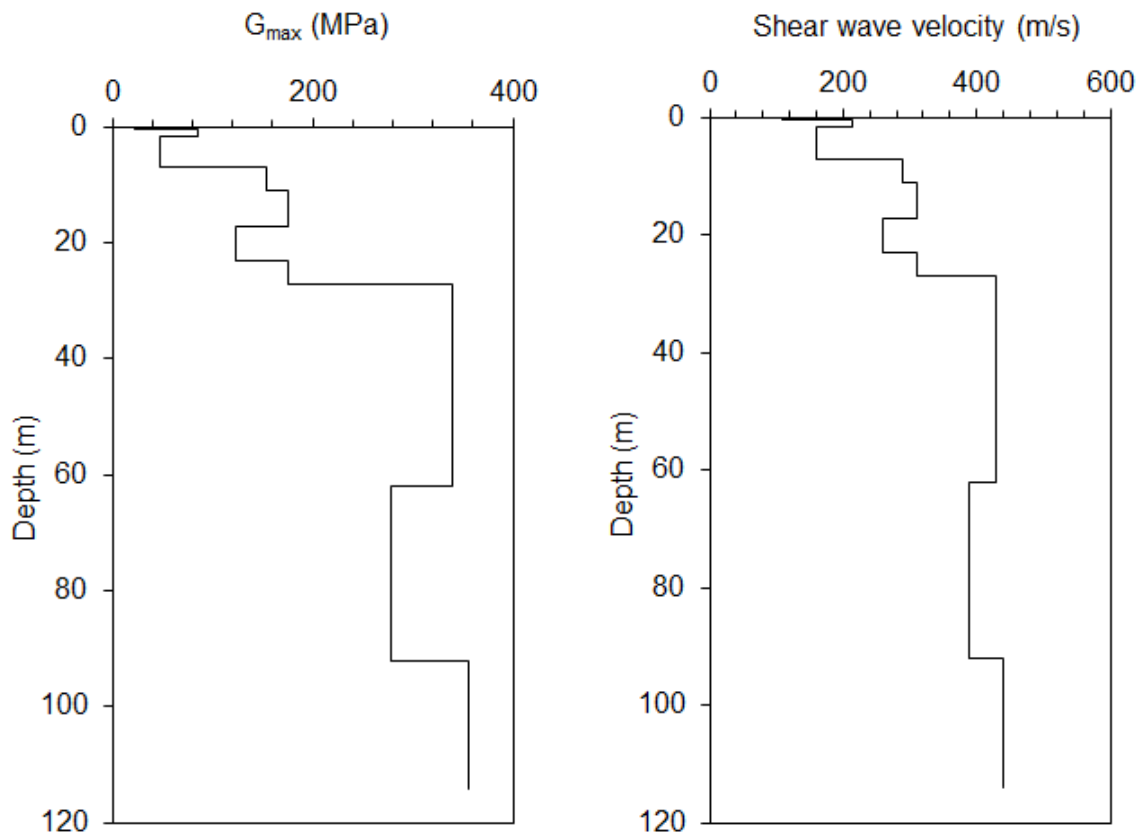


Figura 5.9. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Castellina.

5.7.2. Sito di Soragna – via Cristoforo Colombo (HVSr-2)

Il sito d'indagine ricade nella zona K2. Il profilo stratigrafico, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.2.

Il bedrock simico è stato considerato alla profondità di circa 120 m di profondità dal piano campagna sulla base dei seguenti fattori:

- il profilo delle velocità delle onde di taglio, determinate mediante la prova con il tomografo evidenzia, una variazione apprezzabile alla profondità di 105 metri per arrivare alla velocità di oltre 700 m/s a circa 120 metri dal profilo topografico;
- a tale profondità la stratigrafia è prevalentemente fine argillosa e limosa; sono presenti linee di sedimentazione alla profondità di 105 m e di 135 rappresentative del passaggio tra due unità, dove potrebbe attestarsi un salto d'impedenza (v. Tav. 2.3).

In relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Soragna – via Cristoforo Colombo è pari a $T = 1,27$ s.

Profondità		Spessore m	Litologia	Limiti
da (m)	a (m)			
0	-0,6	0,6	Argille e limi	
-0,6	-2,4	1,8	Argille e limi	
-2,4	-10,4	8	Argille e limi	
-10,4	-16,4	6	Argille e limi	
-16,4	-27,5	11,1	Sabbie prevalenti	
-27,5	-44,4	16,9	Argille e limi	
-44,4	-66,4	22	Argille e limi	
-66,4	-96,4	30	Argille e limi	
-96,4	-106,0	9,6	Argille e limi	
-106,0	-117,4	11,4	Argille e limi	
-117,4	-135,0	17,6	Argille e limi	~ -120,0 - Bedrock sismico
-135,0	-143,5	8,5	Ghiaie prevalenti	-135,0 - Tetto del Sintema Emiliano Romagnolo Inferiore
-143,5	-168,0	24,5	Argille e limi	-168,0 - Tetto del Quaternario Marino

Tabella 5.2: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Soragna – via Cristoforo Colombo

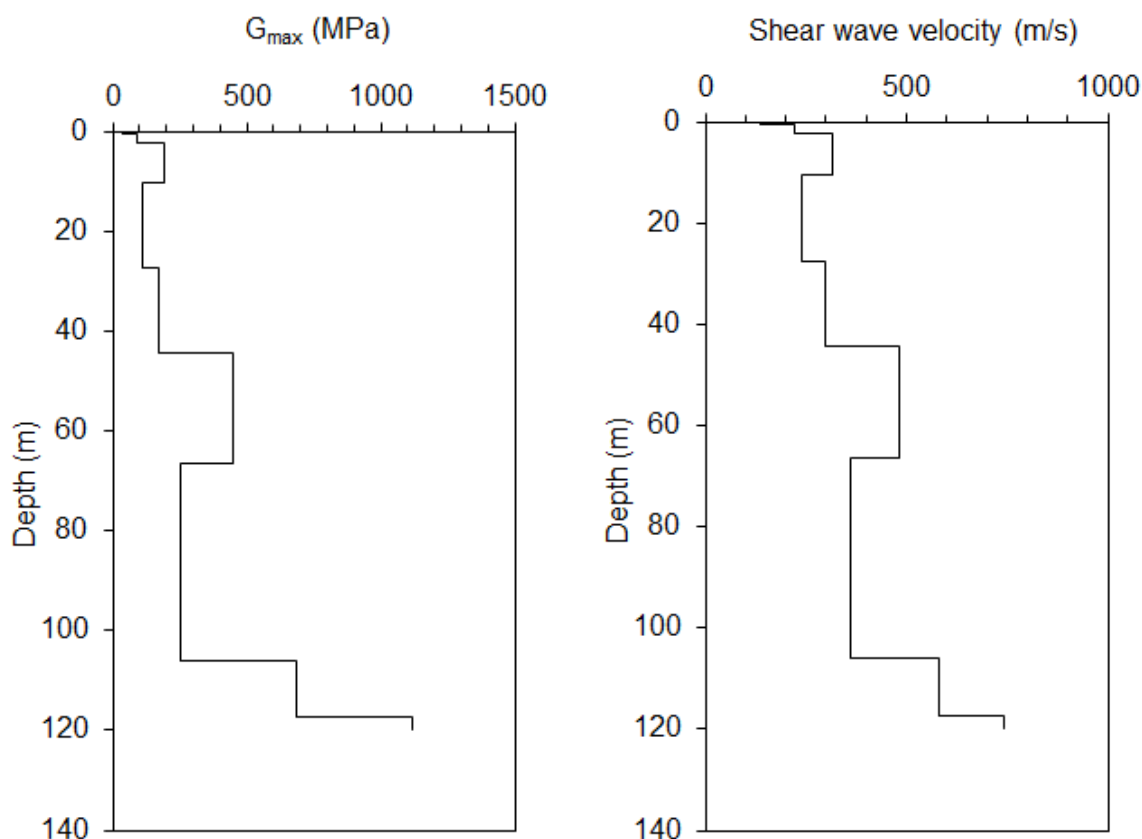


Figura 5.10. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Soragna – via Cristoforo Colombo.

5.7.3. Sito di Soragna – via Unicef (HVSr-3 – MASW e REMI)

Il sito d'indagine ricade nella zona K2. Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.3.

Il bedrock simico è stato considerato alla profondità di circa 120 m di profondità dal piano campagna sulla base dei seguenti fattori:

- il profilo delle velocità delle onde di taglio, determinate mediante la prova con il tomografo, non evidenzia nessuna variazione apprezzabile alla profondità di 120 metri;
- occorre tuttavia sottolineare la non buona qualità dei dati rilevati, perciò si è fatto riferimento alla prova HVSr2;
- alla profondità di 120 m è presente inoltre una discontinuità litologica con passaggio da depositi argillosi e limosi a depositi di ghiaie e sabbie (v. Tav. 2.3), dove potrebbe attestarsi un salto d'impedenza.

In relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Soragna – via Unicef è pari a $T = 1,37$ s.

Profondità		Spessore m	Litologia	Limiti
da (m)	a (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	Argille e limi	
-12,0	-16,0	4,0	Argille e limi	
-16,0	-26,0	10,0	Sabbie prevalenti	
-26,0	-32,0	6,0	Argille e limi	
-32,0	-37,0	5,0	Argille e limi	
-37,0	-67,0	30,0	Argille e limi	
-67,0	-87,0	20,0	Argille e limi	
-87,0	-118,0	31,0	Argille e limi	
-118,0	-129,0	11,0	Sabbie prevalenti	~ -120,0 - Bedrock sismico
-129,0	-159,0	11,0	Argille e limi	
-159,0	-195,0	7,0	Argille e limi	-159,0 - Tetto del Sistema Emiliano Romagnolo Inferiore
-195,0	-198,0	49,0	Sabbie prevalenti	-195,0 - Tetto del Quaternario Marino

Tabella 5.3: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Soragna – via Unicef

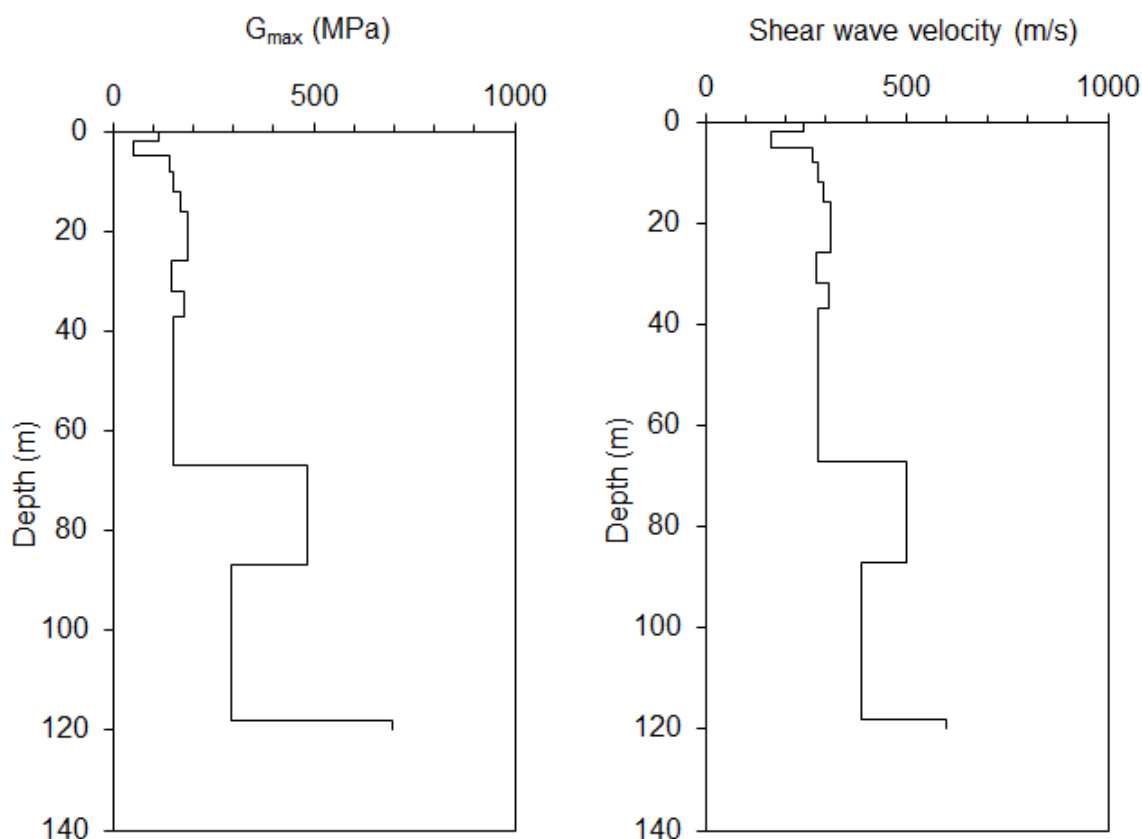


Figura 5.11. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Soragna – via Unicef.

5.7.4. Sito di Soragna – Strada Campetti (HVSr-4)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.4.

Il bedrock simico è stato fissato alla profondità di circa 120 m di profondità dal piano campagna sulla base dei seguenti fattori:

- il profilo delle velocità delle onde di taglio, determinato mediante la prova con il tomografo, non arriva fino alla profondità di 135 metri, perciò si è fatto riferimento alle informazioni desunte dallo studio degli argini del Po nei comuni di Boretto, Guastalla e Gualtieri⁶;

⁶ Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (2011): Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po River, L. Martelli, P. Severi, G. Biavati, S. Rosselli, R. Camassi, E. Ercolani, A. Marcellini, A. Tenta, D. Gerosa, D. Albarello, F. Guerrini, E. Lunedei, D. Pileggi, F. Pergalani, M. Compagnoni, V. Fioravante, D. Giretti

- a tale profondità la stratigrafia è prevalentemente fine argillosa e limosa; è però presente una linea di sedimentazione rappresentativa del passaggio tra due unità, dove potrebbe attestarsi un salto d'impedenza (v. Tav. 2.3).

In relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Soragna – Strada Campetti è pari a $T = 1,45$ s.

Profondità		Spessore m	Litologia	Limiti
da (m)	a (m)			
0	-2,1	2,1	Argille e limi	
-2,1	-14,0	11,9	Argille e limi	
-14,0	-27,1	13,1	Sabbie prevalenti	
-27,1	-37,1	10,0	Argille e limi	
-37,1	-52,1	15,0	Argille e limi	
-52,1	-72,1	20,0	Argille e limi	
-72,1	-82,1	10,0	Argille e limi	
-82,1	-104,1	22,0	Argille e limi	
-104,1	-114,1	10,0	Argille e limi	
-114,1	-150,0	35,9	Argille e limi	~ -120,0 - Bedrock sismico
-150,0	-177,0	27,0	Argille e limi	-177,0 - Tetto del Sistema Emiliano Romagnolo Inferiore
-177,0	-220,0	43,0	Argille e limi	-220,0 - Tetto del Quaternario Marino

Tabella 5.4: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Soragna – Strada Campetti

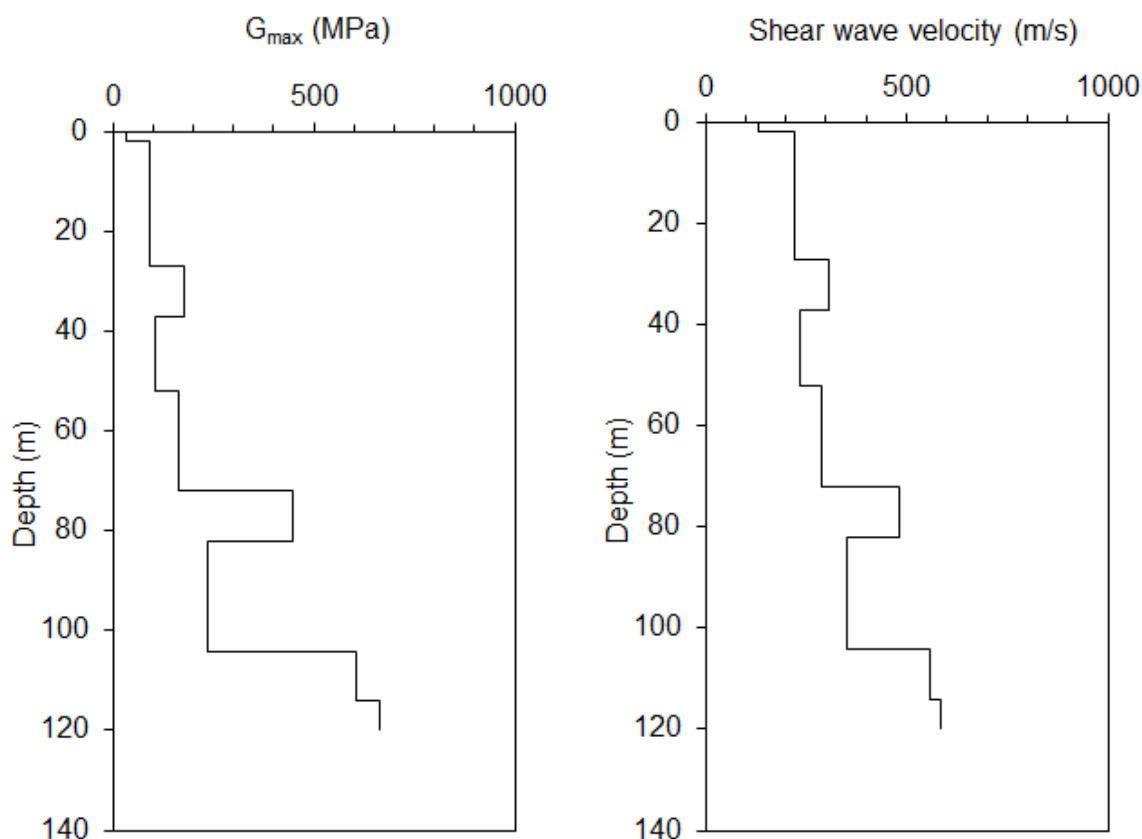


Figura 5.12. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Soragna – Strada Campetti.

5.7.5. Sito di Diolo (HVSr-5)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.5.

Il bedrock simico è stato fissato alla profondità di circa 120 m di profondità dal piano campagna sulla base dei seguenti fattori:

- il profilo delle velocità delle onde di taglio, determinato mediante la prova con il tomografo, non arriva fino alla profondità di 120 metri, perciò si è fatto riferimento alle informazioni desunte dallo studio degli argini del Po nei comuni di Boretto, Guastalla e Gualtieri⁷;

⁷ Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (2011): Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po River, L. Martelli, P. Severi, G. Biavati, S. Rosselli, R. Camassi, E. Ercolani, A. Marcellini, A. Tenta, D. Gerosa, D. Albarello, F. Guerrini, E. Lunedei, D. Pileggi, F. Pergalani, M. Compagnoni, V. Fioravante, D. Giretti

- a tale profondità è presente una discontinuità litologica con passaggio da depositi argillosi e limosi a depositi di sabbie prevalenti, dove potrebbe attestarsi un salto d'impedenza (v. Tav. 2.3).

In relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Diolo è pari a $T = 1,41$ s.

Profondità		Spessore	Litologia	Limiti
da (m)	a (m)	m		
0	-3,0	3,0	Argille e limi	
-3,0	-4,5	1,5	Argille e limi	
-4,5	-14,5	10,0	Argille e limi	
-14,5	-34,0	19,5	Sabbie prevalenti	
-34,0	-39,5	5,5	Argille e limi	
-39,5	-66,0	26,5	Argille e limi	
-66,0	-74,5	8,5	Sabbie prevalenti	
-74,5	-79,5	5,0	Sabbie prevalenti	
-79,5	-90,0	10,5	Sabbie prevalenti	
-90,0	-99,5	9,5	Argille e limi	
-99,5	-113,0	13,5	Argille e limi	
-113,0	-131,0	18,0	Sabbie prevalenti	~ -120,0 - Bedrock sismico

Tabella 5.5: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Diolo

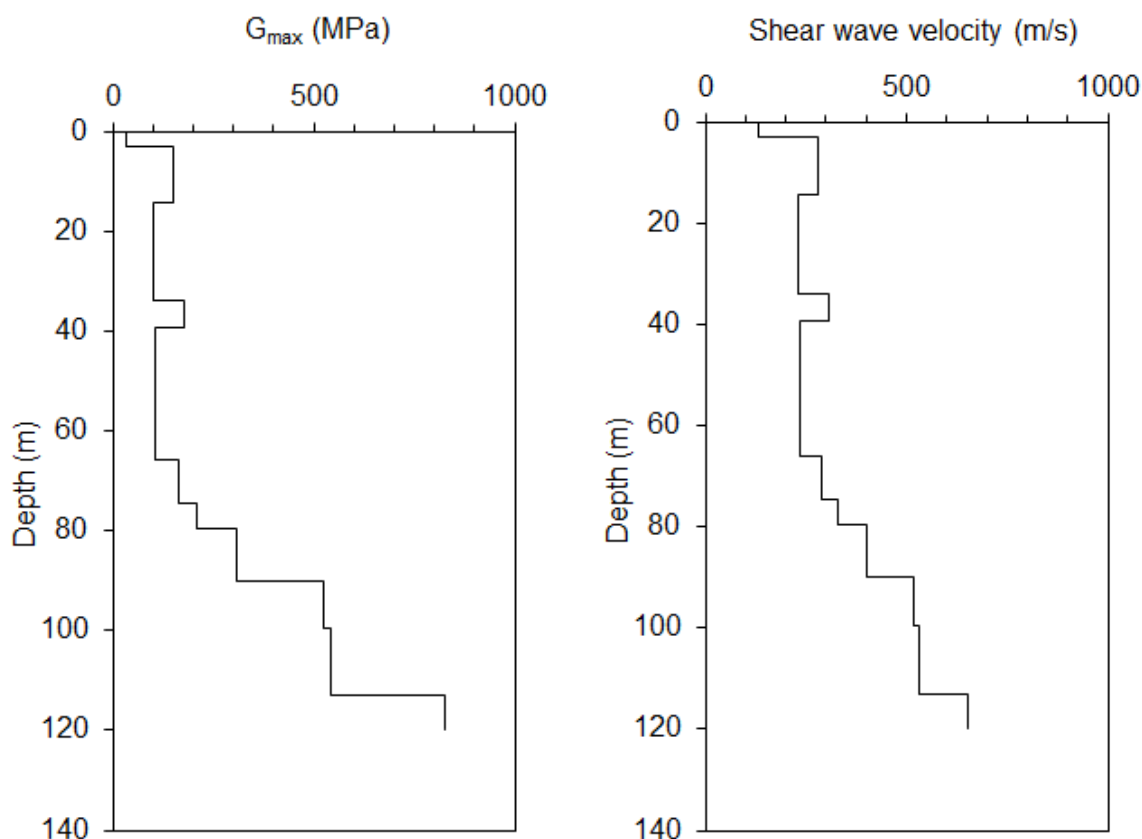


Figura 6.13. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Diolo.

5.7.6. Sito di Carzeto (HVSr-6)

Il profilo stratigrafico del sito d'indagine, ricostruito mediante i dati stratigrafici reperibili dalla bibliografia, è riportato nella seguente Tab. 5.6.

Il bedrock simico è stato considerato alla profondità di circa 135 m di profondità dal piano campagna sulla base dei seguenti fattori:

- il profilo delle velocità delle onde di taglio, determinato mediante la prova con il tomografo, non arriva fino alla profondità di 135 metri, perciò si è fatto riferimento alle informazioni desunte dallo studio degli argini del Po nei comuni di Boretto, Guastalla e Gualtieri⁸;

⁸ Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (2011): Analysis of the local seismic hazard for the stability tests of the main bank of the Po River, L. Martelli, P. Severi, G. Biavati, S. Rosselli, R. Camassi, E. Ercolani, A. Marcellini, A. Tenta, D. Gerosa, D. Albarello, F. Guerrini, E. Lunedei, D. Pileggi, F. Pergalani, M. Compagnoni, V. Fioravante, D. Giretti

- a tale profondità la stratigrafia è prevalentemente fine argillosa e limosa; è però presente una linea di sedimentazione rappresentativa del passaggio tra due unità, dove potrebbe attestarsi un salto d'impedenza (v. Tav. 2.3).

In relazione al modello geofisico il valore del periodo fondamentale proprio del sito di Carzeto è pari a $T = 1,08$ s.

Profondità		Spessore m	Litologia	Limiti
da (m)	a (m)			
0	-1,8	1,8	Argille e limi	
-1,8	-7,8	6,0	Argille e limi	
-7,8	-12,8	5,0	Sabbie prevalenti	
-12,8	-18,8	6,0	Sabbie prevalenti	
-18,8	-20,8	2,0	Sabbie prevalenti	
-20,8	-21,8	1,0	Sabbie prevalenti	
-21,8	-22,8	1,0	Sabbie prevalenti	
-22,8	-35,0	12,2	Sabbie prevalenti	
-35,0	-42,8	7,8	Argille e limi	
-42,8	-66,0	23,2	Argille e limi	
-66,0	-88,0	22,0	Sabbie prevalenti	
-88,0	-184,0	182,0	Argille e limi	~ -135,0 - Bedrock sismico

Tabella 5.6: Litologia del sottosuolo in corrispondenza del sito di Carzeto

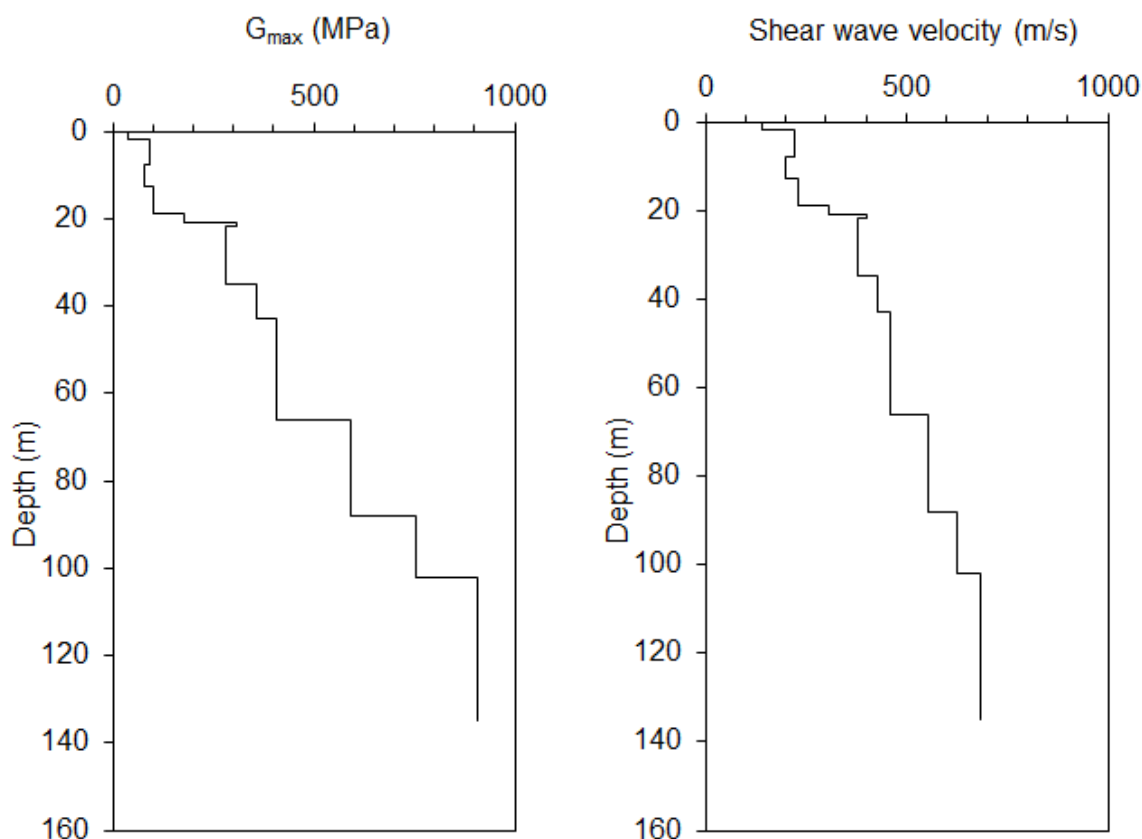


Figura 5.14. Profili di G_{MAX} e V_s considerati nelle analisi di propagazione ondosa con il programma EERA per il sito di Carzeto.

5.8. 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 Soragna, fornisce gli accelerogrammi riportati nella successiva figura 6.14.

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.

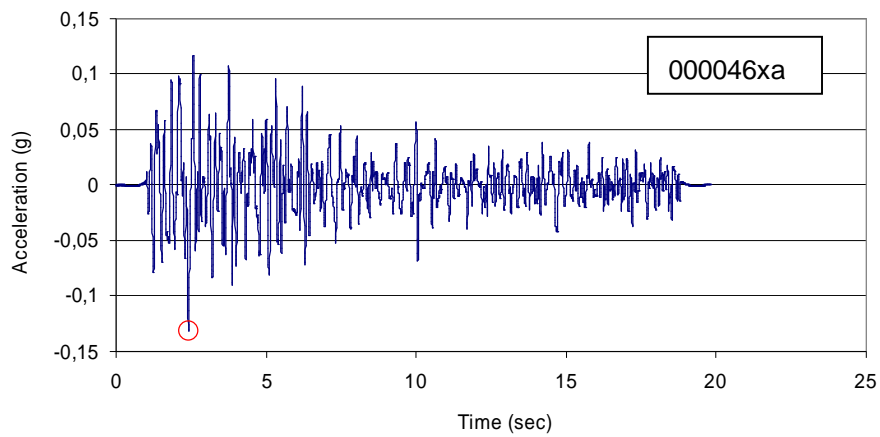
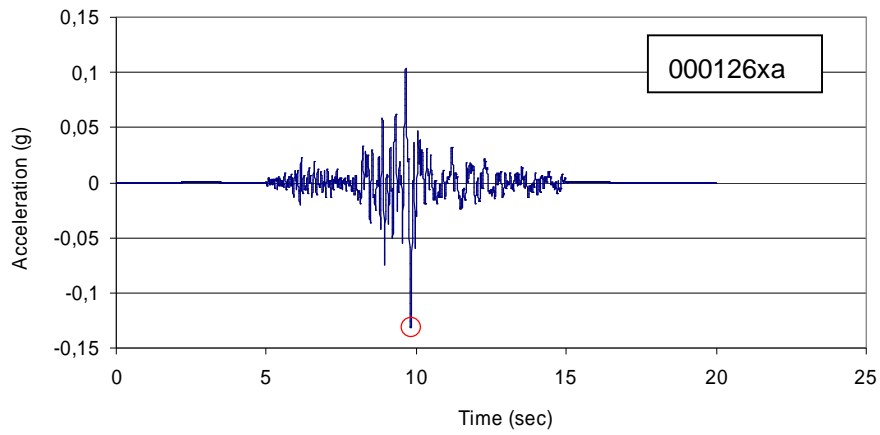
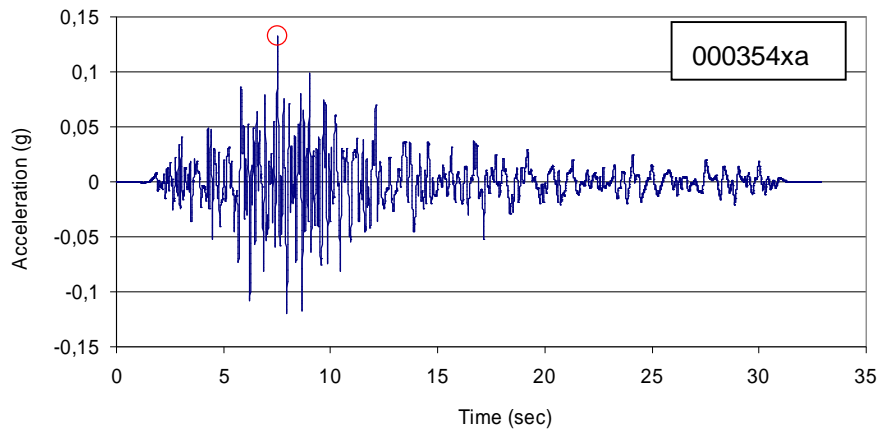


Figura 5.15: Accelerogrammi di riferimento

5.9. Spettri di risposta elastici e Fattori di amplificazione

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.

Nelle successive figure sono illustrati i raffronti degli spettri di risposta elastici in accelerazione e in velocità per i sei siti esaminati nel territorio comunale di Soragna.

Gli spettri di risposta elastici possono essere sintetizzati in termini di valore di Fattore di amplificazione delle accelerazioni (*F.A.*) e di Fattore di amplificazione delle velocità (*F.V.*).

Il confronto tra i due spettri consente di determinare i suddetti fattori di amplificazione.

La procedura utilizzata 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:

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

TV può essere T_{Vi} e T_{Vo} 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 $S_{Vm,o} / S_{Vm,i}$.

Applicando la procedura descritta per le verticali analizzate sono state individuate 3 Microzone omogenee con caratteristiche di amplificazione del segnale sismico differente, come rappresentato nella successiva Tabella 5.7 e illustrato nella Tavola 5.0.

Nella zona nord-est del territorio comunale (Microzona 1), presso il centro frazionale di Carzeto, la presenza di una rilevante impedenza tra i terreni argillosi e limosi superficiali e i terreni sabbiosi sottostanti, relativi ad un antico paleoalveo del Fiume Po, conseguono un comportamento sismico differente rispetto alle altre zone del territorio comunale con caratteristiche stratigrafiche simili.

Le amplificazioni, degli spettri di risposta elastici in velocità sono circa doppie rispetto a quelle di input al bedrock sismico; le amplificazioni degli spettri di risposta elastici in accelerazione al piano campagna sono invece 1.6 volte superiori agli spettri al bedrock sismico.

Appena a nord della zona di Castellina, già a partire dal limite meridionale della zona Industriale di Soragna fino alla periferia nord del capoluogo comunale (Microzona 2), in relazione all'interdigitazione nei depositi alluvionali argillosi e limosi di spessi strati sabbiosi (riferibili a paleoalvei del F. Po), le amplificazioni sismiche degli spettri di risposta elastici in accelerazione sono nettamente ridimensionati rispetto alla citata zona di Castellina. Permangono mediamente alte le amplificazioni, di 1,5 volte, degli spettri di risposta elastici in velocità; le amplificazioni degli spettri di risposta elastici in accelerazione al piano campagna sono invece 1.2 volte superiori agli spettri al bedrock sismico.

La stessa situazione permane, in relazione anche alle simili caratteristiche stratigrafiche, nei centri frazionali di Samboseto, Chiavica e Diolo.

Nella zona di Castellina (Microzona 3), dove il bedrock sismico si colloca alla profondità di circa 110 – 120 metri dal piano campagna e la successione stratigrafica è quasi completamente costituita da litologie argillose e limose, le amplificazioni sismiche degli spettri di risposta elastici in accelerazione e in velocità sono circa doppie rispetto a quelle di input al tetto del Supersistema del Quaternario Marino.

I risultati ottenuti per le 3 Microzone sono stati confrontati con i fattori di amplificazione desunti dalle indicazioni contenute nell'Allegato A2, di cui "Approvazione dell'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della L.R. 20/2000 "Disciplina generale sulla tutela e l'uso del

territorio", in merito a "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica".

In particolare sono stati utilizzati i parametri relativi alla zona definita come Pianura 2, caratterizzata da profilo stratigrafico costituito da alternanze di sabbie e peliti, con spessori anche decametrici, talora con intercalazioni di orizzonti di ghiaie (di spessore anche decine di metri), con substrato profondo (≥ 100 m da p.c.).

I risultati ottenuti nella Tabella 5.7 sono sostanzialmente allineati.

Microzone Omogenee Prospettiva Sismica	Microzone Fattori di amplificazione	Siti indagati	V _{s30} m/s	Successione stratigrafica	Valutazioni con EERA		Valori proposti nell'atto di indirizzo regionale nelle tabelle identificate con PIANURA1		
					F.A.	F.V.	P.G.A.	F.A. 0,1 s < T ₀ < 0,5 s	F.A. 0,5 s < T ₀ < 1,0 s
K2	1 Settore nord-est	Carzeto	249	depositi alluvionali prevalentemente fini, limosi e argillosi, intervallati da spesse bancate sabbiose.	1.6	2.1	1,5	1,8	2,3
	2 Soragna compresa area Industriale e frazioni di Diolo e Chiavica	via Cristoforo Colombo	276	depositi alluvionali prevalentemente fini, limosi e argillosi, intervallati da spesse bancate sabbiose	1.2	1.5	1,5	1,8	2,4
		via Unicef	284						
		Strada Campetti	284						
	Diolo	215							
K1	3- Castellina	Castellina	248	depositi alluvionali prevalentemente fini, limosi e argillosi	1.9	2.0	1,5	1,8	2,3

Tabella 5.7: Fattori di Amplificazione per le microzone del territorio Comunale di Soragna

Nella tabella 5.7 sono indicate le seguenti grandezze:

- Fattore di amplificazione delle accelerazioni (F.A.): rapporto tra lo spettro di output al piano campagna e di input al bedrock sismico, attraverso l'integrazione degli stessi spettri di risposta elastici in accelerazione nell'intervallo 0,5 e 1,5 rispetto al periodo relativo al picco di massima accelerazione;

- Fattore di amplificazione delle velocità (*F.V.*): rapporto tra lo spettro di output al piano campagna e di input al bedrock sismico, attraverso l'integrazione degli stessi spettri di risposta elastici in velocità nell'intervallo 0,8 e 1,2 rispetto al periodo relativo al picco di massima velocità;
- Fattore di amplificazione P.G.A.: rapporto tra l'accelerazione massima orizzontale al piano campagna e quella al suolo di riferimento;
- Fattore di intensità spettrale $F.A._{0,1\text{ s} < T_0 < 0,5\text{ s}}$: rapporto di Intensità di Housner, nell'intervallo di periodo 0,1 s e 0,5 s, tra il valore al piano campagna e quello al suolo di riferimento;
- Fattore di intensità spettrale $F.A._{0,5\text{ s} < T_0 < 1,0\text{ s}}$: rapporto di Intensità di Housner, nell'intervallo di periodo 0,5 s e 1,0 s, tra il valore al piano campagna e quello al suolo di riferimento.

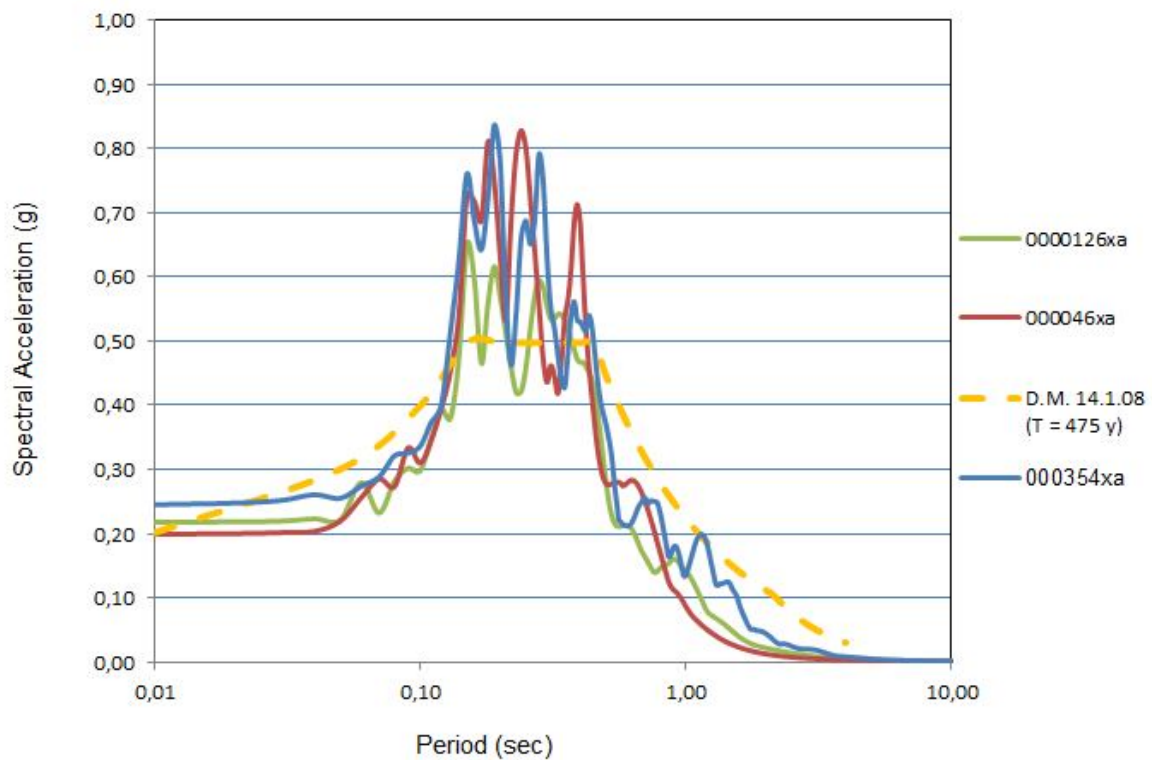
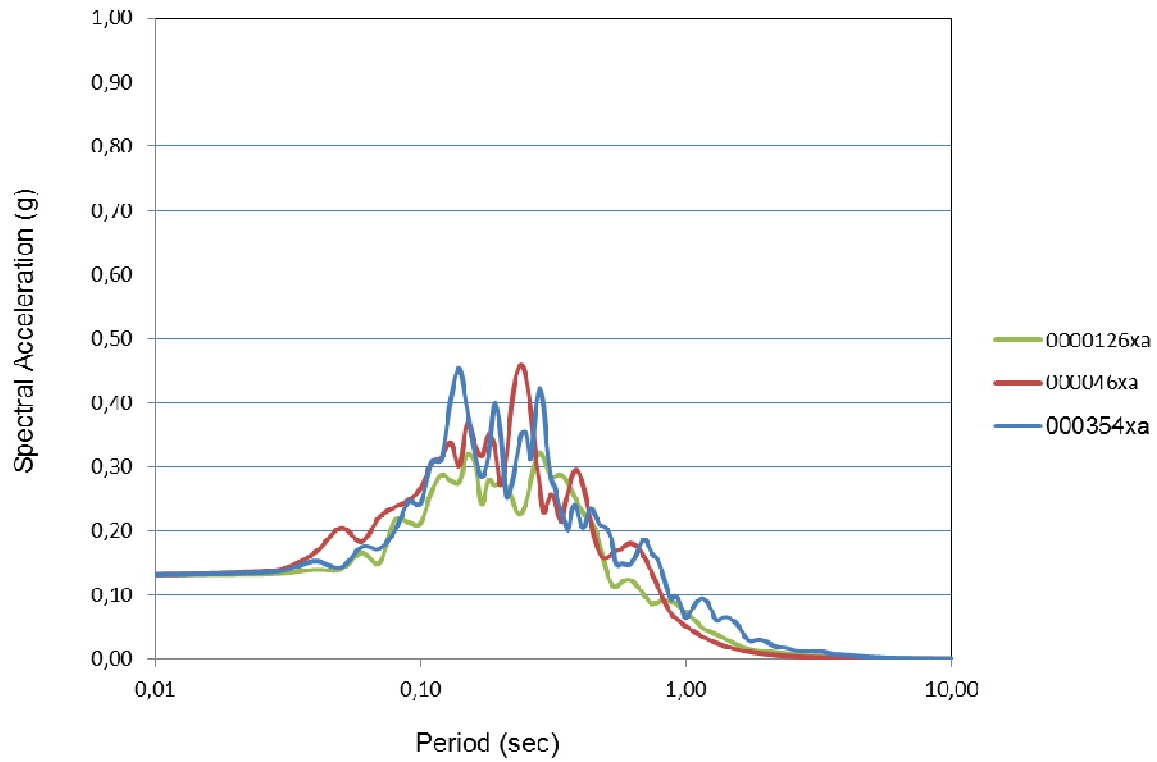


Figura 5.16: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Castellina: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

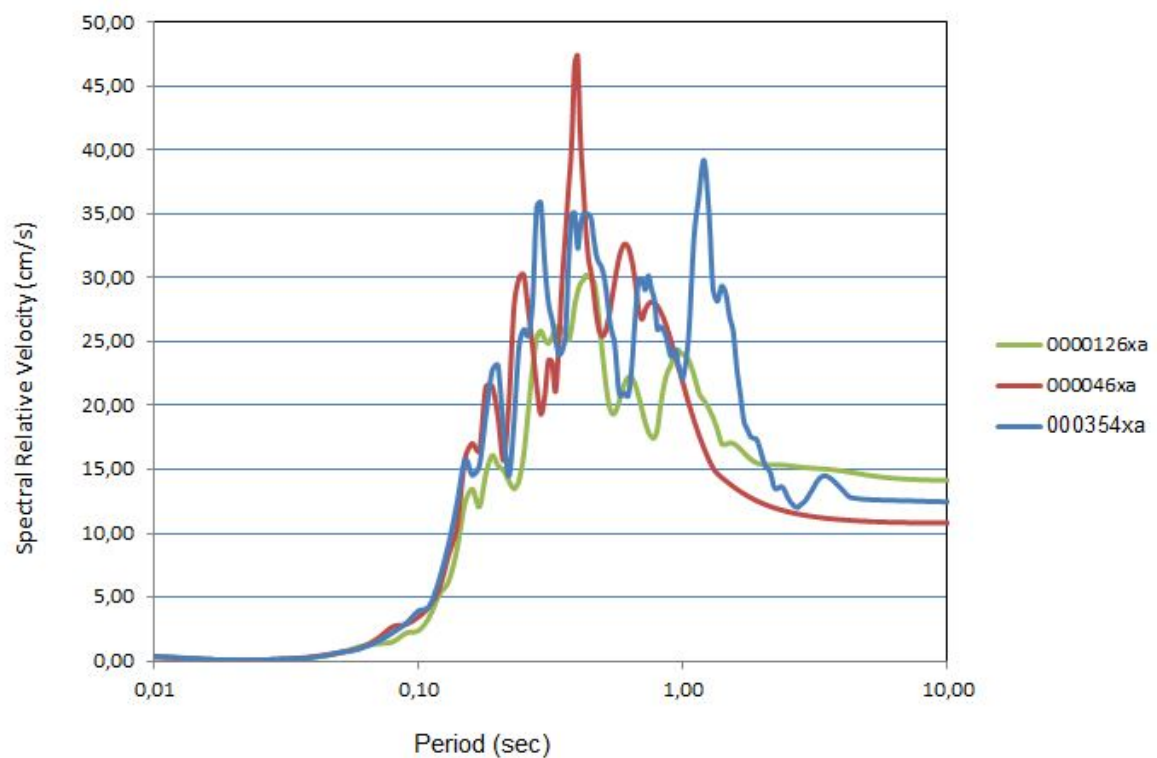
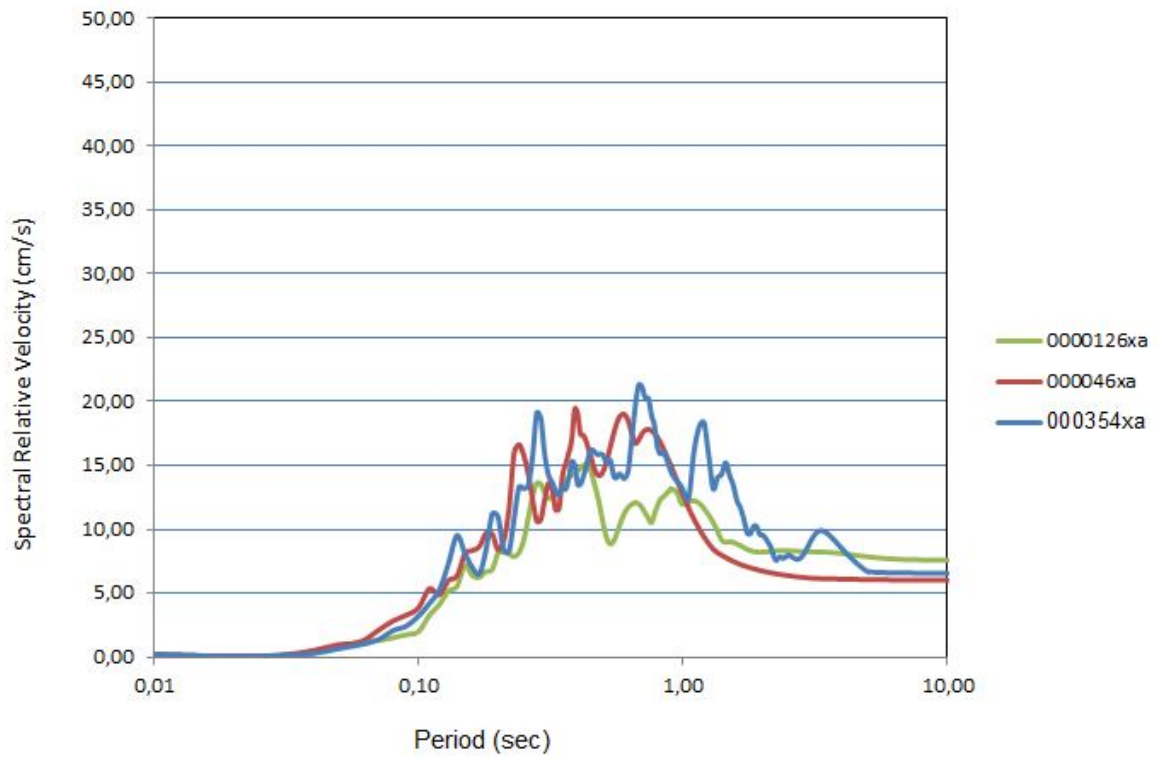


Figura 5.17: Raffronto tra gli spetri di risposta elastici in velocità del sito di Castellina: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

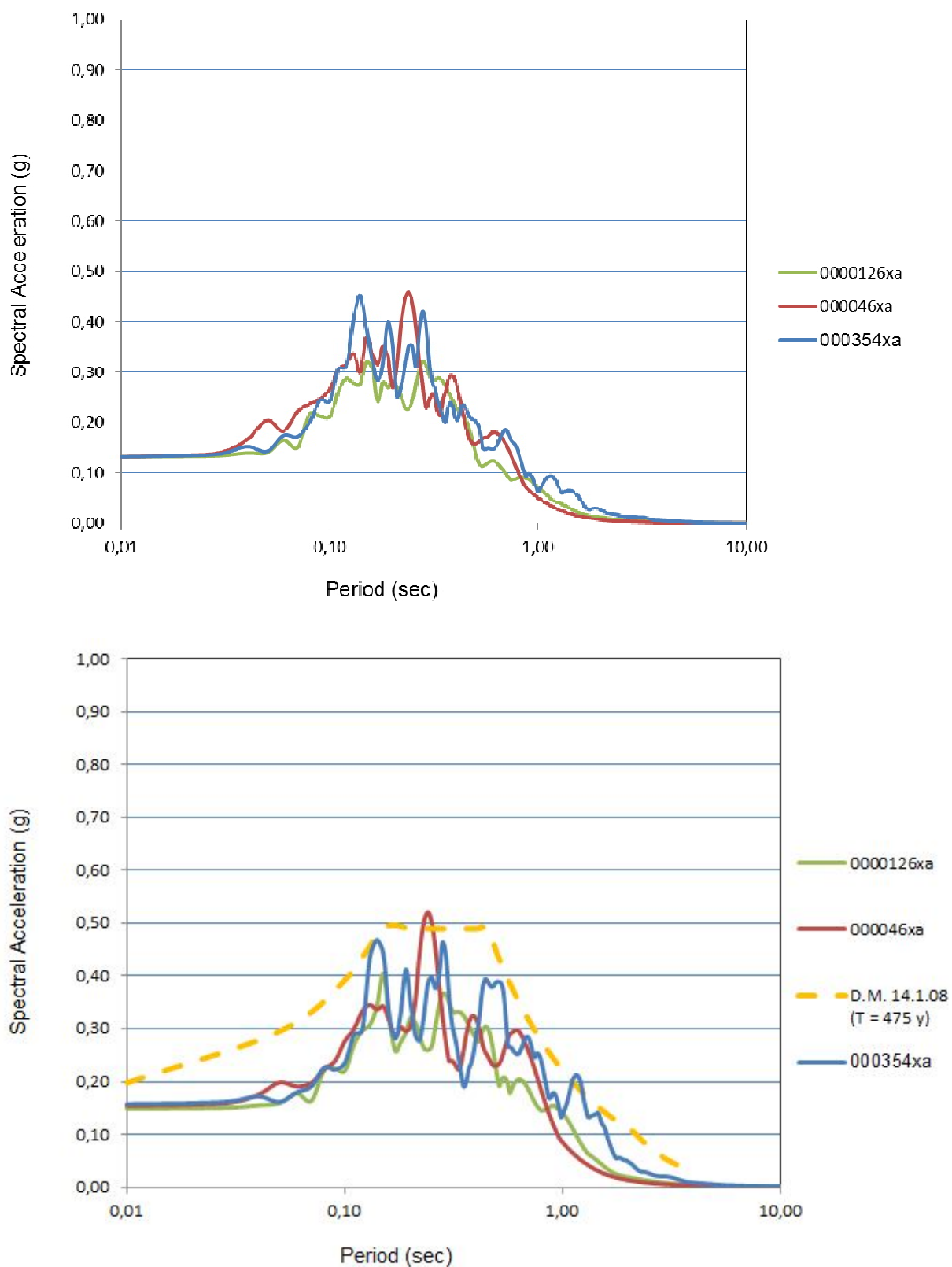


Figura 5.18: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Soragna - via Cristoforo Colombo: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

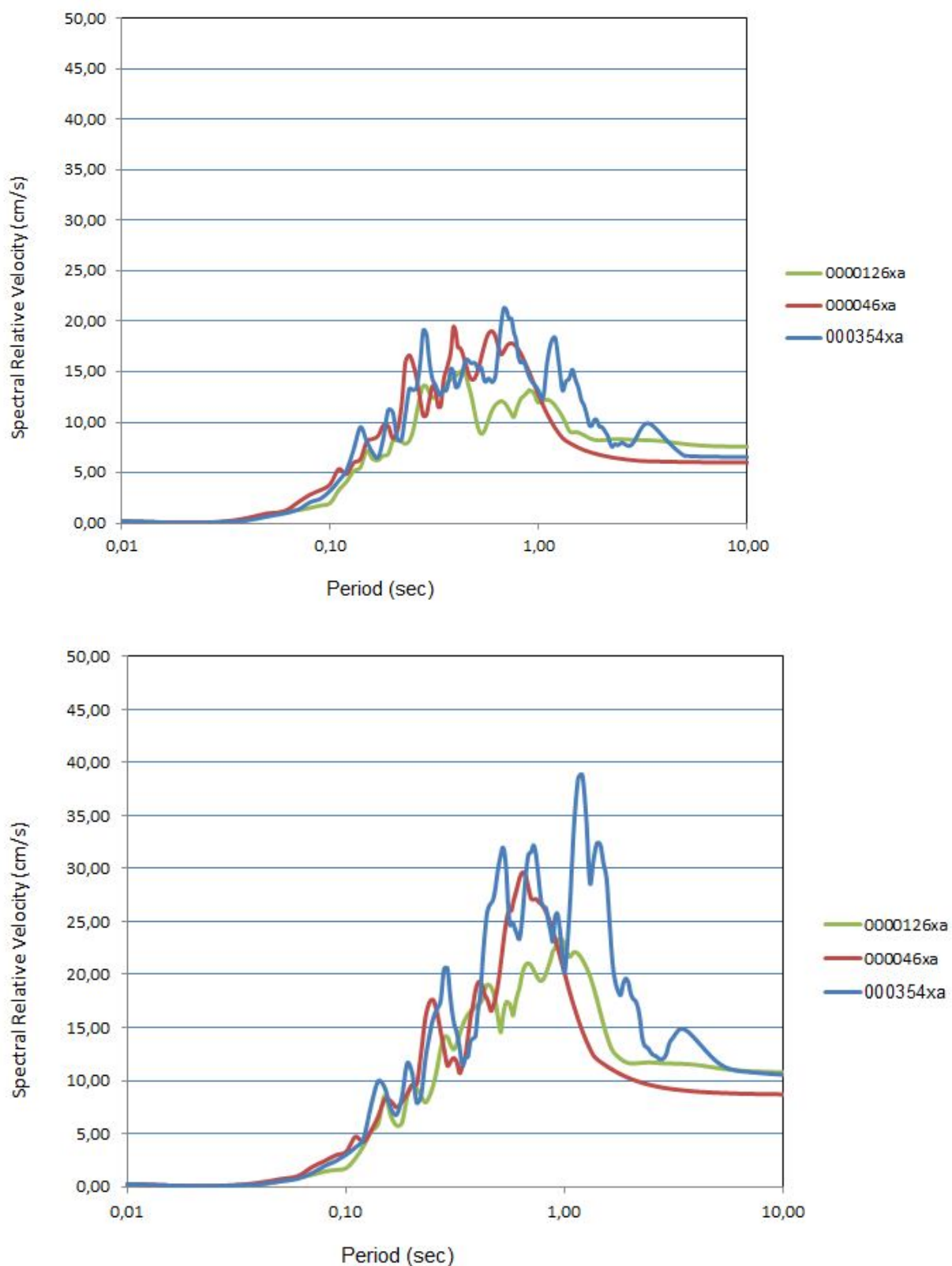


Figura 5.19: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Soragna - via Cristoforo Colombo: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

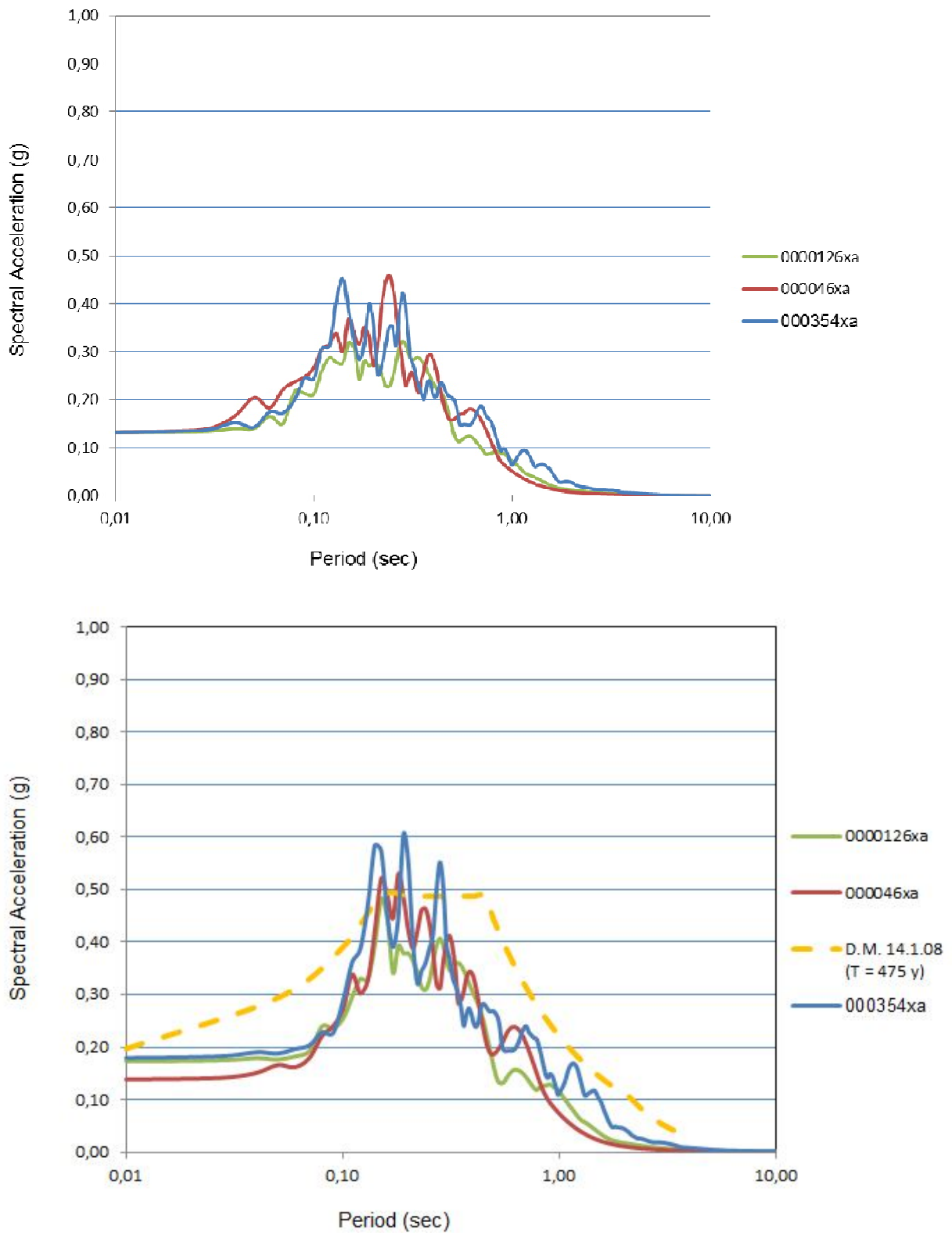


Figura 5.20: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Soragna - via Unicef: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

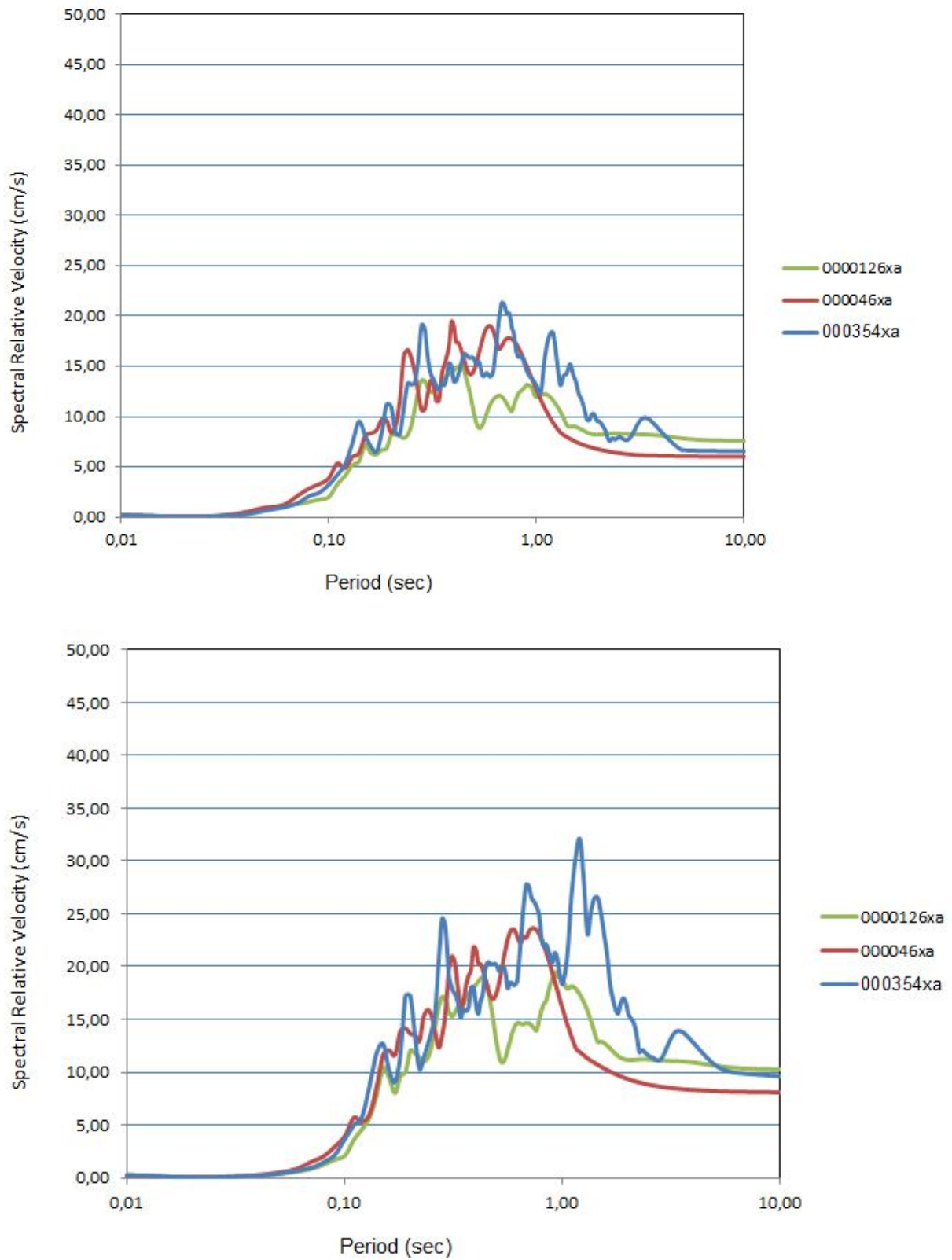


Figura 5.21: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Soragna - via Unicef: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

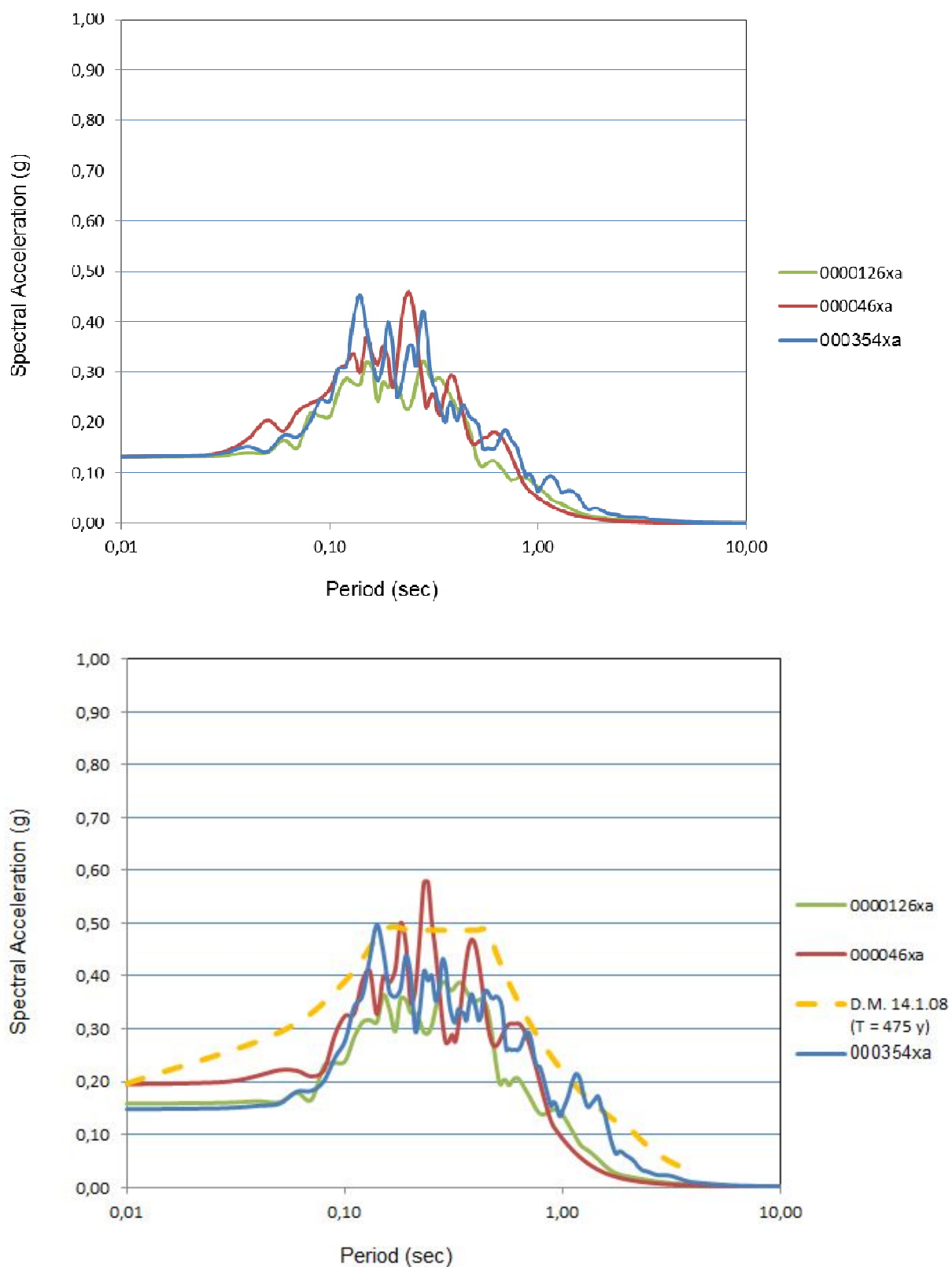


Figura 5.22: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Soragna – Strada Campetti: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

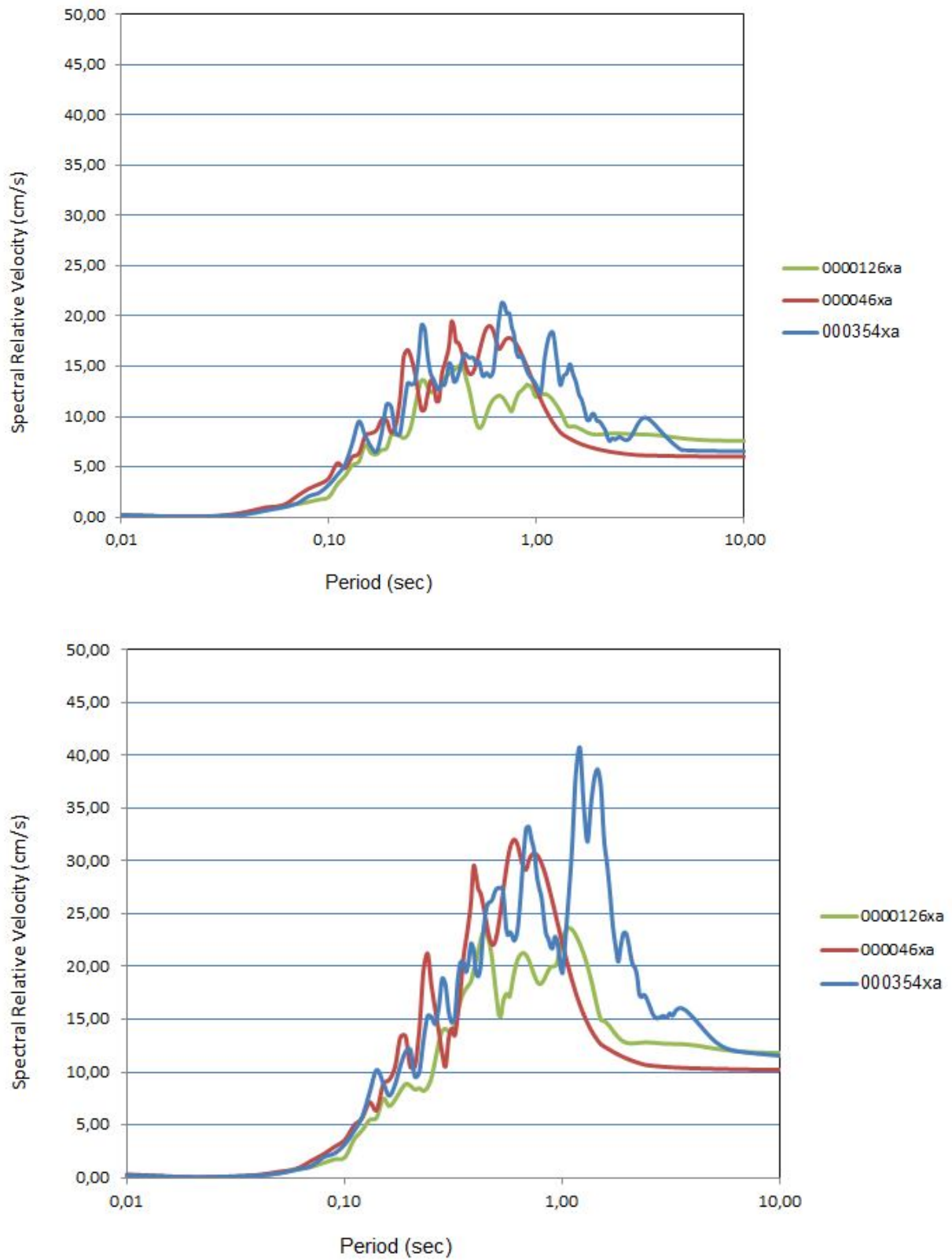


Figura 5.23: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Soragna – Strada Campetti: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

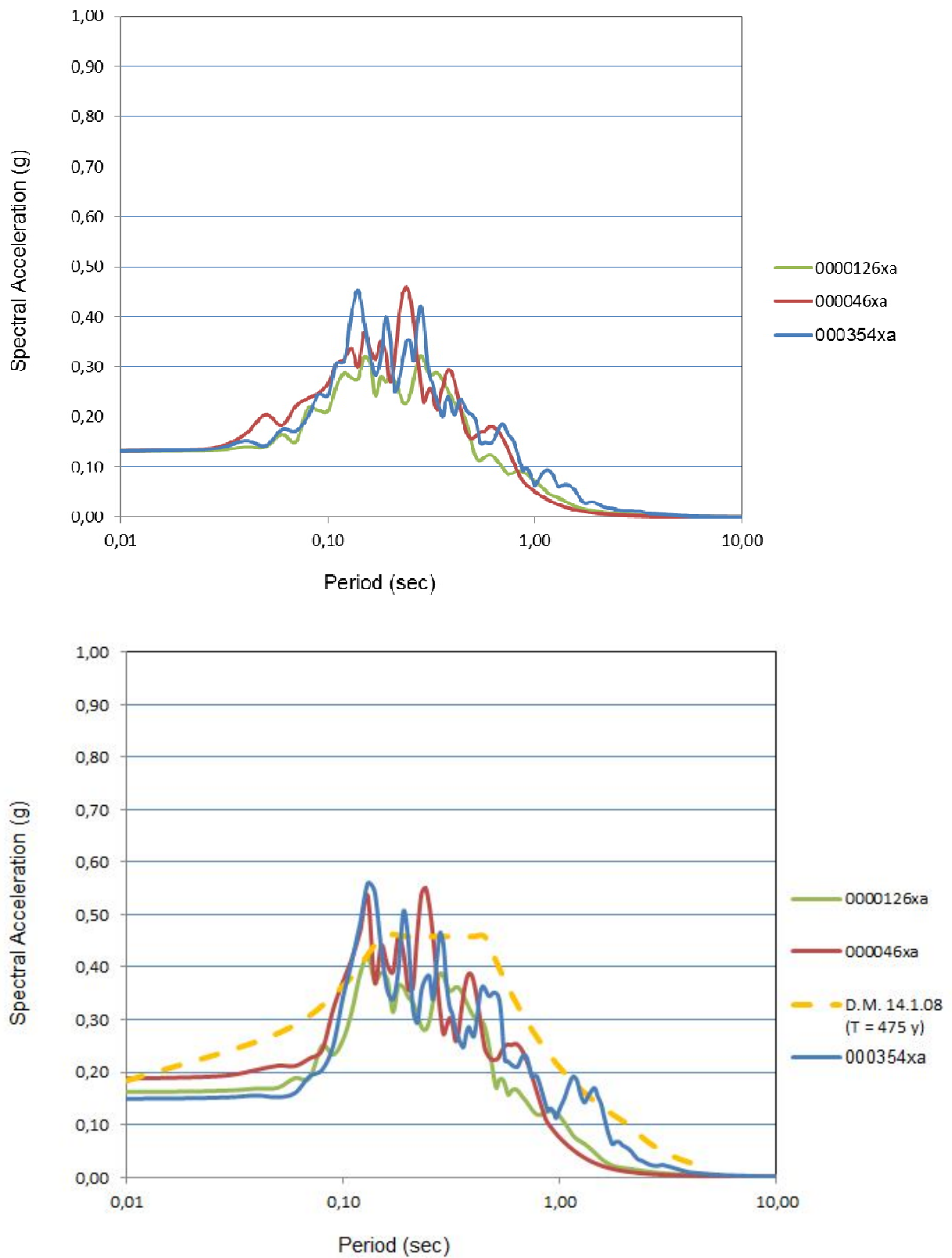


Figura 5.24: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Diolo: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

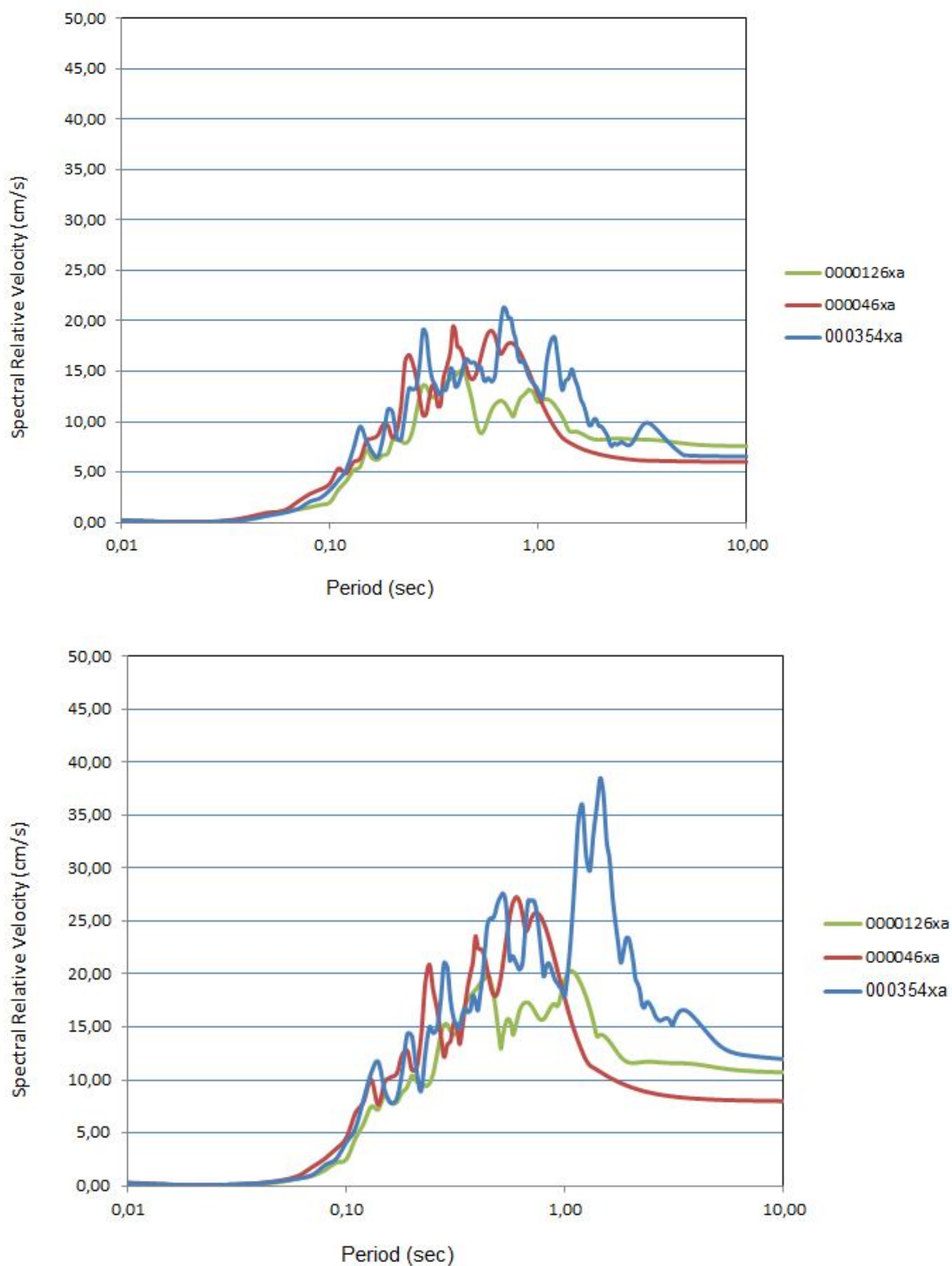


Figura 5.25: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in velocità del sito di Diolo: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

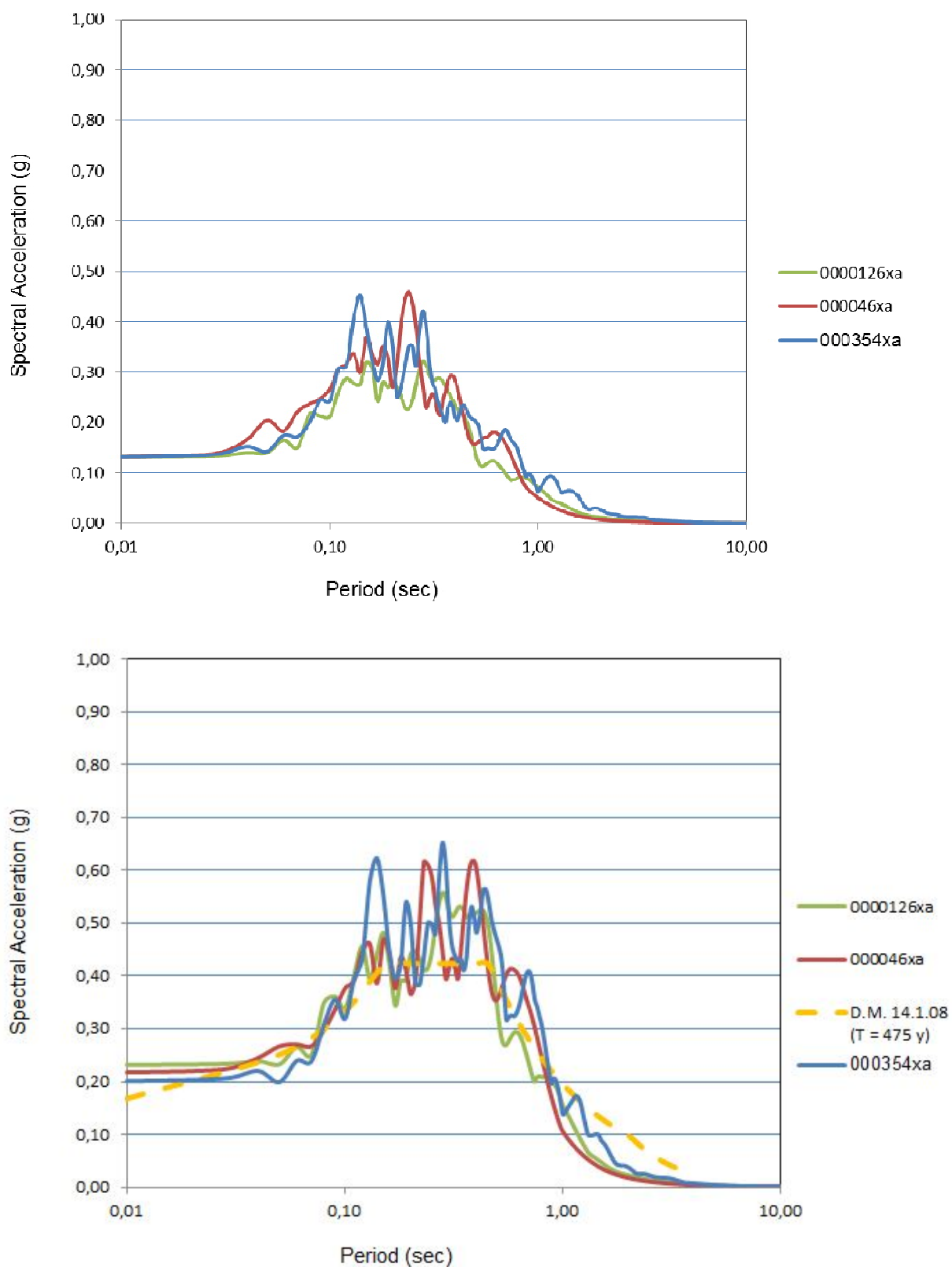


Figura 5.26: Raffronto tra gli spettri di risposta elastici in accelerazione del sito di Carzeto: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

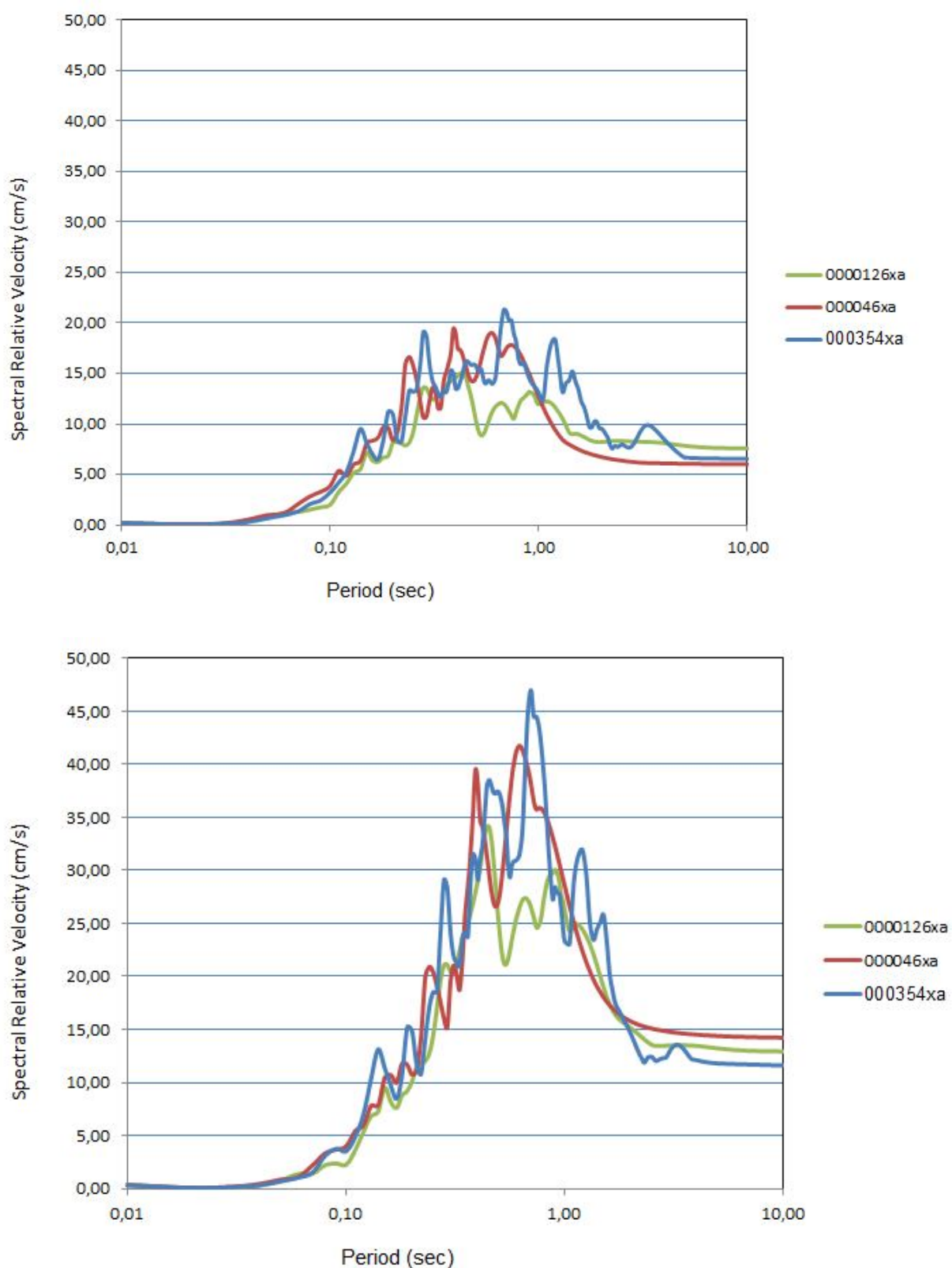


Figura 5.27: Raffronto tra gli spetri di risposta elastici in velocità del sito di Carzeto: in alto al bedrock sismico e in basso al piano campagna

5.10. Rischio di liquefazione

Tutto il territorio comunale di Soragna è caratterizzato da zone stabili, suscettibili però di amplificazioni locali di tipo stratigrafico.

Dalle analisi effettuate, nel territorio comunale non risultano presenti unità geologiche suscettibili al fenomeno della liquefazione.

La liquefazione, secondo la definizione riportata nell'eurocodice EU8 e nelle NTC 2008, è la riduzione di resistenza al taglio e/o di rigidezza 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.

I processi di liquefazione possono verificarsi solo con 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 5.28.

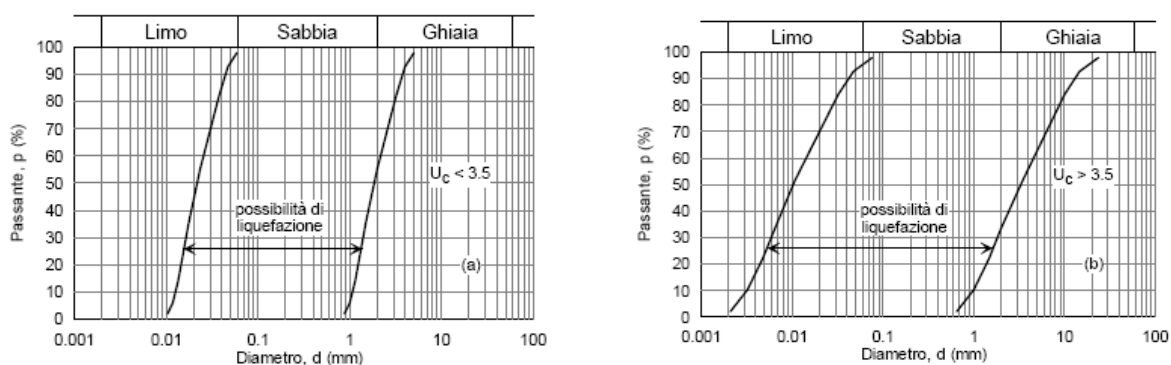


Figura 5.28 – Distribuzione granulometrica critica di terreni soggetti a liquefazione sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ sia nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$

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 Soragna non sono presenti depositi sabbiosi saturi, se non a profondità superiori ai 10 - 18 metri di profondità dal piano campagna.

E' quindi possibile affermare che il rischio di liquefazione è in sostanzialmente basso.

È comunque indispensabile che, per tutti i nuovi interventi edilizi ed infrastrutturali, la relazione geologico-sismica sia accompagnata dalla verifica del rischio di liquefazione.

6. CONCLUSIONI

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

In particolare il presente studio è stato finalizzato ad individuare aree caratterizzate dalla presenza di:

- Presenza di faglie;
- Rischio di liquefazione,
- Zone interessate da fenomeni di dissesto, riattivabili durante o dopo il sisma;
- Zone interessate da ampliamenti sismiche indotte dall'assetto stratigrafico e topografico.

Il territorio del Comune di Soragna è interessato nel sottosuolo (sepolto da una spessa coltre di depositi fluviali), da un sistema di grandi pieghe asimmetriche con andamento anticlinale, 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 Soragna.

Attualmente non sono state rilevate faglie superficiali.

Per quanto riguarda il potenziale di liquefazione, lo studio ha messo in evidenza un rischio basso.

Occorre tuttavia rilevare che la presenza di paeloalvei, caratterizzati da limi sabbiosi e sabbie limose, che attraversano, da nord a sud, il territorio comunale e la falda idrica attestata a profondità prossime al piano campagna, determinando la sostanziale saturazione dei depositi superficiali, non esclude in caso di sisma con Magnitudo > 5 la possibilità che si verifichino fenomeni di liquefazione.

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 depositi alluvionali, il territorio è invece caratterizzato da fenomeni di amplificazione sismica al suolo. Al fine di determinare l'entità di tali amplificazioni sono state svolte specifiche indagini geologiche e geognostiche nelle aree urbanizzate e di futura urbanizzazione, per la ricostruzione dell'assetto stratigrafico e la determinazione con l'applicazione di modelli matematici degli spettri elastici al suolo.

In particolare sono state definite zone stratigraficamente omogenee nelle quali sono stati applicati modelli numerici monodimensionali per la determinazione dell'accelerazione attesa al suolo in caso di terremoto con tempo di ritorno 475 anni (terremoto di riferimento).

I risultati delle analisi hanno permesso di accertare che in tutto il territorio comunale le accelerazioni e le velocità, impresse dal sisma di riferimento, sono amplificate verso la superficie per effetto della struttura stratigrafica del sottosuolo.

I risultati ottenuti con il modello EERA risultano sostanzialmente in linea con i fattori di amplificazione determinati applicando le indicazioni contenute nell'Allegato A2, di cui "Approvazione dell'atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, comma 1, della L.R. 20/2000 "Disciplina generale sulla tutela e l'uso del territorio".

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

In particolare, le zone meridionali del territorio comunale (Microzona 3) sono maggiormente suscettibili di amplificazione delle accelerazioni e delle velocità rispetto a quelle settentrionali, per effetto di due fattori:

- il bedrock sismico è caratterizzato dai depositi appartenenti al quaternario marino per minore profondità, rispetto al piano campagna, dell'alto strutturale sepolto relativo all'Esternal Thrust Front (ETF);
- nella zona sud il rapporto litologie grossolane (ghiaie e sabbie) e litologie fini (argille e limi) è decisamente inferiore a quello delle zone a nord.

Nel sito di Carzeto (Microzona 1) la presenza di una rilevante impedenza tra i terreni argillosi e limosi superficiali e i terreni sabbiosi sottostanti, relativi ad un antico paleoalveo del Fiume Po, consegue fattori di amplificazione delle accelerazioni e delle velocità maggiori rispetto alle altre zone del territorio comunale con caratteristiche stratigrafiche similari.

Occorre evidenziare che l'accelerazione sismica determina una riduzione della capacità portante delle fondazioni e il possibile verificarsi di cedimenti, anche differenziali.

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.

6.1. Limitazioni dello studio

Occorre evidenziare che il presente studio è stato effettuato sui dati disponibili per il territorio in esame; in particolare:

- i dati stratigrafici, utilizzati per la costruzione delle sezioni geologiche, derivano principalmente da profili di pozzi idrici che notoriamente non sono accurati, frutto delle modalità esecutive (perforazione a distruzione di nucleo senza prelievo di campioni o carote) e dell'interpretazione talvolta superficiale degli operatori del settore; i principali errori consistono nell'inesattezza dei limiti litologici e della composizione granulometrica;
- le prove geofisiche utilizzate sono tutte di tipo indiretto; sul territorio comunale non sono presenti misure geofisiche di tipo dirette eseguite in foro di sondaggio;
- l'attribuzione dei parametri geofisici alle unità geologiche del sottosuolo e la determinazione della profondità del bedrock sono state effettuate sulla base di pochi dati;
- sono disponibili numerose prove penetrometriche statiche, però spinte a scarsa profondità; solo alcune prove hanno raggiunto la profondità max 30 m dal p.c.;
- i depositi alluvionali che costituiscono il sottosuolo di Soragna non sono conosciuti in termini di variazione del modulo di taglio G e del coefficiente di smorzamento D in funzione dello scorrimento angolare γ ; si è dunque ricorsi a valori per litologie analoghe alla bibliografia specializzata in materia.

Il livello di attendibilità dello studio di microzonazione, in relazione alle informazioni utilizzate, è da ritenersi medio.

Tabella 6.1 – Livelli di attendibilità da assegnare ai risultati ottenuti dall'analisi

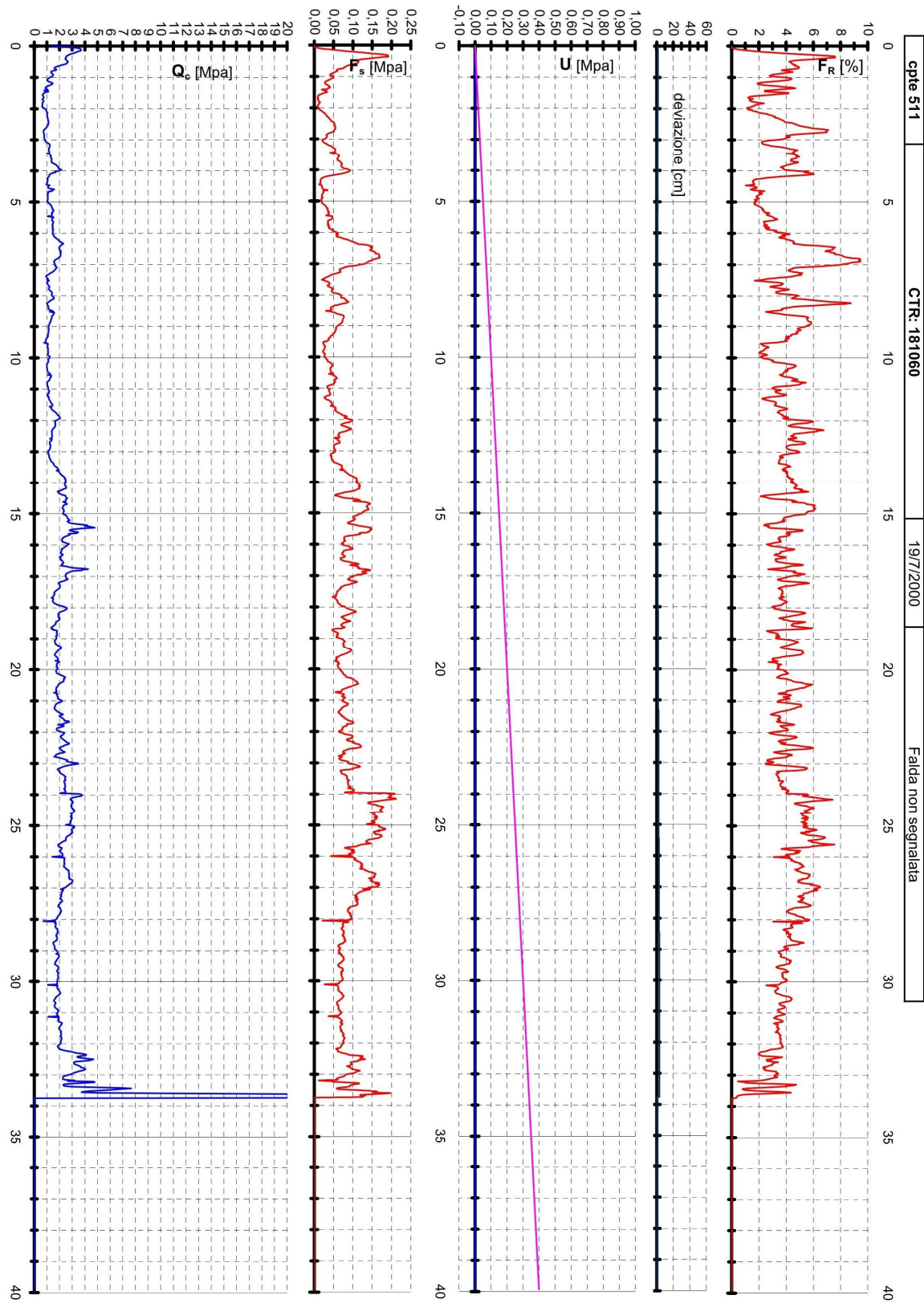
Dati	Attendibilità	Tipologia
Litologici	Bassa	Da bibliografia e/o dati di zone limitrofe
	Alta	Da prove di laboratorio su campioni e da prove in sito
Stratigrafici (spessori)	Bassa	Da bibliografia e/o dati di zone limitrofe
	Media	Da prove indirette (penetrometriche e/o geofisiche)
	Alta	Da indagini 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)

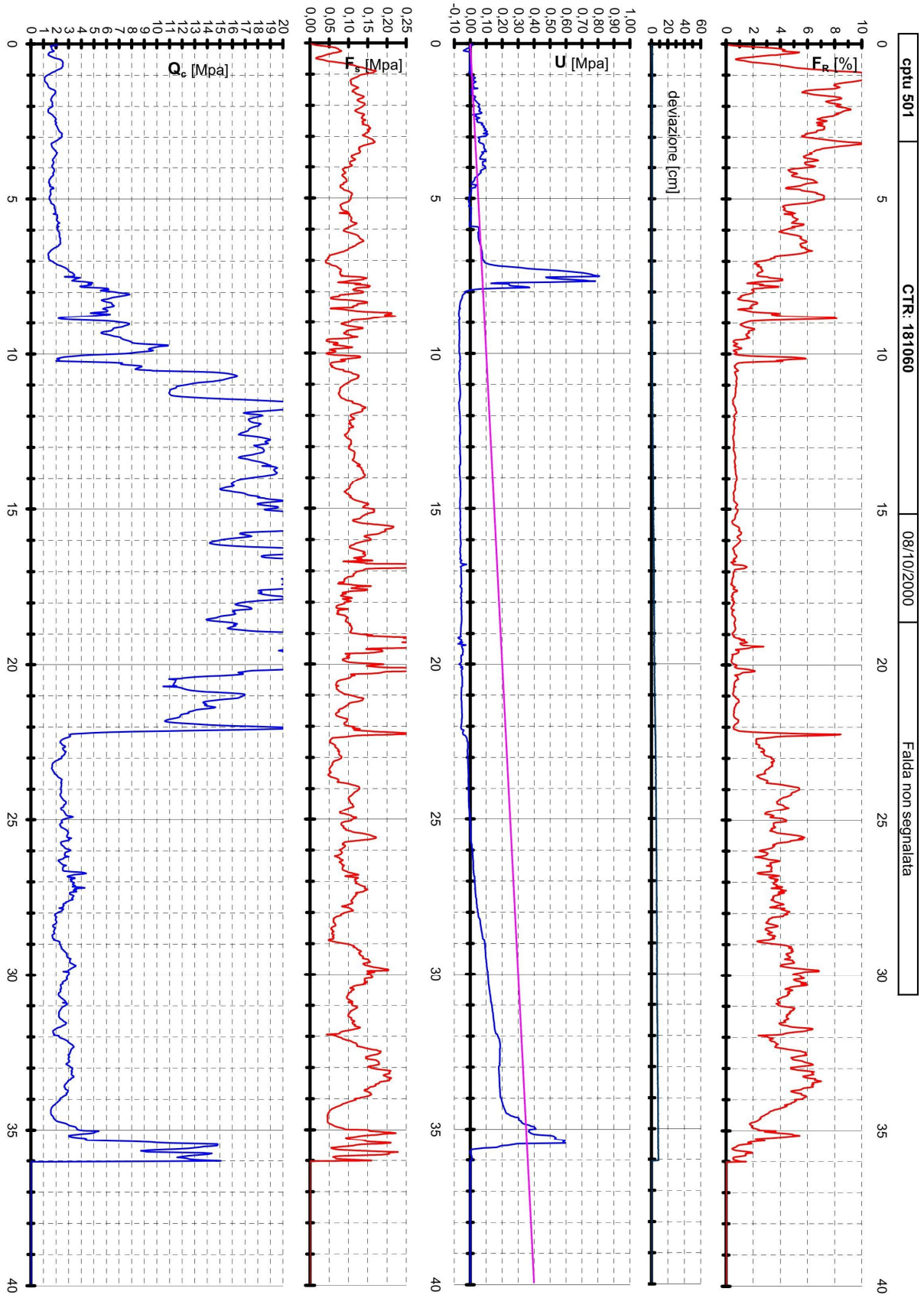
I risultati della modellazione effettuata, che sono evidentemente condizionati dalla qualità delle informazioni stratigrafiche e sulle caratteristiche geotecniche e sismiche, non devono essere considerati come valori assoluti ma solo come indicatori della possibilità che si manifestino fenomeni di amplificazione sismica.

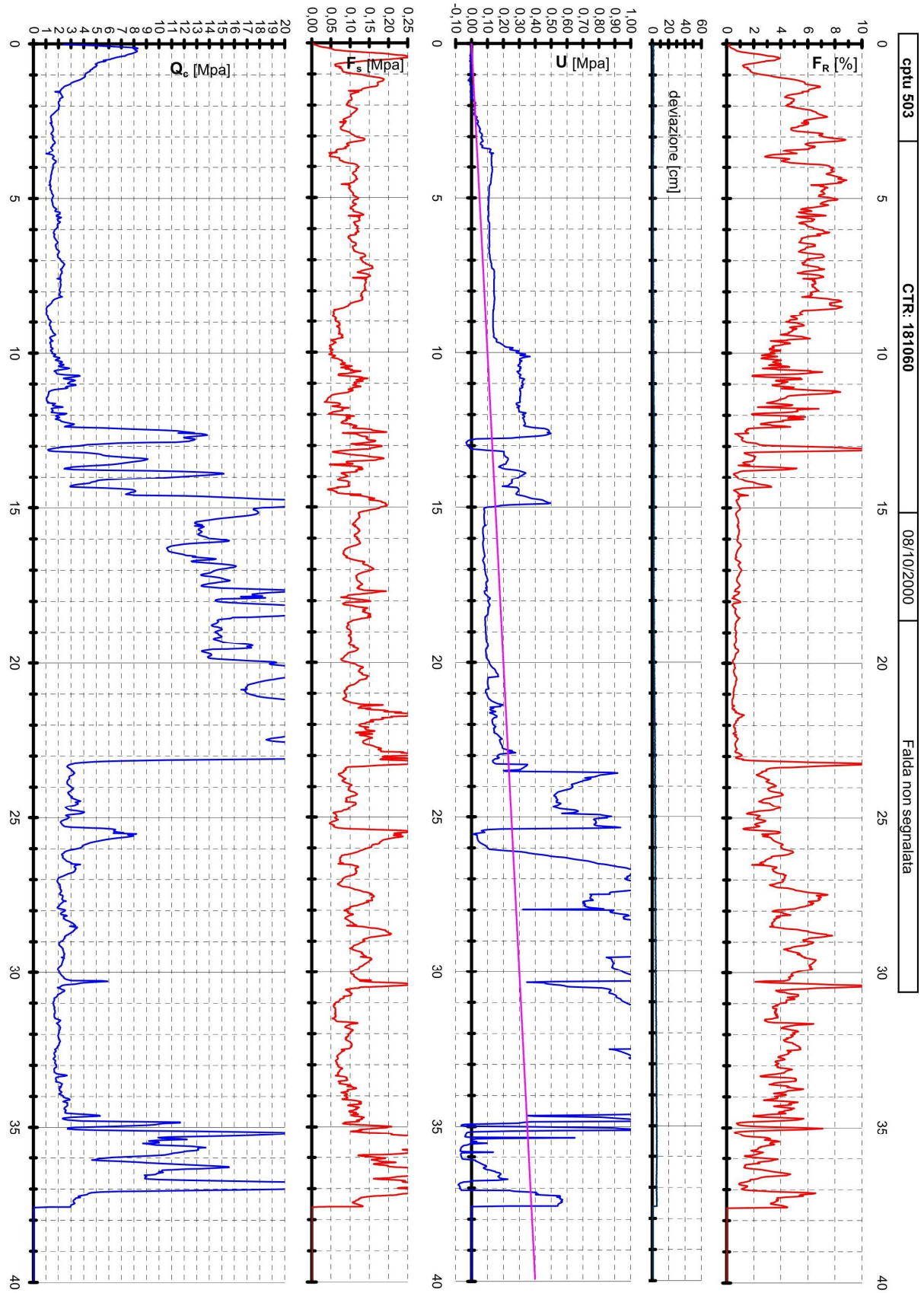
Gli studi effettuati confermano il rischio di amplificazione sismica di tipo stratigrafico in tutto il territorio comunale.

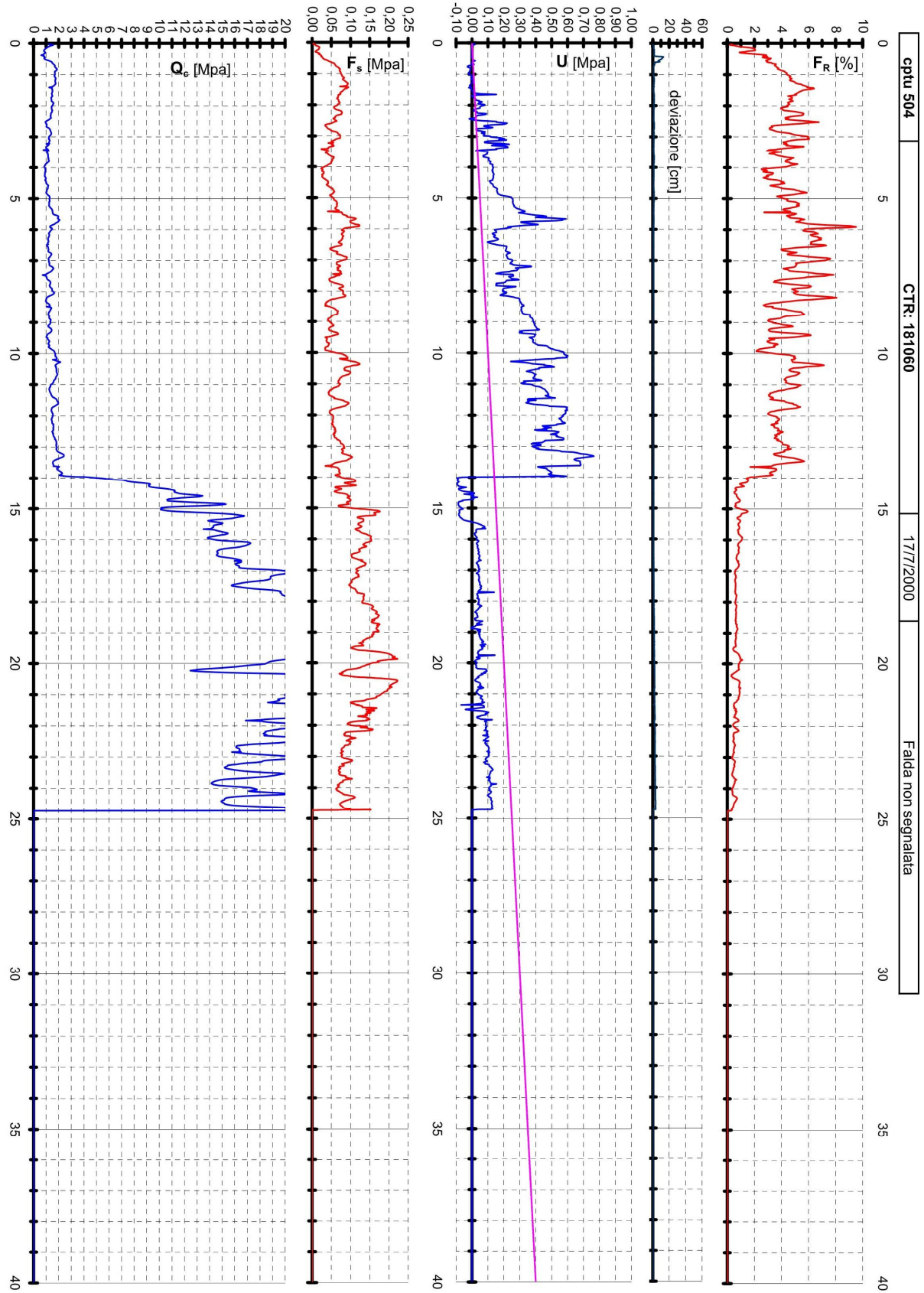
Occorre quindi che per ogni intervento edilizio siano effettuate indagini geognostiche più approfondite e specifiche valutazioni del rischio di amplificazione sismica.

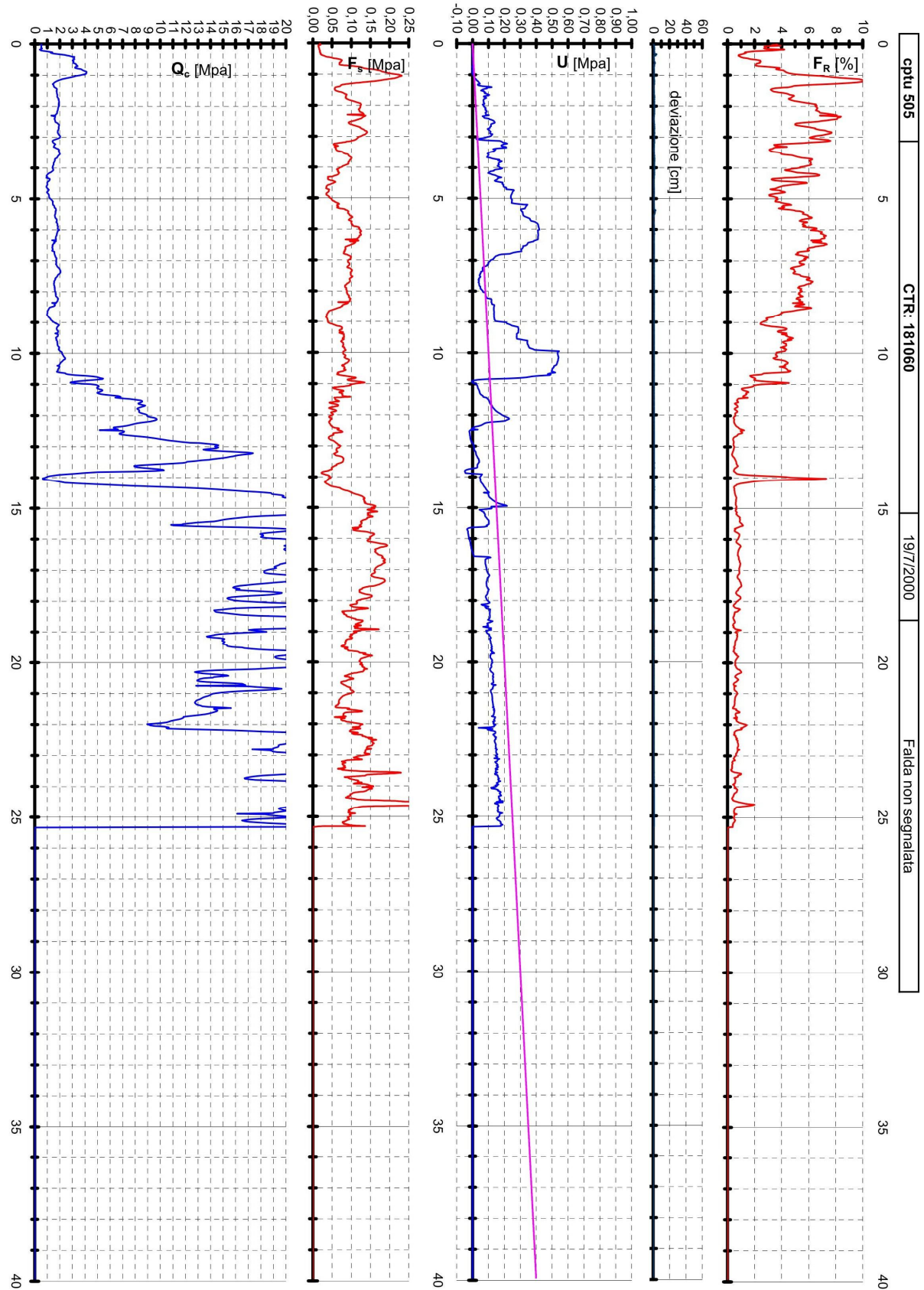
ALLEGATO A - PROVE PENETROMETRICHE

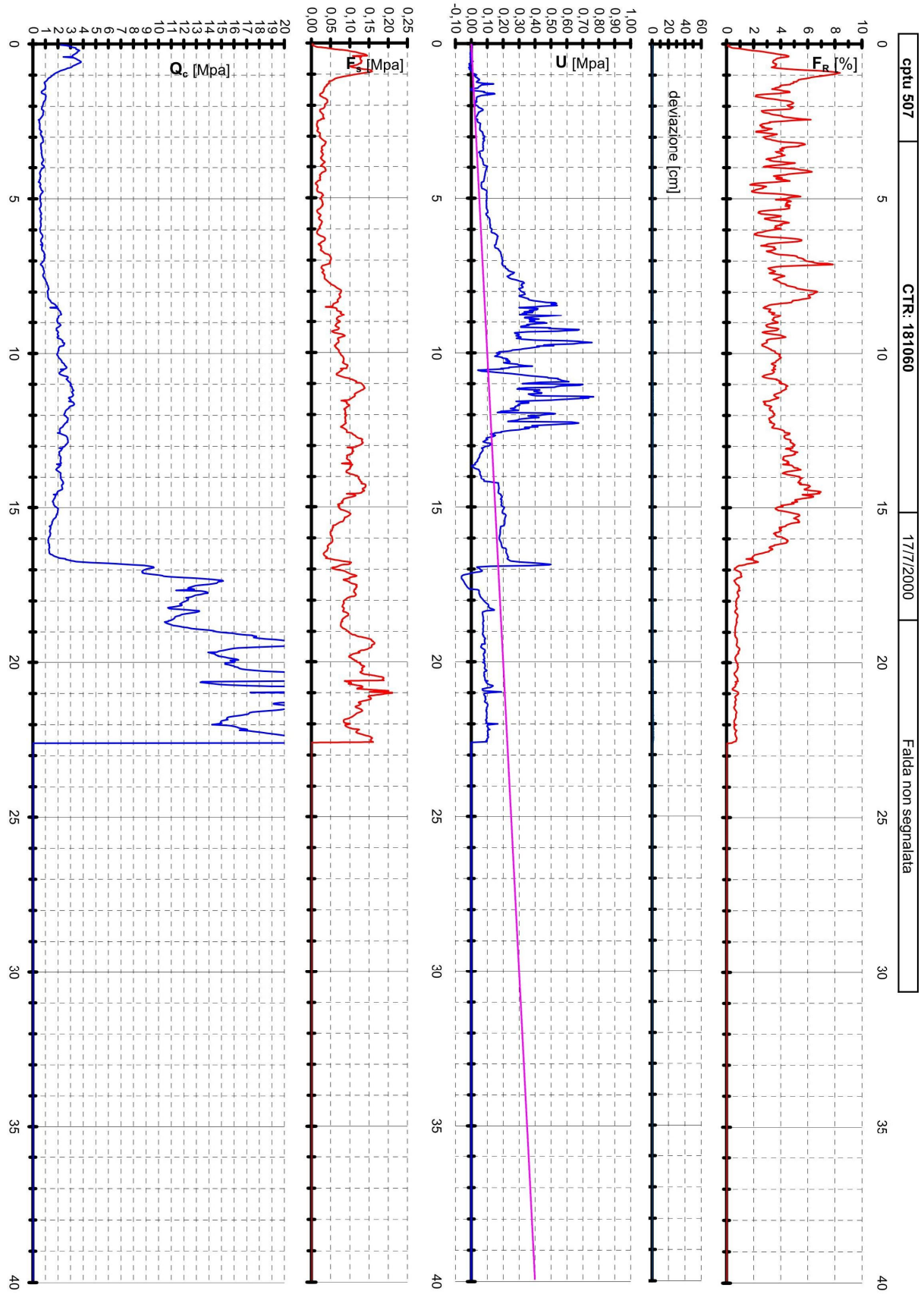


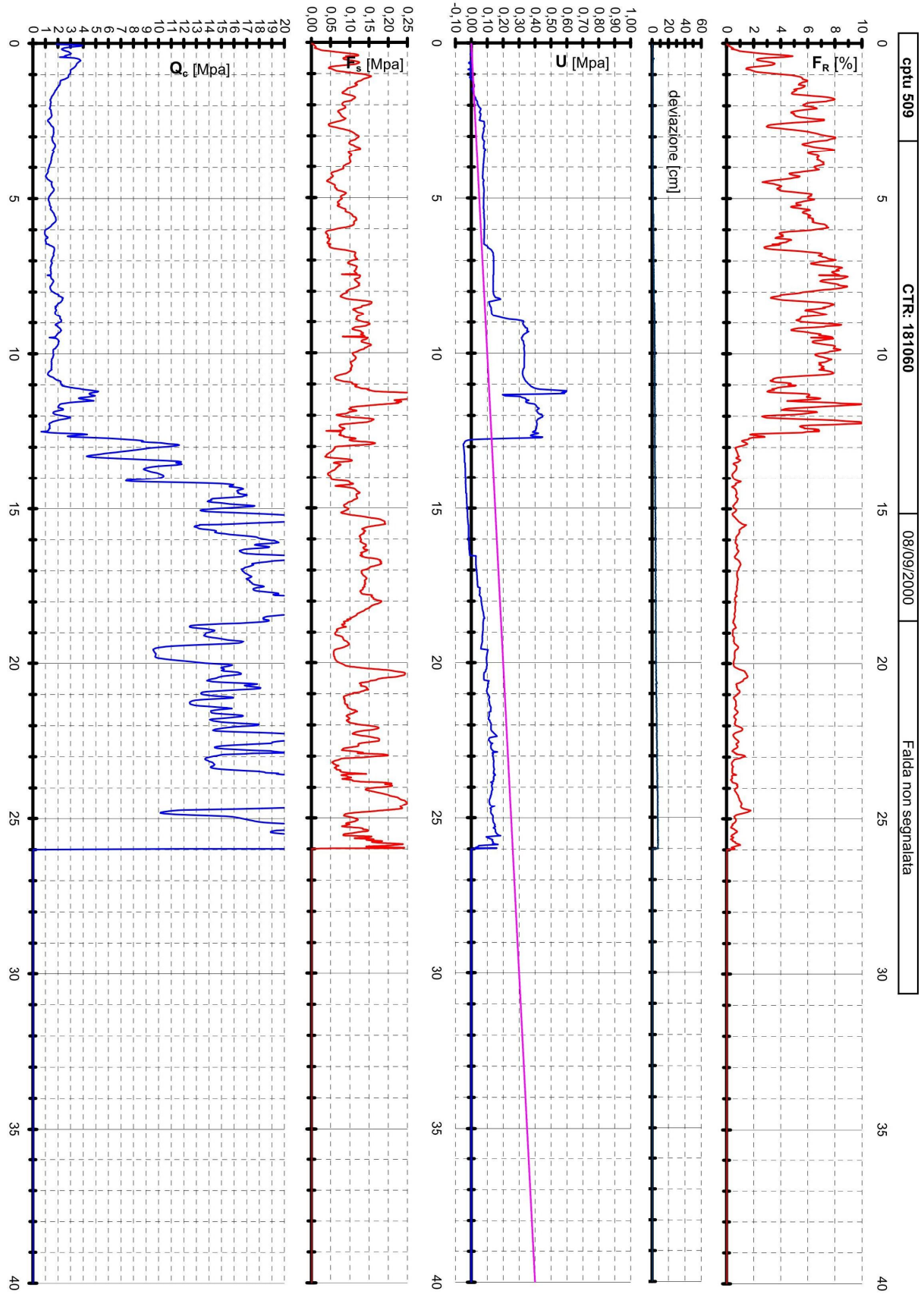


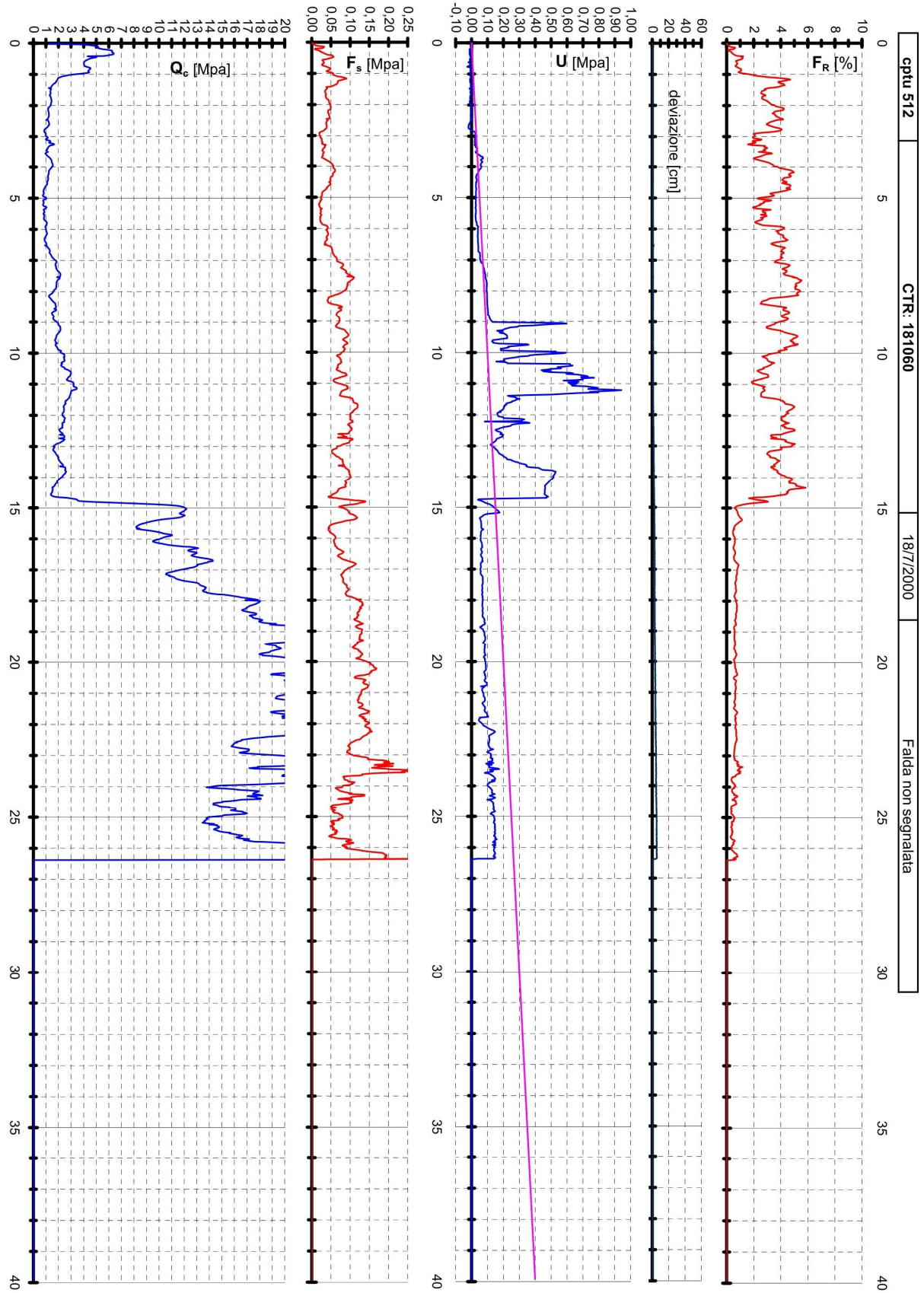


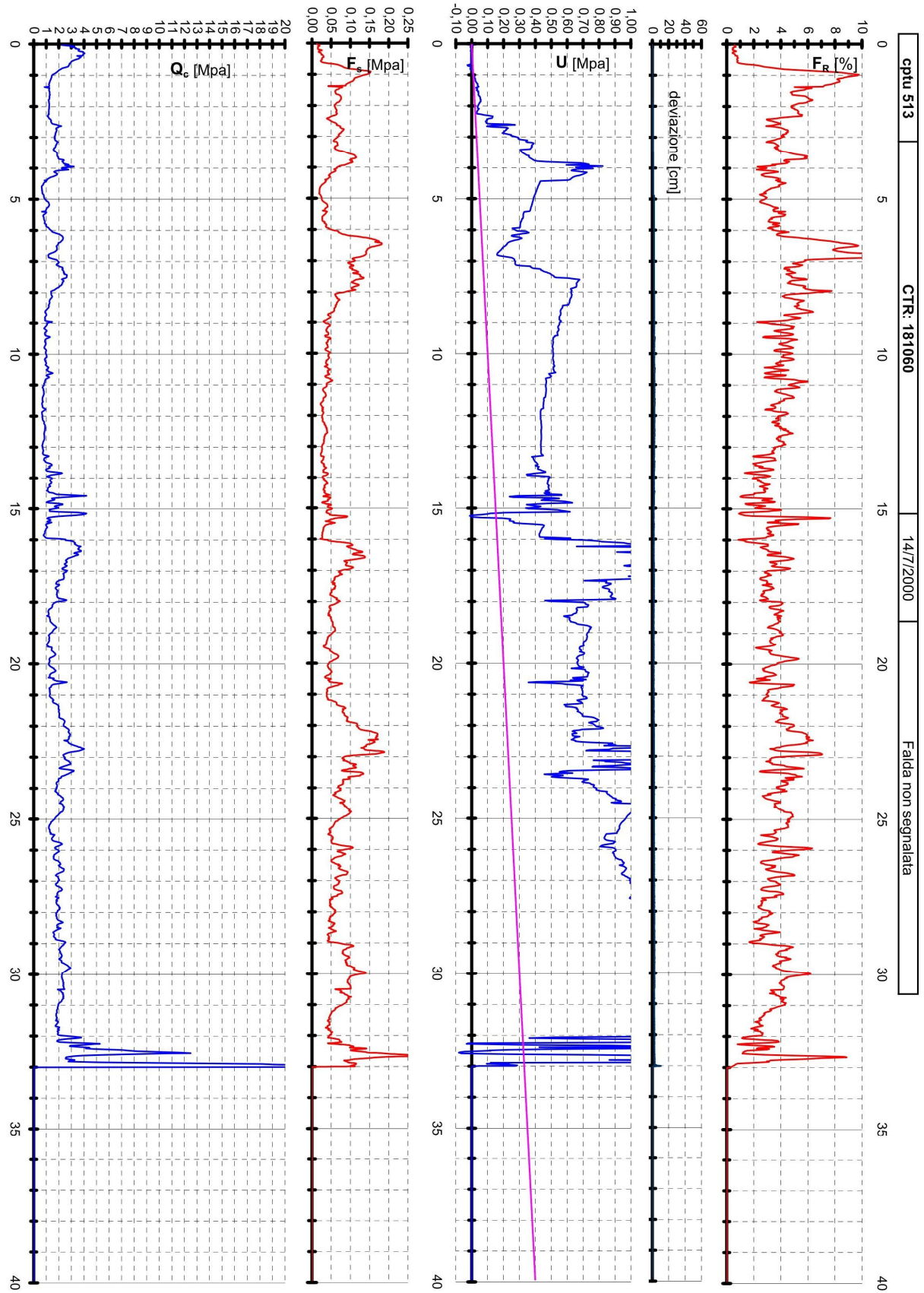


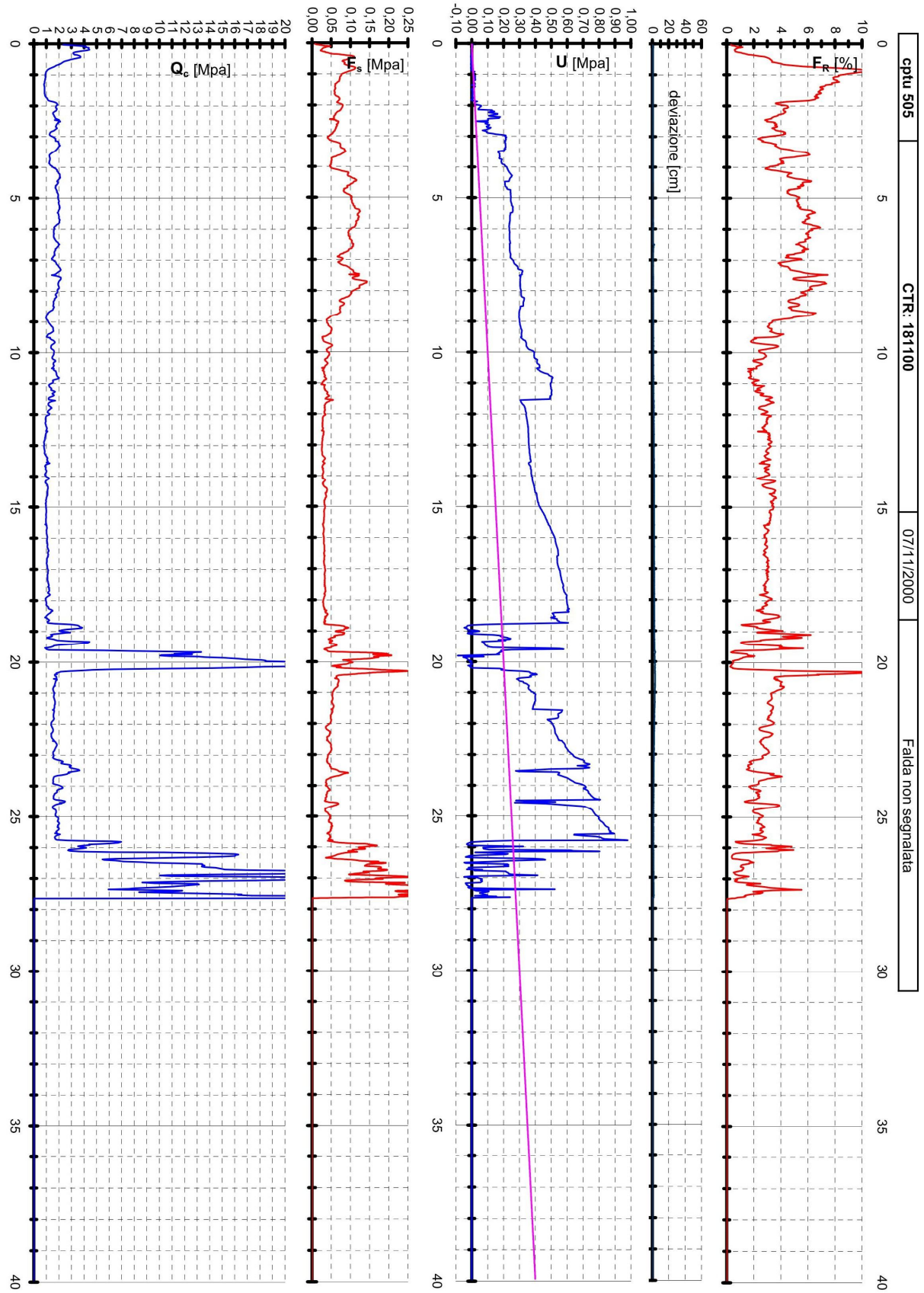












ALLEGATO B - PROVE MASW

Experimental data

Traces file name: soragna\masw\1042.dat

Number of sensors: 24

Sensors distance: 0m

Number of time samples: 4000

Acquisition timestep: 0.5ms

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: 1999.5 ms

Sensors are not reverted (the last one in the file is the last one for the analysis)

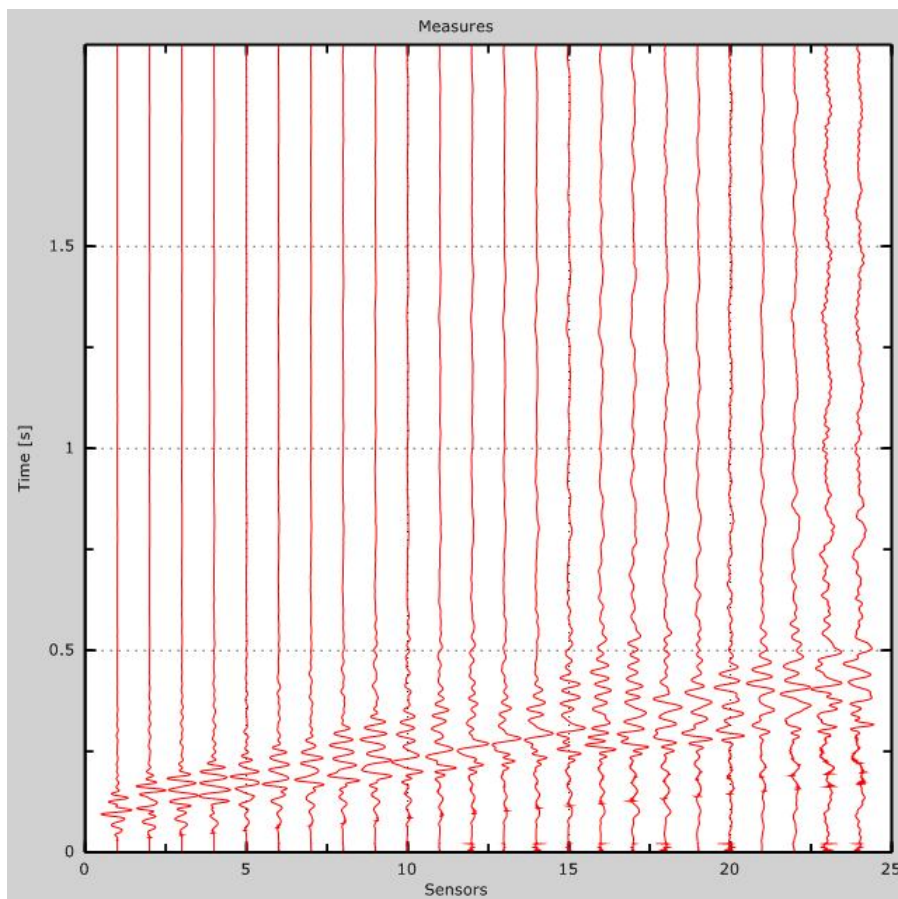


Figure 8.1: Experimental traces

Analysis results

Final frequency: 70Hz

Initial frequency: 2Hz

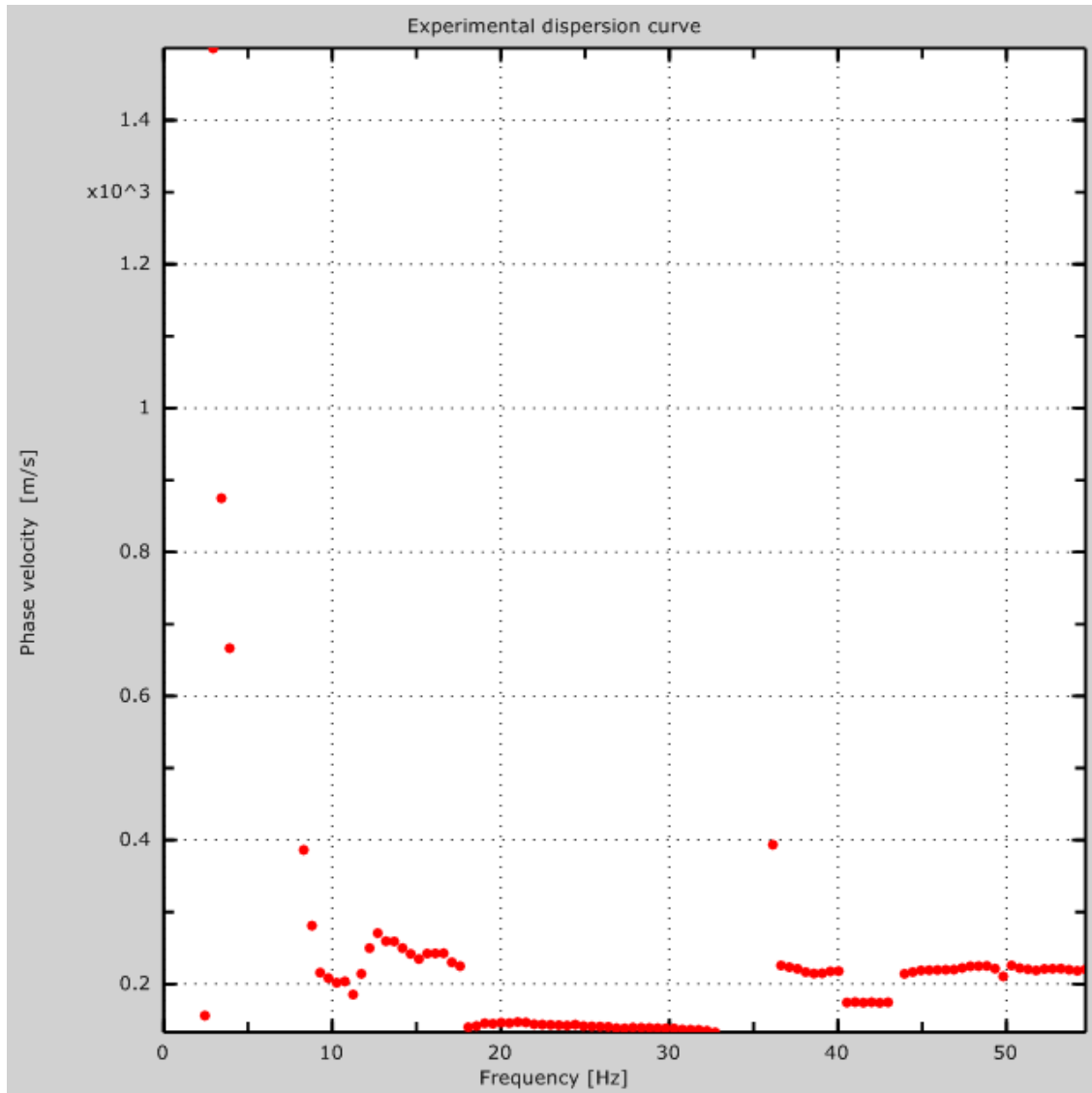


Figure 8.2: Experimental dispersion curve

Analysis results (P)

Traces file name: remi\1050.dat

Number of sensors: 24

Number of time samples: 3.26787e-312

Acquisition timestep: 4ms

Number of sensors used for the analysis: 24

The interval considered for the analysis starts at: 0ms

The interval considered for the analysis ends at: 29996ms

Sensors are not reverted (the last one in the file is the last one for the analysis)

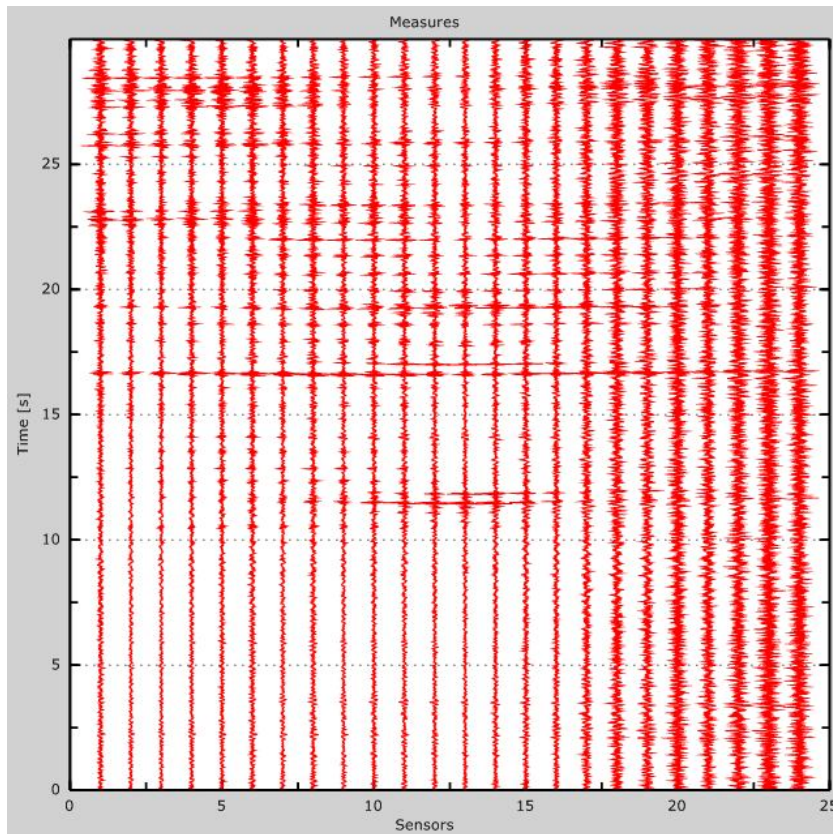


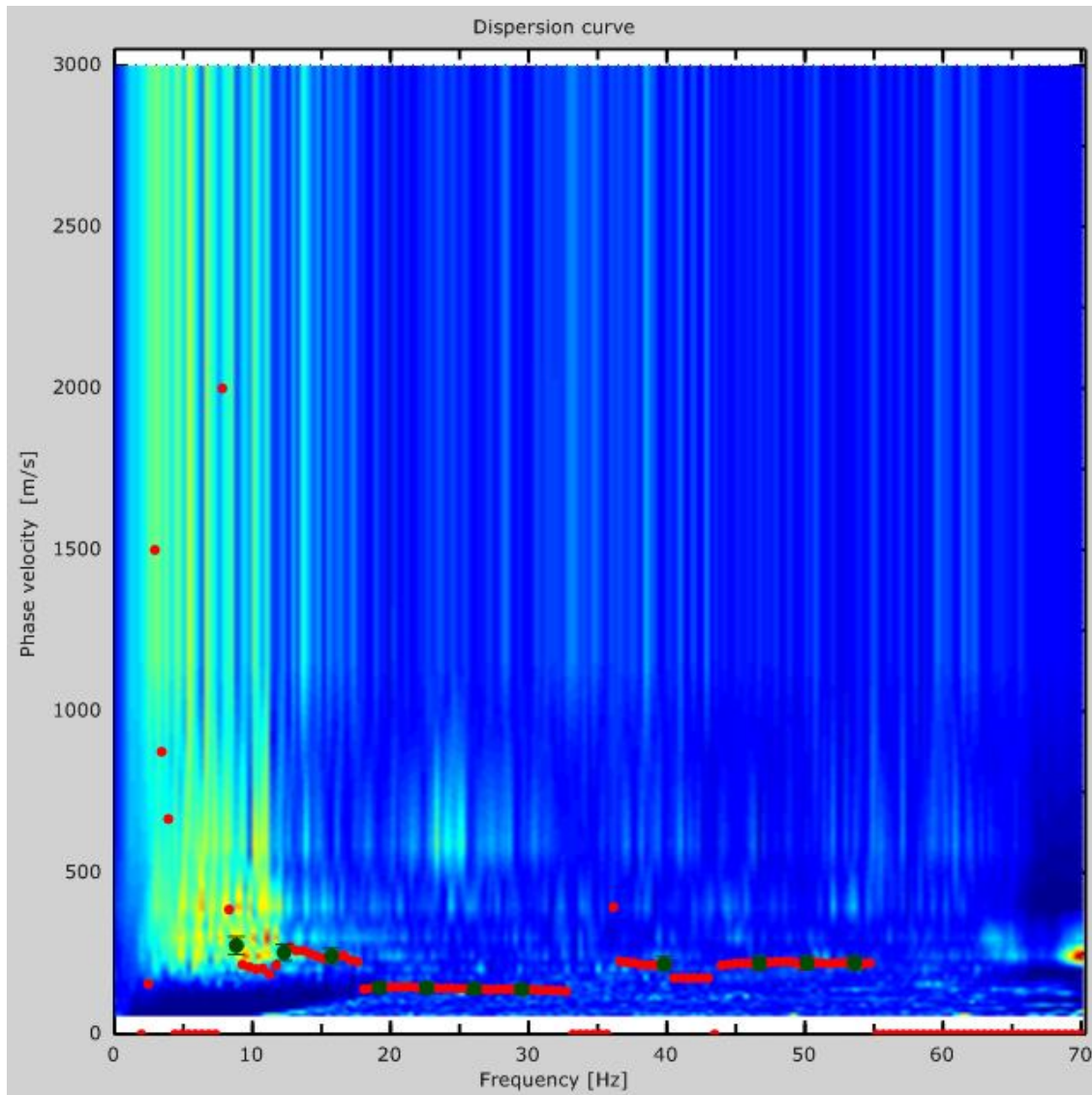
Figure 8.3: Experimental traces

Dispersion curve

Dispersion curve

Freq. [Hz]	V. fase [m/s]	V. fase min [m/s]	V. fase Max [m/s]
8.83789	274.716	247.244	302.187
12.2803	253.125	227.812	278.437
15.7227	242.469	218.222	266.716
19.165	145.374	130.836	159.911

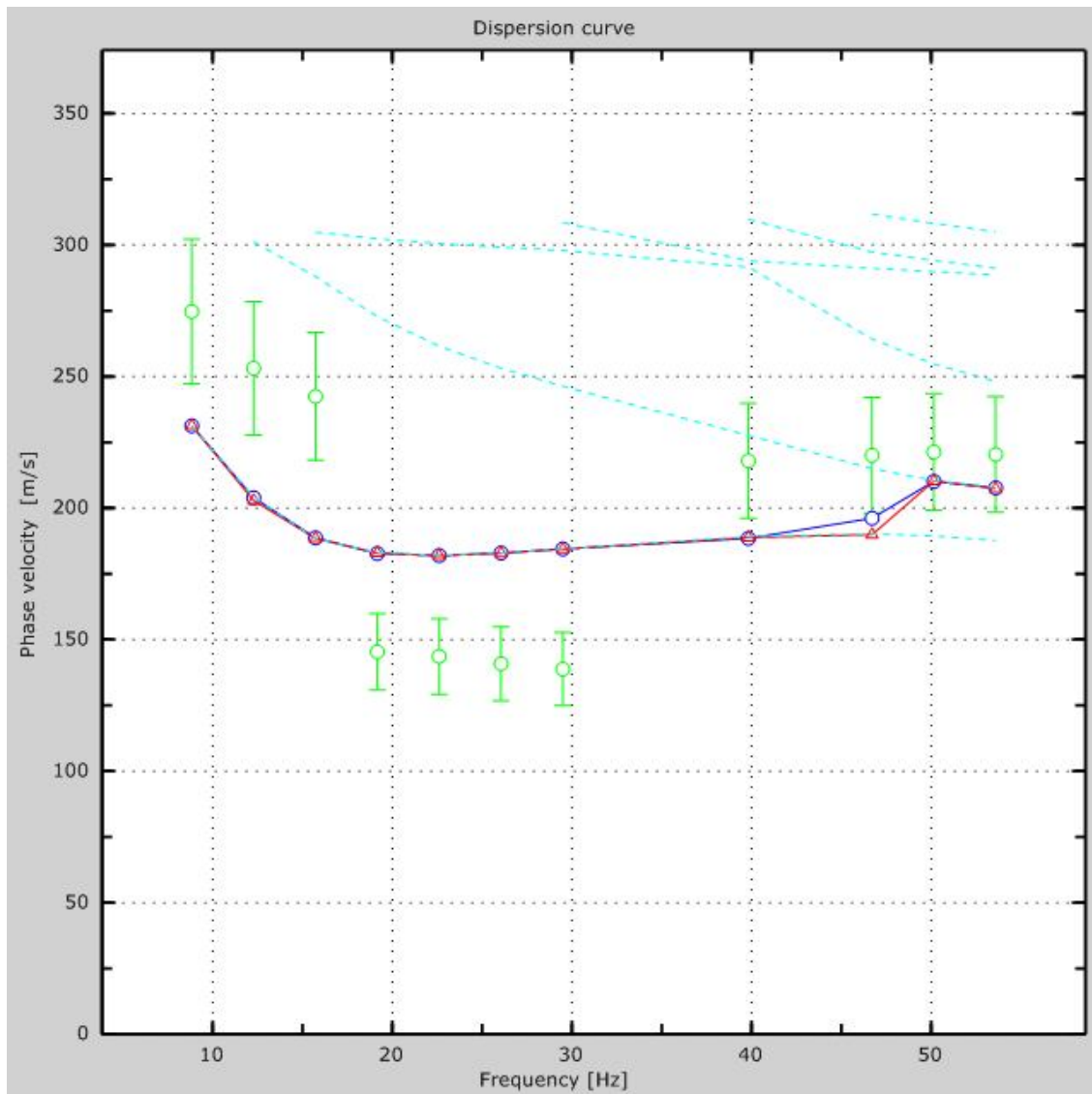
22.6074	143.613	129.252	157.974
26.0498	140.841	126.757	154.925
29.4922	138.788	124.909	152.667
39.8193	217.931	196.138	239.724
46.7041	220.087	198.078	242.096
50.1465	221.337	199.203	243.471
53.5889	220.386	198.348	242.425



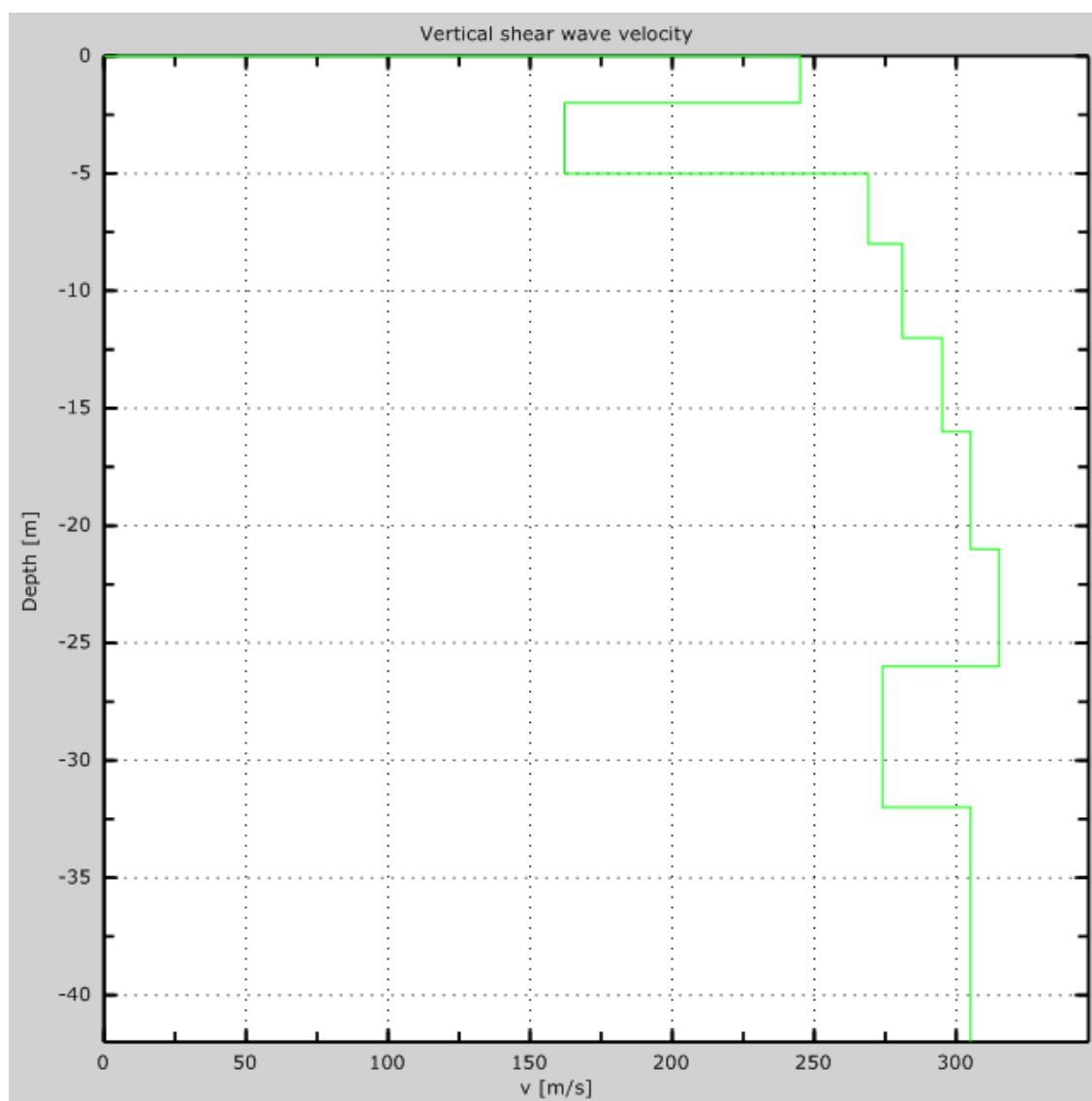
Dispersion curve

Field profile

Layer	h [m]	z [m]	Vs [m/s]	Vp [m/s]
1	2	-2	245	400
2	3	-5	162	265
3	3	-8	269	439
4	4	-12	281	459
5	4	-16	295	482
6	5	-21	305	571
7	5	-26	315	589
8	6	-32	274	447
9		-∞	305	498



Numerical velocities - experimental points (green), Rayleigh modes (cyan), apparent curve (blue), numerical curve (red)



Numerical Vs profile

ALLEGATO C - PROVE CON MICROTREMORI – METODO NAKAMURA

DATABASE_SISMA, HVSR-1

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 14:56:04 End recording: 02/03/12 15:08:05

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

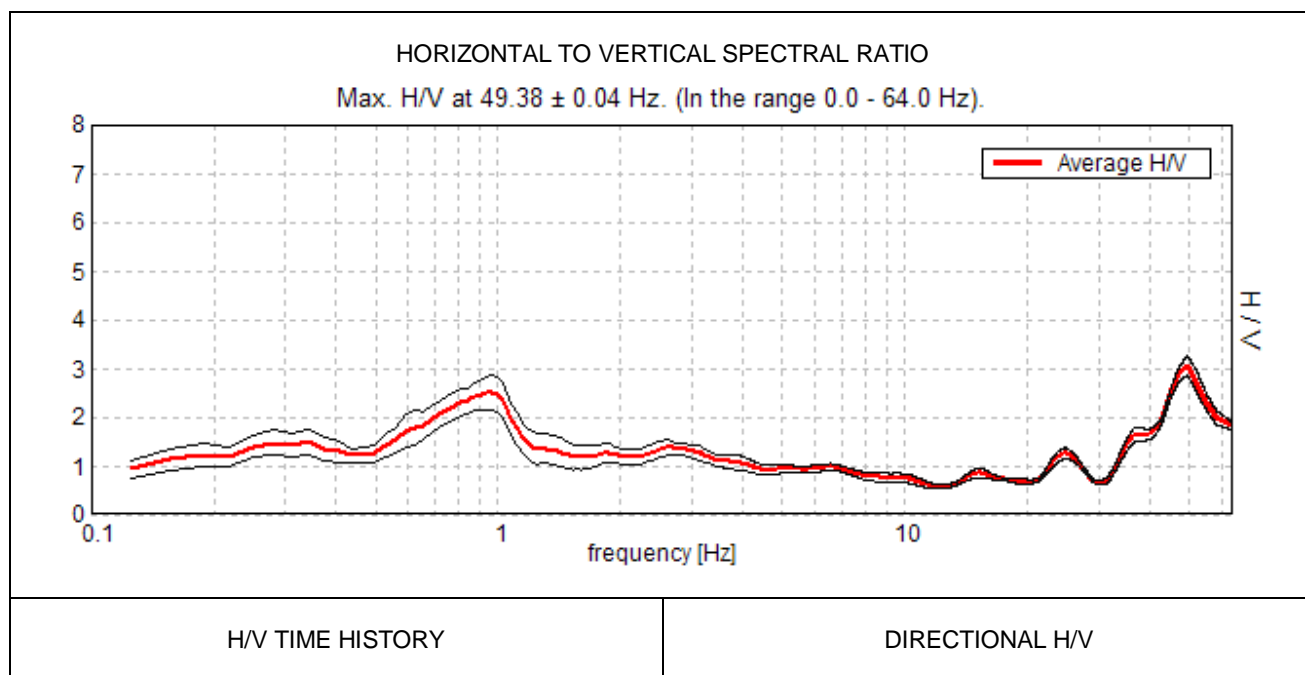
Trace length: 0h12'00". Analyzed 64% trace (manual window selection)

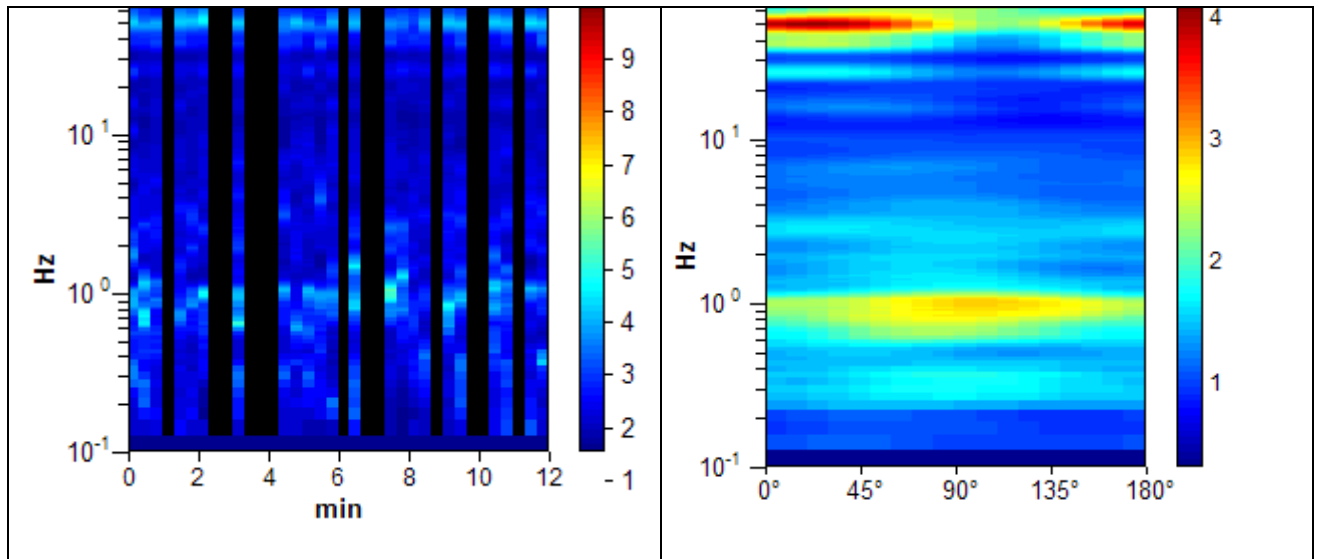
Sampling frequency: 128 Hz

Window size: 20 s

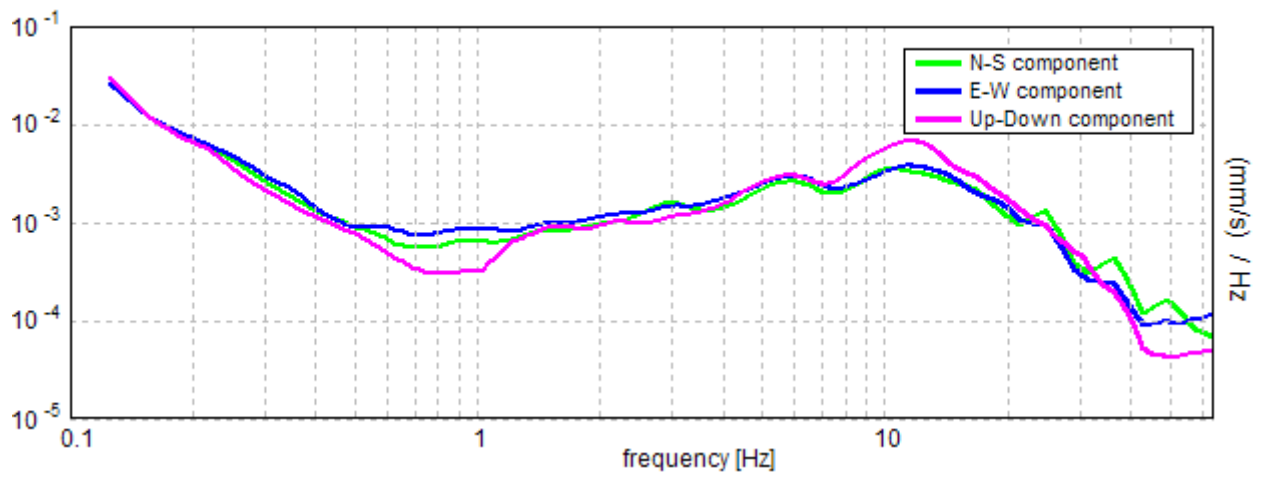
Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%



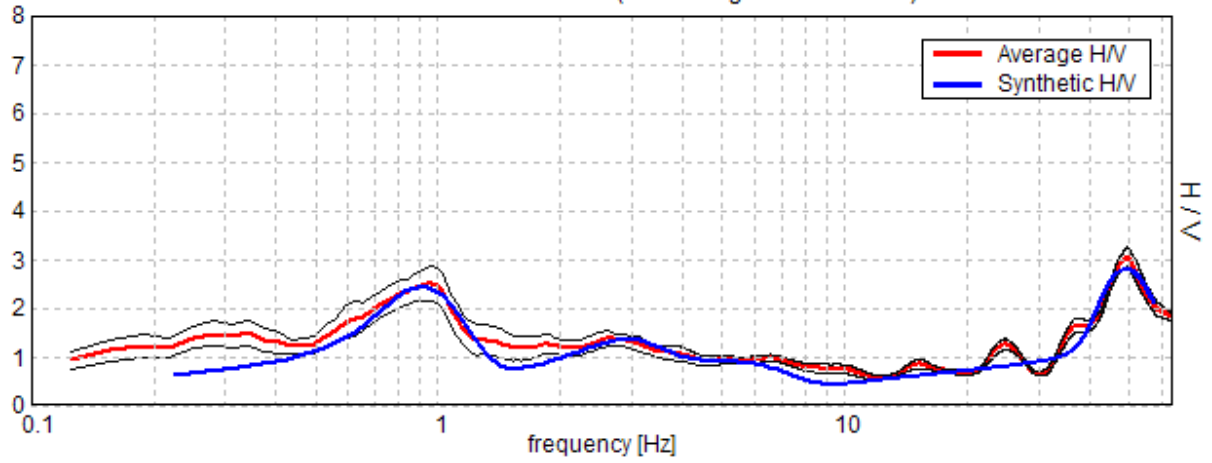


SINGLE COMPONENT SPECTRA

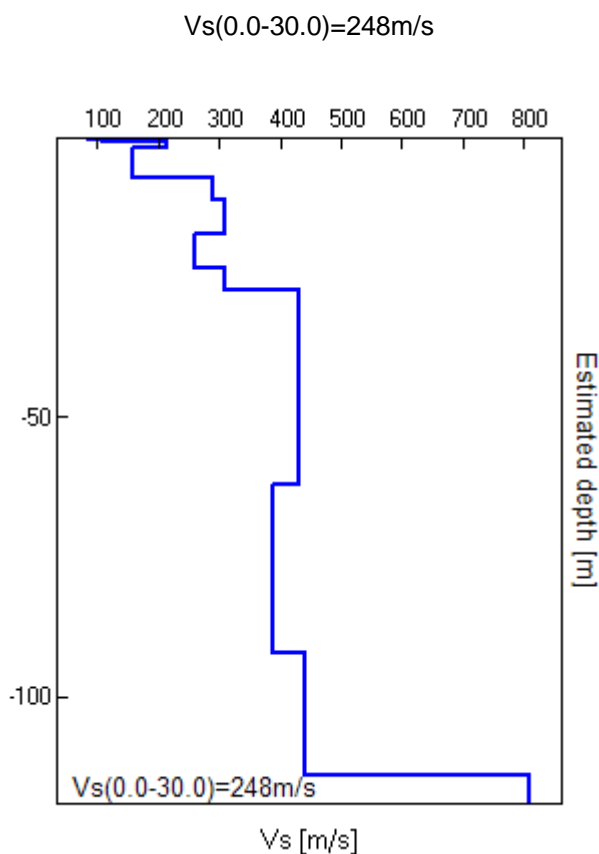


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 49.38 ± 0.04 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	85	0.33
0.60	0.40	110	0.35
1.60	1.00	215	0.35
7.10	5.50	160	0.35
11.10	4.00	290	0.35
17.10	6.00	310	0.35
23.10	6.00	260	0.35
27.10	4.00	310	0.35
62.10	35.00	430	0.35
92.10	30.00	390	0.35
114.10	22.00	440	0.35
inf.	inf.	810	0.35



Max. H/V at 49.38 ± 0.04 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz)			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	49.38 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	22712.5 > 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 1259 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$	35.781 Hz	OK	
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	3.05 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.00037 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.01833 < 2.46875$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.0939 < 1.58$	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, HVSR-2

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 15:14:55 End recording: 02/03/12 15:26:56

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

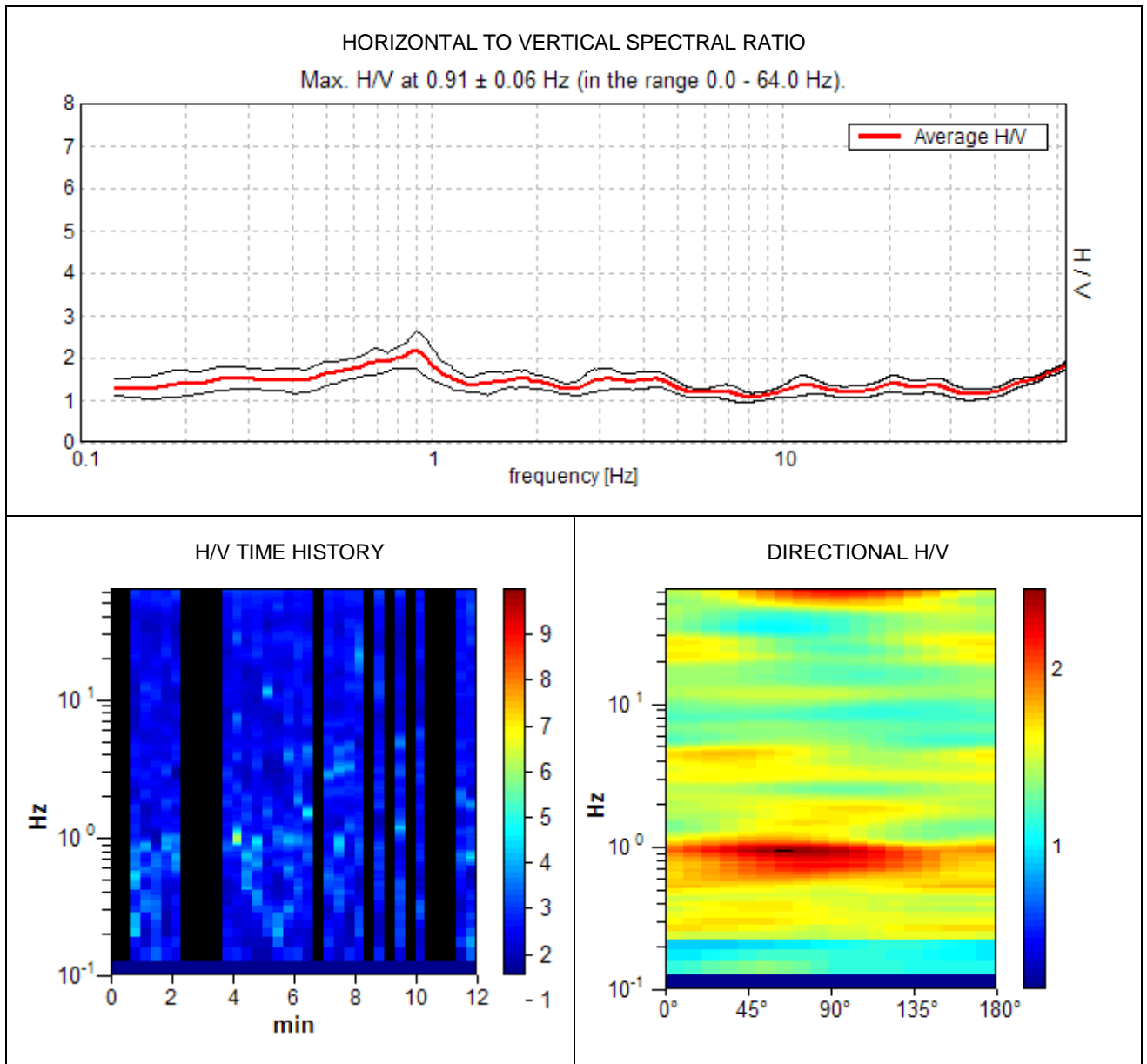
Trace length: 0h12'00". Analyzed 64% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

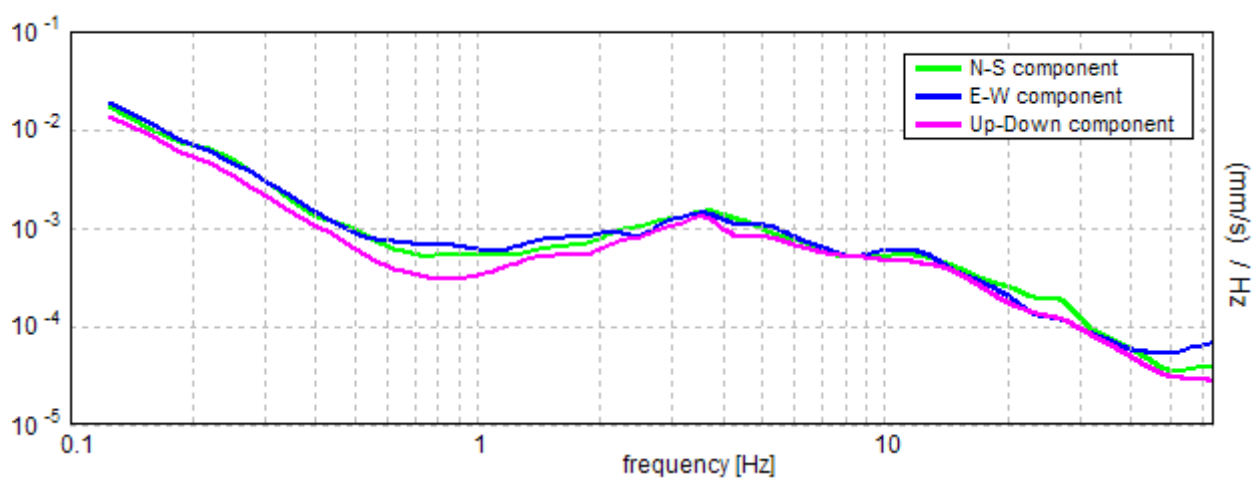
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

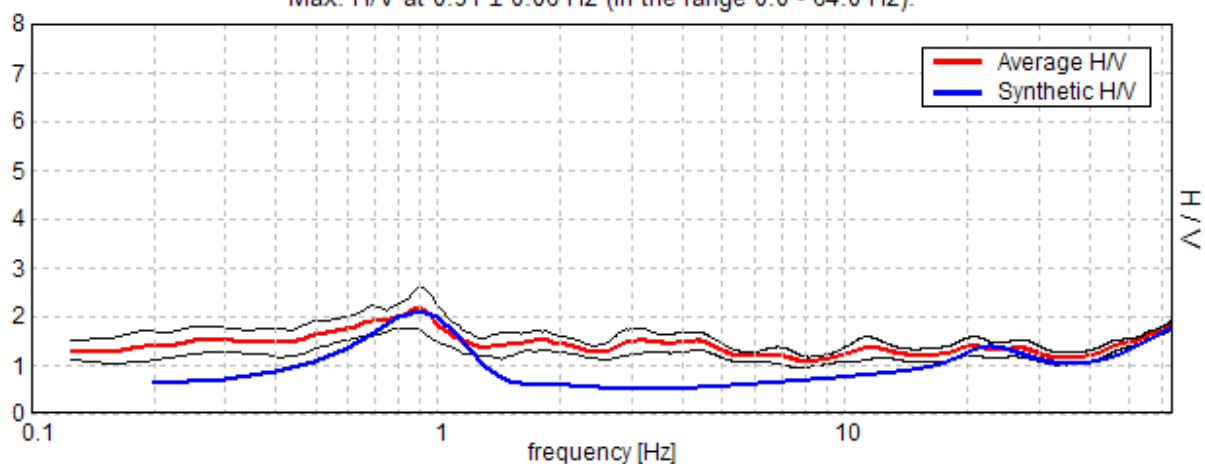


SINGLE COMPONENT SPECTRA

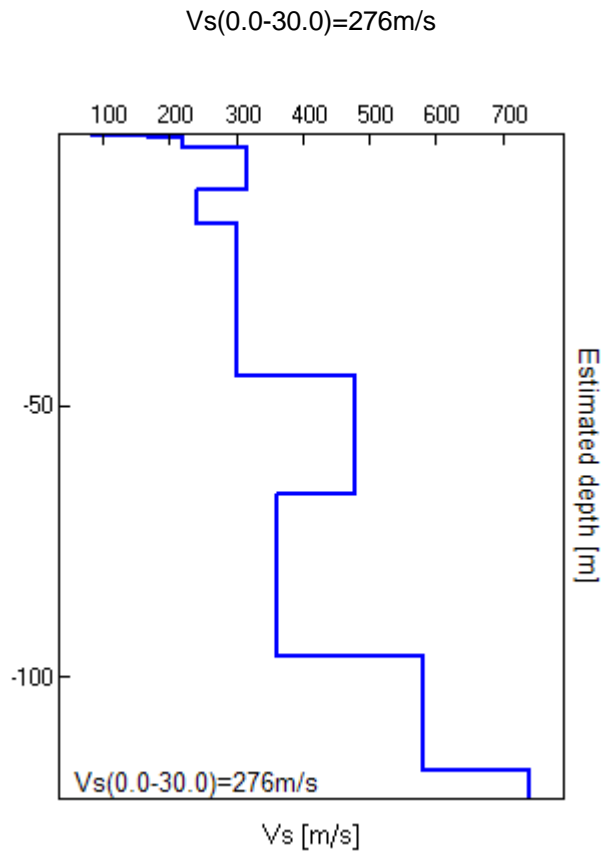


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 0.91 ± 0.06 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.10	0,10	85	0.35
0.30	0,20	110	0.35
0.60	0,30	170	0.35
2.40	1,80	220	0.35
10.40	8,00	315	0.35
16.40	6,00	240	0.35
44.40	28,00	300	0.35
66.40	22,00	480	0.35
96.40	30,00	360	0.35
117.40	21,00	580	0.28
inf.	inf.	740	0.36



Max. H/V at 0.91 ± 0.06 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	$0.91 > 0.50$	OK	
$n_c(f_0) > 200$	$416.9 > 200$	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 44 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$			NO
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	$2.16 > 2$	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.03322 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.03011 < 0.13594$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.208 < 2.0$	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, HVSR-3

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 15:32:29 End recording: 02/03/12 15:44:30

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

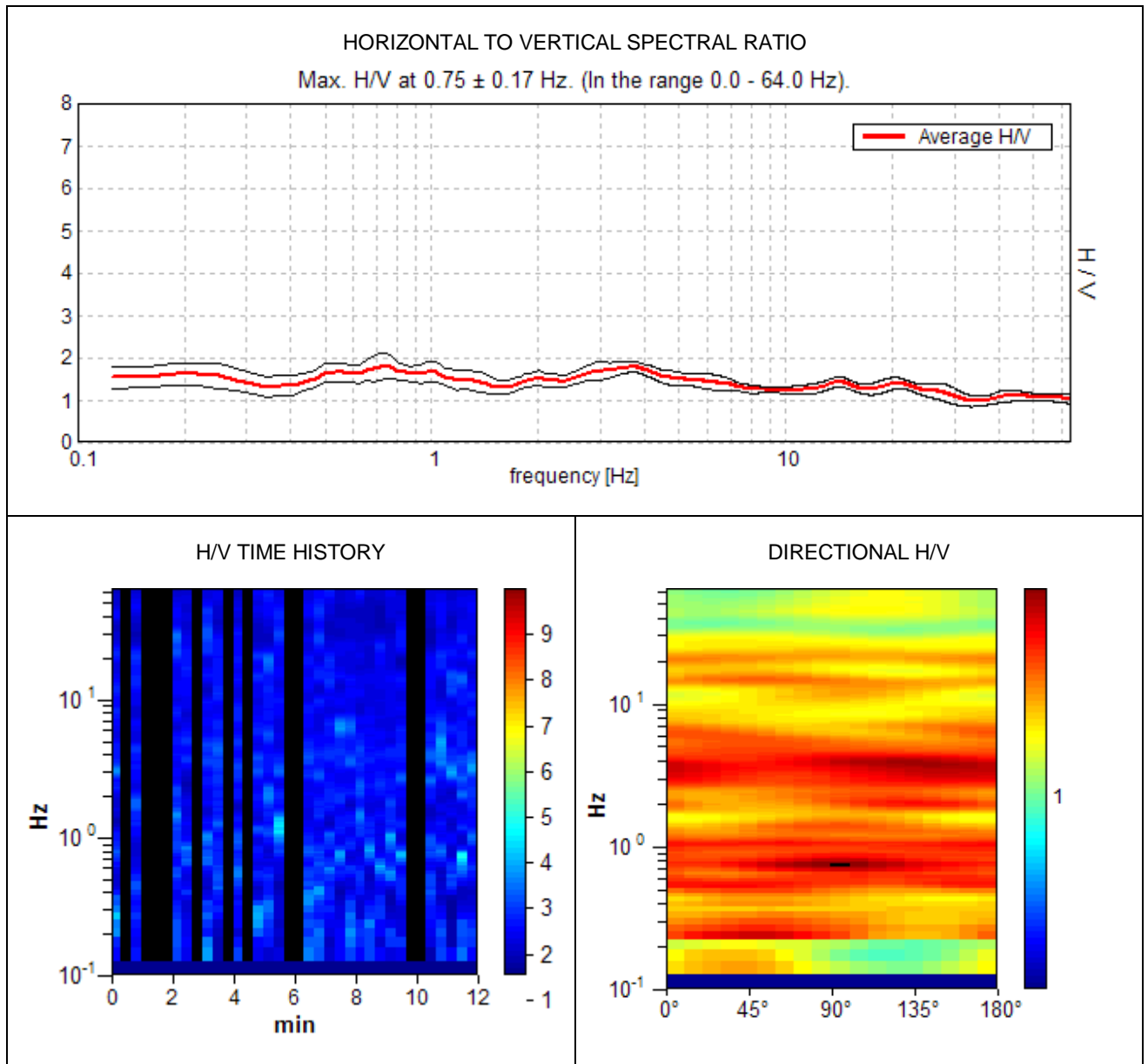
Trace length: 0h12'00". Analyzed 69% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

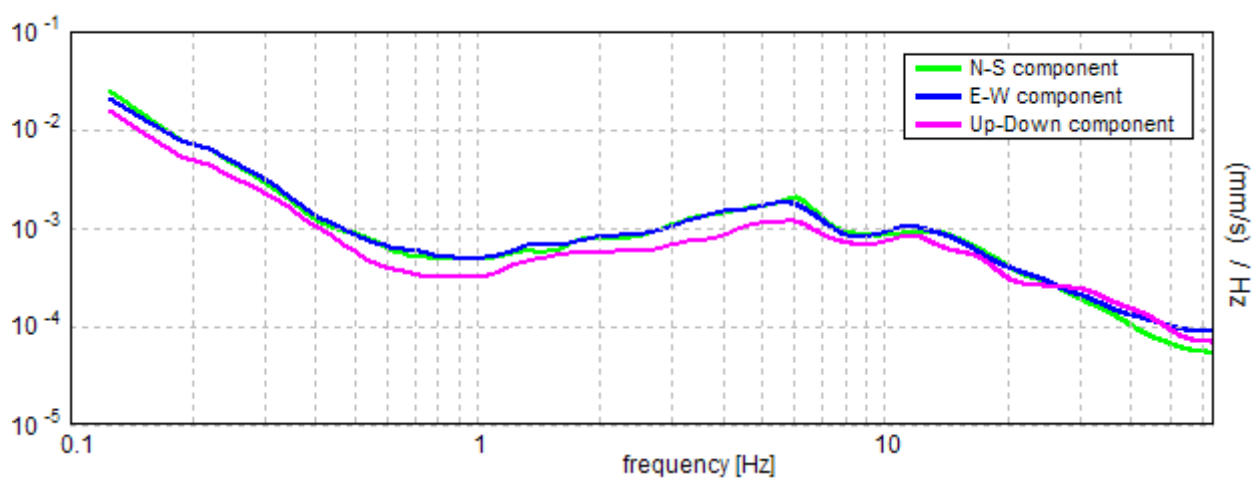
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

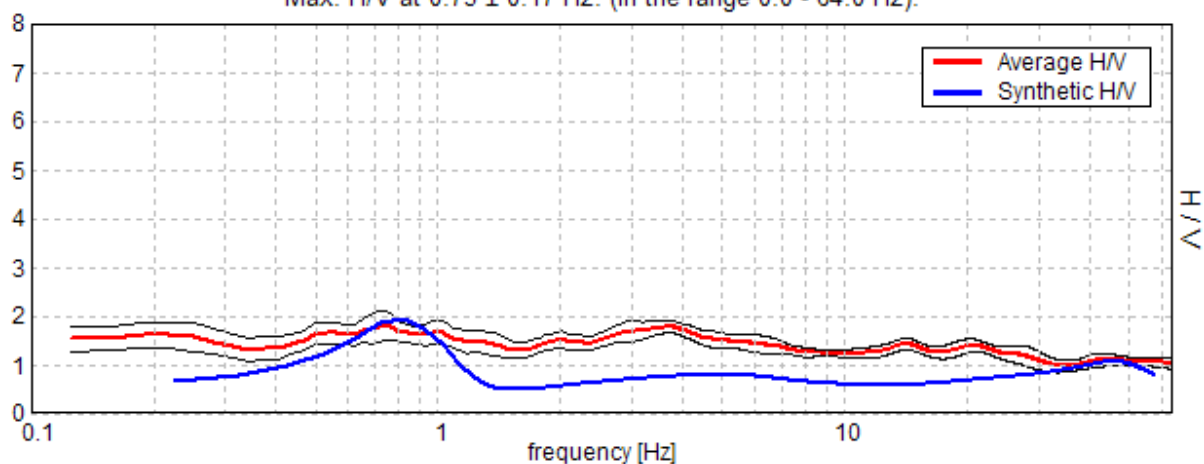


SINGLE COMPONENT SPECTRA

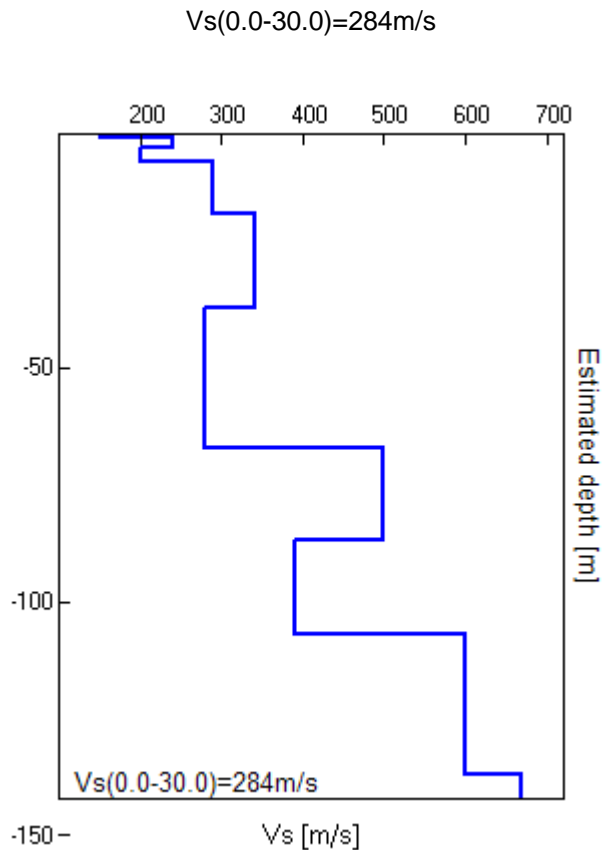


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 0.75 ± 0.17 Hz. (In the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.80	0,80	150	0.35
3.00	2,20	240	0.35
6.00	3,00	200	0.35
17.00	11,00	290	0.35
37.00	20,00	340	0.35
67.00	30,00	280	0.35
87.00	20,00	500	0.35
107.00	20,00	390	0.35
137.00	30,00	600	0.35
inf.	inf.	670	0.35



Max. H/V at 0.75 ± 0.17 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	$0.75 > 0.50$	OK	
$n_c(f_0) > 200$	$375.0 > 200$	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 37 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$			NO
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	$1.80 > 2$		NO
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.10526 < 0.05$		NO
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.07895 < 0.1125$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.1347 < 2.0$	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, HVSR-4

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 15:51:03 End recording: 02/03/12 16:03:04

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

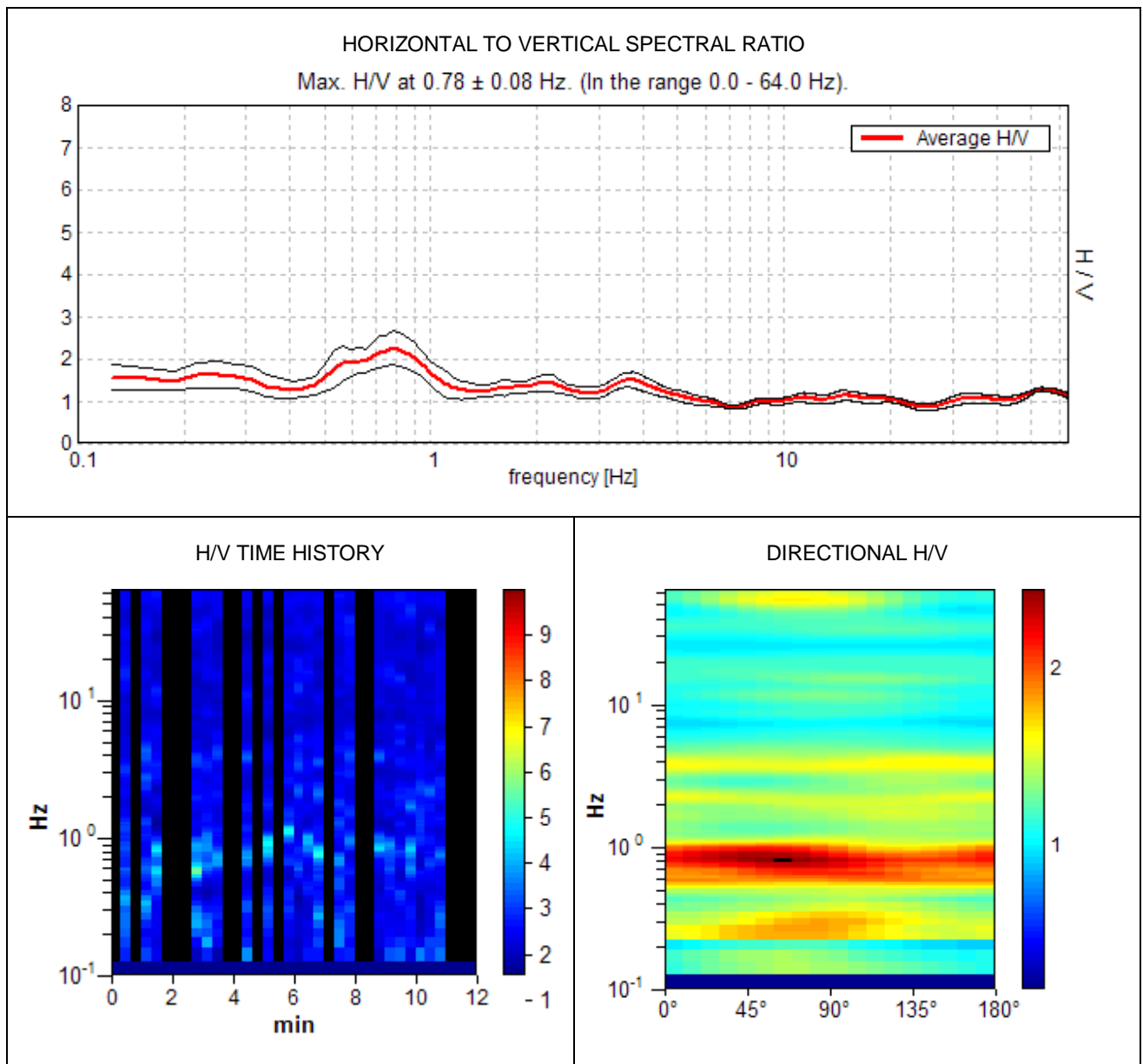
Trace length: 0h12'00". Analyzed 58% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

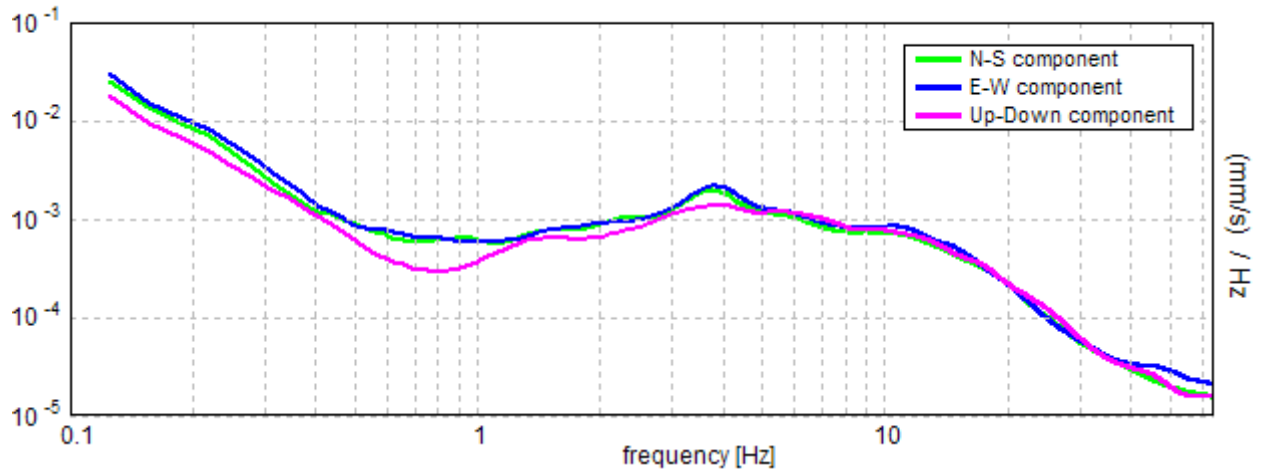
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

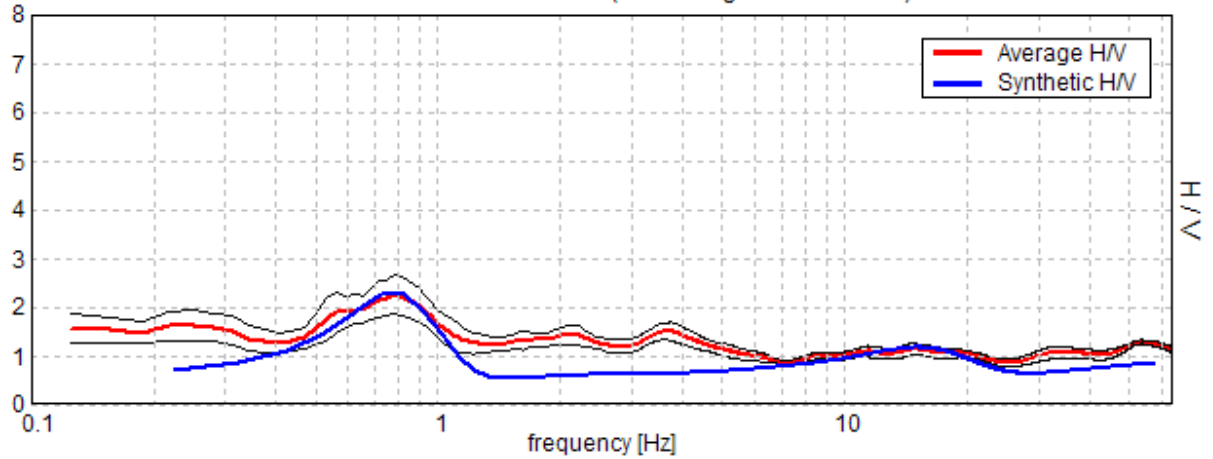


SINGLE COMPONENT SPECTRA

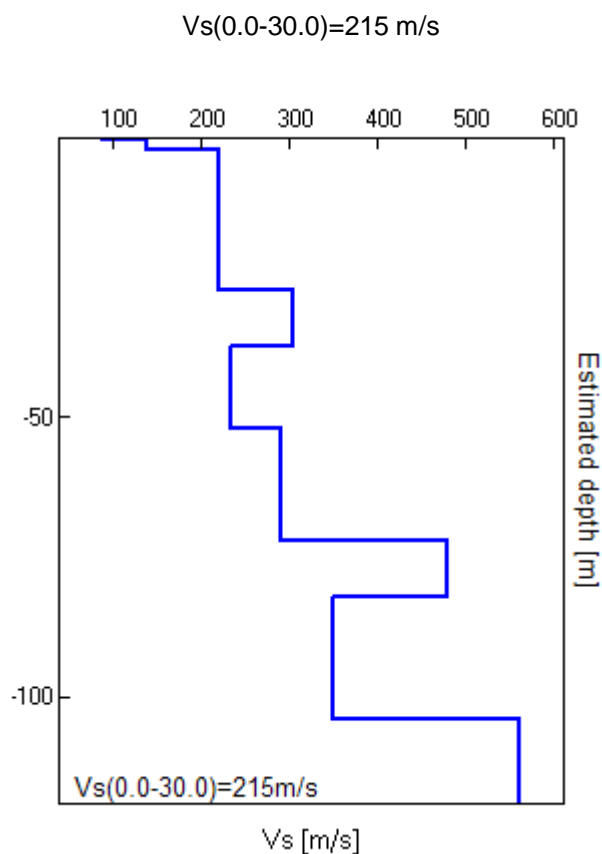


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 0.78 ± 0.08 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	90	0.35
2.10	1,80	140	0.35
27.10	25,00	220	0.35
37.10	10,00	305	0.35
52.10	15,00	235	0.35
72.10	20,00	290	0.35
82.10	10,00	480	0.35
104.10	22,00	350	0.35
114.10	10,00	560	0.35
inf.	inf.	560	0.35



Max. H/V at 0.78 ± 0.08 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).			
Criteria for a reliable HVSR curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	$0.78 > 0.50$	OK	
$n_c(f_0) > 200$	$328.1 > 200$	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5$ Hz $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5$ Hz	Exceeded 0 out of 38 times	OK	
Criteria for a clear HVSR peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$			NO
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$			NO
$A_0 > 2$	$2.27 > 2$	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.04916 < 0.05$	OK	
$\sigma_i < \varepsilon(f_0)$	$0.0384 < 0.11719$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.1884 < 2.0$	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, HVSR-5

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 16:14:35 End recording: 02/03/12 16:26:36

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

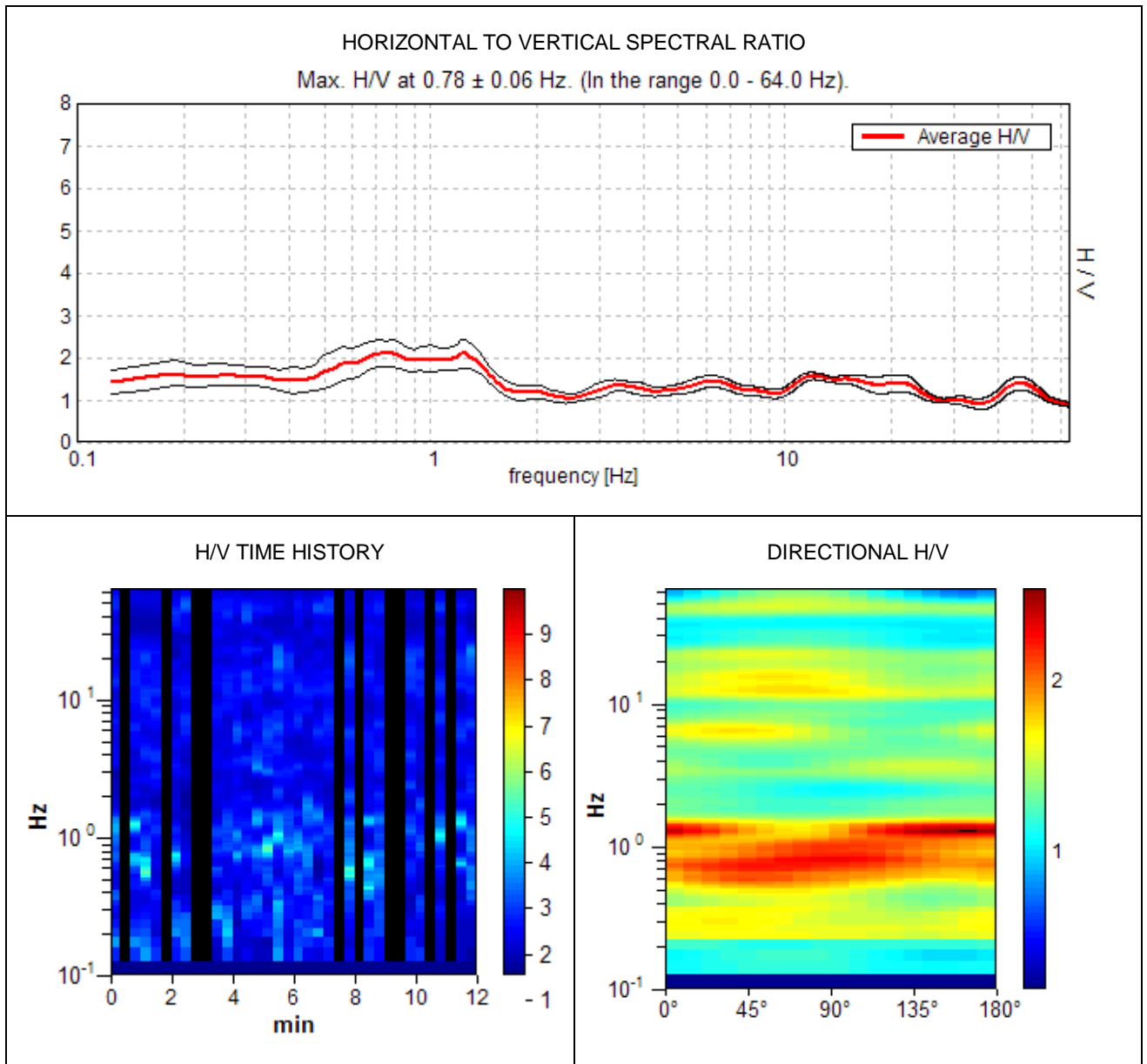
Trace length: 0h12'00". Analyzed 72% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

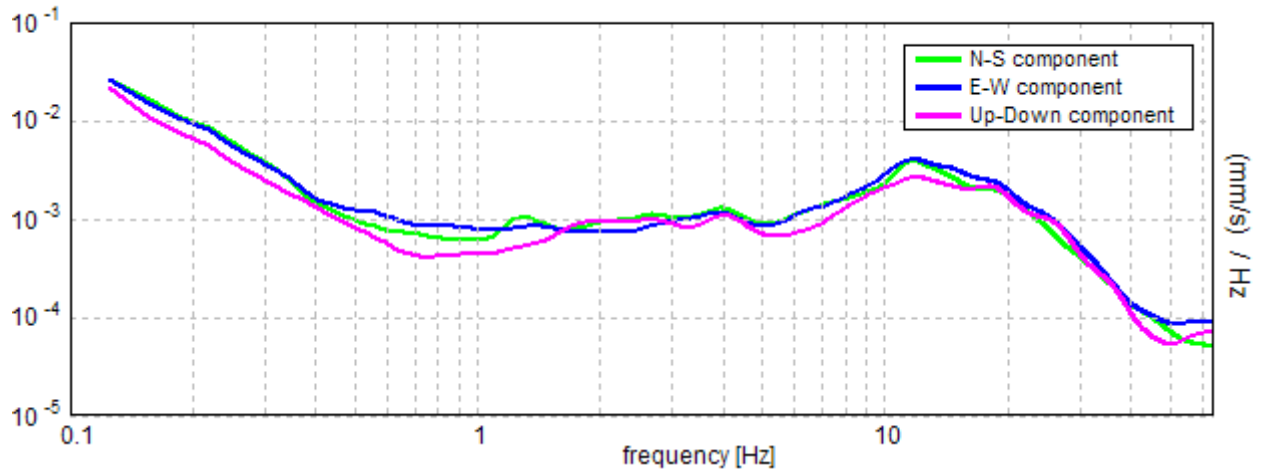
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

Smoothing: 15%

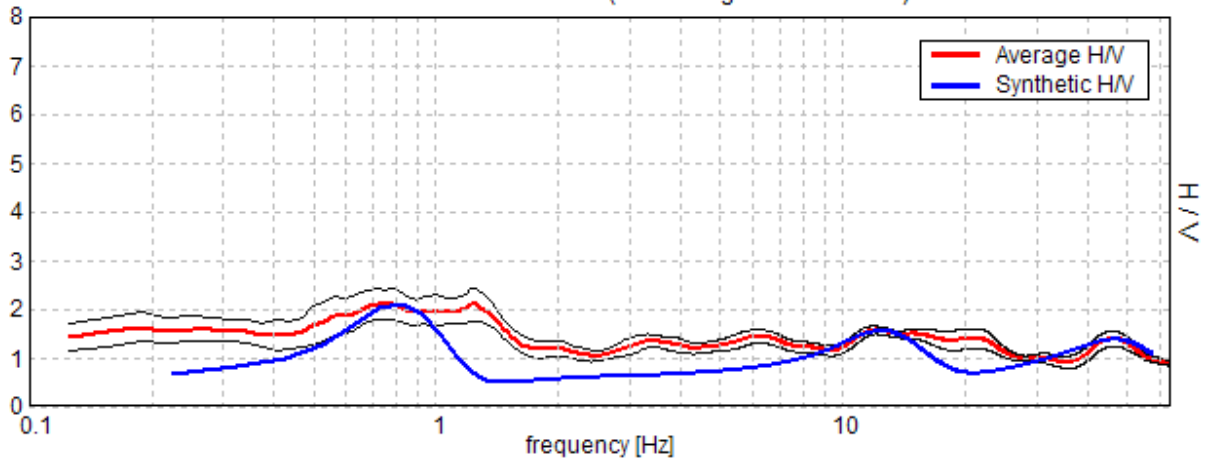


SINGLE COMPONENT SPECTRA

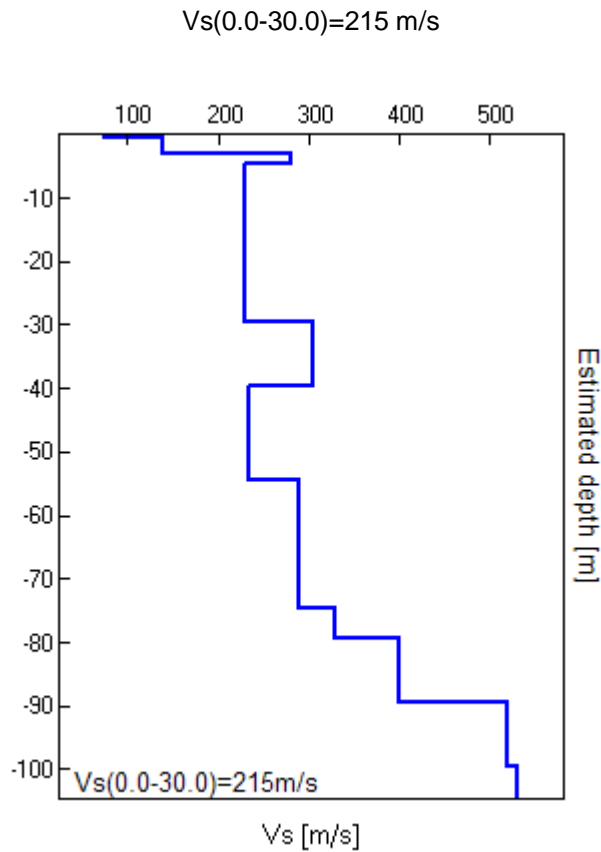


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V

Max. H/V at 0.78 ± 0.06 Hz. (In the range 0.0 - 64.0 Hz).



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.38	0,38	75	0.35
2.98	2,60	140	0.35
4.48	1,50	280	0.35
29.48	25,00	230	0.35
39.48	10,00	305	0.35
54.48	15,00	235	0.35
74.48	20,00	290	0.35
79.48	5,00	330	0.35
89.48	10,00	400	0.35
99.48	10,00	520	0.35
inf.	inf.	530	0.36



Max. H/V at 0.78 ± 0.06 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

Criteria for a reliable HVSR curve
[All 3 should be fulfilled]

$f_0 > 10 / L_w$	$0.78 > 0.50$	OK	
$n_c(f_0) > 200$	$406.3 > 200$	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 38 times	OK	

Criteria for a clear HVSR peak
[At least 5 out of 6 should be fulfilled]

Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$			NO
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$	2.375 Hz	OK	
$A_0 > 2$	$2.11 > 2$	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.03883 < 0.05$	OK	
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.03034 < 0.11719$	OK	
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.1547 < 2.0$	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, HVSR-6

Instrument: TEP-0059/01-10

Start recording: 02/03/12 16:36:06 End recording: 02/03/12 16:48:07

Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN

GPS data not available

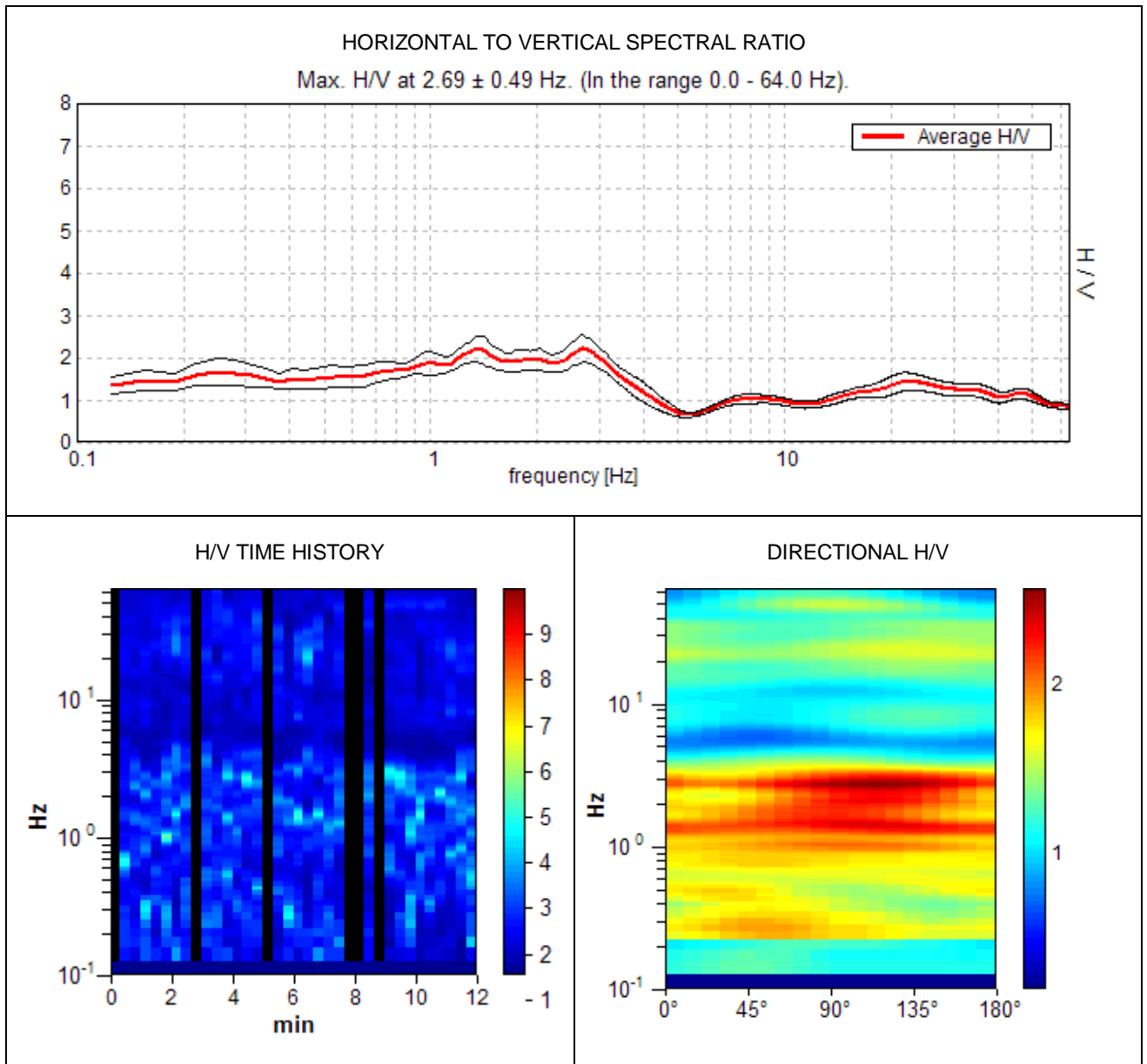
Trace length: 0h12'00". Analyzed 83% trace (manual window selection)

Sampling frequency: 128 Hz

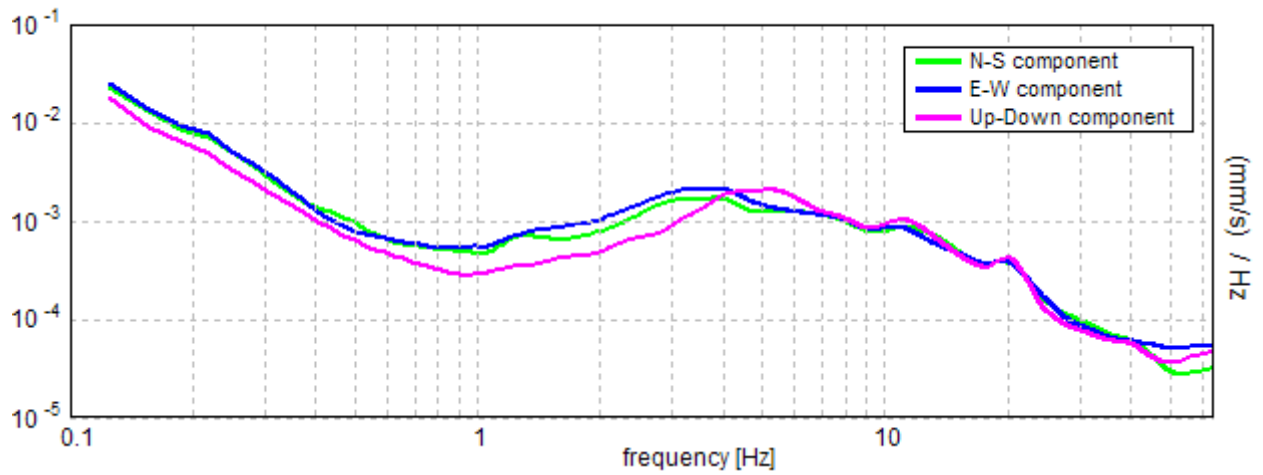
Window size: 20 s

Smoothing window: Triangular window

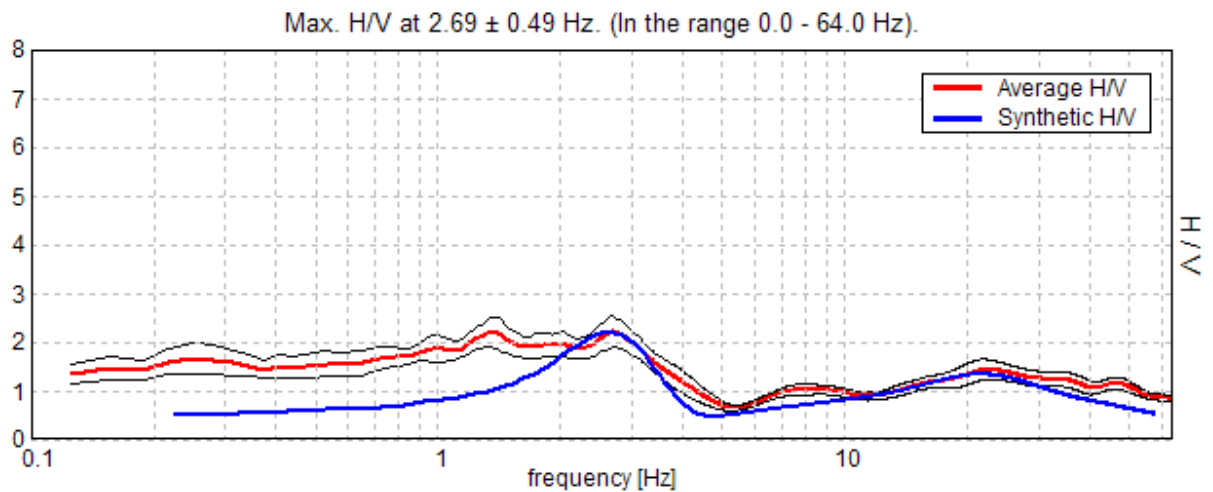
Smoothing: 15%



SINGLE COMPONENT SPECTRA

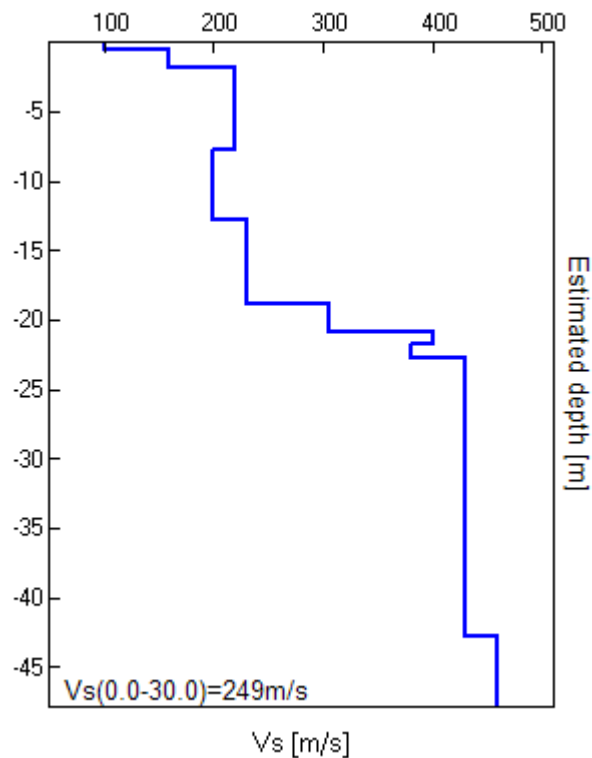


EXPERIMENTAL VS. SYNTHETIC H/V



Depth at the bottom of the layer [m]	Thickness [m]	Vs [m/s]	Poisson ratio
0.60	0,60	100	0.35
1.80	1,20	160	0.35
7.80	6,00	220	0.35
12.80	5,00	200	0.35
18.80	6,00	230	0.35
20.80	2,00	305	0.35
21.80	1,00	400	0.35
22.80	1,00	380	0.35
42.80	20,00	430	0.36
inf.	inf.	460	0.35

Vs(0.0-30.0)=249 m/s



Max. H/V at 2.69 ± 0.49 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

Criteria for a reliable HVSR curve
[All 3 should be fulfilled]

$f_0 > 10 / L_w$	$2.69 > 0.50$	OK	
$n_c(f_0) > 200$	$1612.5 > 200$	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 130 times	OK	

Criteria for a clear HVSR peak
[At least 5 out of 6 should be fulfilled]

Exists f^- in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$			NO
Exists f^+ in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$	4.125 Hz	OK	
$A_0 > 2$	$2.21 > 2$	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.08799 < 0.05$		NO
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.23647 < 0.13438$		NO
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.1559 < 1.58$	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