COMUNE DI SANT'ILARIO D'ENZA

Provincia di Reggio Emilia



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA
Livello 3

O.C.D.P.C. N°171-2014; D.G.R. N°1227-2015; D.G.R. N°2193-2015

A cura di

Dr. Geol. Matteo Collareda

Dr. Geol. Claudia Tomassoli

Incarico affidato con determina n. 497 del 22/12/2015

Dr. Geol. Matteo Collareda
via Lungo Giara 29 – 36033 Isola Vicentina (Vicenza)
tel./fax 0444 962532 – cell. 349 0567455
e-mail: info@studiosisma.com
pec: studiosisma@epap.sicurezzapostale.it

Dr.ssa Geol. Claudia Tomassoli
via Renato Fava 8 – 61122 Pesaro-Urbino (PU)
tel./fax 0721 581082 – cell. 347 4631005
e-mail: claudia_tomassoli@hotmail.it
pec: c.tomassoli@epap.sicurezzapostale.it

Data: marzo 2017

La legge sui diritti d'autore (22/04/41 n°633) vieta la riproduzione anche parziale di questo documento, senza l'autorizzazione degli autori.

I N D I C E

1. INTRODUZIONE 3

2. GENERALITÀ 4

3. ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA 6

3.1. Inquadramento geografico 6

3.2. Inquadramento geologico e assetto strutturale dell'area 7

3.3. Inquadramento geologico e litologico 9

3.4. Inquadramento geomorfologico 14

3.5. Inquadramento idrogeologico dell'area 15

4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO 18

4.1. Inquadramento sismo-tettonico regionale 18

4.2. Sismicità storica 20

4.3. Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche 22

4.4. Zonazione sismica nazionale 25

4.5. Pericolosità sismica di riferimento 26

5. MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ 28

5.1. Introduzione 28

5.2. La natura del problema 28

5.3. Finalità e livelli di approfondimento 30

6. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE 31

6.1. Indagini pregresse e di nuova realizzazione 31

6.2. Metodologie di elaborazione e risultati nuove indagini 31

6.2.1. Indagini sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.) 31

6.2.2. Indagini sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.) 34

6.3. Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze 61

7. ELABORATI CARTOGRAFICI 63

7.1. Carta delle indagini 63

7.2. Cartografia da studio pregresso di MS di Livello 1 e Livello 2 64

7.2.1. Carta geologico-tecnica (CGT) 64

7.2.2. Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica (Livello 1) 65

7.3. Carta delle frequenze 69

7.4. Carta delle velocità delle onde di taglio S 71

8. VERIFICHE NUMERICHE DI LIVELLO 3 72

8.1. Descrizione del metodo 73

8.2. Analisi numeriche condotte 80

9. MODELLAZIONE NUMERICA RELATIVA ALLE "Faglie attive-capaci" 93

10. METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI 98

11. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE 105

12. BIBLIOGRAFIA 107

13. ALLEGATI FUORI TESTO 108

1. INTRODUZIONE

Tra i principali compiti che la Regione Emilia Romagna svolge in materia ambientale e di governo del territorio, vi è quello di pianificare e programmare strumenti diretti alla mitigazione dei rischi naturali e antropici, con l'obiettivo di favorire trasformazioni positive nella vita delle persone e una migliore sostenibilità ambientale.

I rischi naturali possono essere mitigati attraverso azioni preventive, come la corretta gestione del territorio da parte delle Amministrazioni competenti: attendere un evento sismico per intervenire in fase di emergenza, aumenta esponenzialmente il costo di gestione degli interventi e delle successive ricostruzioni. Al contrario, agire in modo preventivo, ridurrebbe i costi di gestione delle fasi successive all'evento.

Procedere in modo preventivo, significa quindi sviluppare una serie di norme, linee guida e/o comportamenti operativi e/o educativi finalizzati alla gestione dei rischi naturali, alla riduzione generale dei costi sociali e conseguentemente alla loro ricaduta sulla popolazione.

La Regione Emilia Romagna, da diversi anni, ha attivato una serie di iniziative di tipo normativo e tecnico-operativo per conseguire efficaci progressi sulla conoscenza dei fenomeni naturali del proprio territorio legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico.

Gli studi preventivi in campo sismico permettono di identificare aree in cui la pericolosità sismica raggiunge livelli che possono pregiudicare la sostenibilità del territorio, sia in termini di vite umane, sia economici e sia di degrado ambientale.

Per Microzonazione Sismica (di seguito definita MS) si intende la "valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo".

In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità: è ormai noto che lo stesso evento sismico può provocare scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle qualità dei terreni posti a copertura del substrato roccioso, delle caratteristiche morfologiche del sito ed, inoltre, è riconosciuto che gli effetti di un terremoto variano col variare delle condizioni geologiche in cui esso si sviluppa.

Le caratteristiche geologiche del territorio possono alterare localmente e in maniera evidente l'azione sismica. Recentemente, anche in Italia (ad esempio Umbria-Marche, 1997; Salò, 2004; L'Aquila, 2010; Modenese, 2012), sono stati evidenziati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici ubicati a breve distanza tra loro e aventi all'incirca le stesse caratteristiche strutturali. In alcune di queste località (ad esempio Umbria-Marche, 1997) sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento su siti in pianura, su terreni sciolti, siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto ai siti su roccia e, inoltre, abbiano avuto una durata molto più lunga.

Gli studi di MS hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza di questi fenomeni, restituendo informazioni utili per chi deve pianificare o realizzare interventi sul territorio.

2. GENERALITÀ

La MS è uno strumento molto utile ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza.

La MS ha lo scopo di riconoscere ad una scala sufficientemente grande (scala comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

In sostanza, lo studio di MS viene sintetizzato in una carta del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti fenomeni di deformazione permanente, attivi o potenzialmente inducibili-attivabili in caso di sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In funzione dei diversi contesti e dei diversi obiettivi, gli studi di MS possono essere effettuati a vari livelli di approfondimento, con complessità e impegno crescenti, passando dal Livello 1 fino al Livello 3:

- il **Livello 1** è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee rispetto alle zone sopra descritte;
- il **Livello 2** si propone di quantificare l'effetto sismico proprio di ogni zona omogenea individuata nel Livello 1, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessario, e definisce la "Carta di Microzonazione Sismica";
- il **Livello 3** restituisce una "Carta di Microzonazione Sismica" con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Tali studi sono di fondamentale importanza nella pianificazione, al fine di:

- orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti;
- definire gli interventi ammissibili in una data area;
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento;
- stabilire gli orientamenti e le modalità di intervento nelle aree urbanizzate;
- definire le priorità di intervento.

Nella pianificazione d'emergenza, sia di livello comunale che provinciale, gli studi di MS consentono una migliore e consapevole individuazione degli elementi strategici di un piano di emergenza e, in generale, delle risorse di protezione civile.

La conoscenza dei possibili effetti locali indotti da un evento sismico su un territorio contribuisce a:

- scegliere opportunamente le aree in cui si dovranno posizionare le strutture di emergenza e gli edifici strategici;
- individuare le strutture e le infrastrutture che necessitano di specifiche analisi, per definirne il grado di adeguamento necessario ad evitarne il collasso in caso di sisma e, quindi, per non compromettere le loro funzioni di pubblica utilità.

A seguito del precedente studio di Microzonazione Sismica di Livello 2 del comune di Sant'Ilario d'Enza condotto nell'agosto 2012 dallo studio AMBITER s.r.l. di Parma, i sottoscritti dr. Geol. Matteo Collareda e dr.ssa geol. Claudia Tomassoli in RTP, con Determina Comunale n°497 del 22/12/2015, sono stati incaricati di svolgere lo studio ad un **Livello 3 di approfondimento**, secondo sia le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica" (approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.) che quelle regionali approvate con D.G.R. 2193/2015,

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica e l'informatizzazione dei dati, sono state utilizzate le indicazioni previste dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.0.

Sono state effettuate sia misurazioni geofisiche su tutto il territorio comunale sia geognostiche in corrispondenza dei centri di massima urbanizzazione, allo scopo di ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS.

Ad ogni modo, i risultati del presente studio possono offrire elementi conoscitivi utili per l'adeguamento o il miglioramento di opere esistenti, e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3. ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologiche e idrogeologiche del territorio comunale, riprese dalla relazione illustrativa e dalle tavole dello studio del PSC – Quadro conoscitivo e della Microzonazione Sismica di Livello 2 ai quali che si rimanda per un maggiore approfondimento.

3.1. Inquadramento geografico

Il comune di Sant'Ilario d'Enza è collocato a 17 km a nord-ovest di Reggio Emilia e a 14 km a sud-est di Parma e confina con i comuni di Gattaccio e Campegine nella parte nord-orientale, con Reggio-Emilia ad est, con Montecchio Emilia e Montechiarugolo a sud e con il comune di Parma ad ovest.
Il territorio ha una superficie di 20.23 km^2, una popolazione di 11.205 abitanti (ISTAT, dicembre 2015) e si trova ad un'altitudine di 59 m sul livello del mare.



Inquadramento generale del territorio

Il centro di Sant'Ilario d'Enza è attraversato principalmente dalla Strada Statale 9 Via Emilia che gli permette il collegamento con Reggio Emilia, ad est, e Parma ad ovest.

Al fine di definire le caratteristiche geologiche del territorio comunale sono state, inoltre, consultate le seguenti documentazioni cartografiche:

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

3.2. Inquadramento geologico e assetto strutturale dell'area

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 milioni di anni fa) 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 delineazione 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 ex Jugoslavia);
- secondo stadio compressivo: si sviluppa a partire dal Pliocene medio (circa 5 milioni di anni fa) in poi, coinvolgendo anche il margine meridionale del bacino perisuturale padano nel processo di strutturazione della catena appenninica (in senso geografico dal margine appenninico settentrionale fino a circa l'asse del Fiume Po); il processo deformativo del margine meridionale del bacino perisuturale si sviluppa attraverso la formazione di sovrascorrimenti, faglie, duplicazioni e pieghe, in parte sepolte dalle coperture alluvionali quaternarie e in parte evidenti lungo il margine morfologico appenninico settentrionale.

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

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.

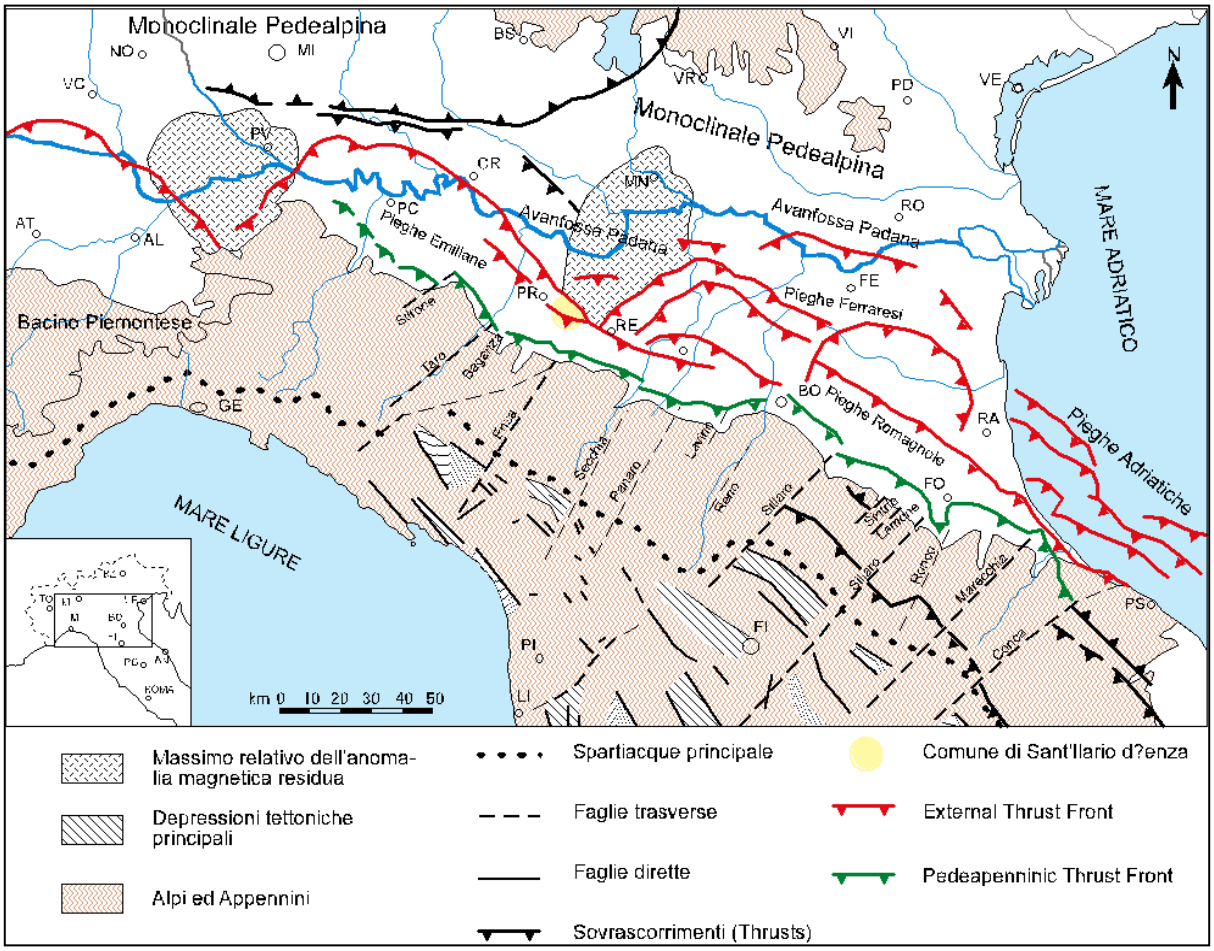
In particolare, nel sottosuolo antistante il margine morfologico dell'Appennino settentrionale, dal Piemonte meridionale fino al limite orientale della Romagna, seguendo poi l'allineamento Appennini–Mare Adriatico, sono presenti, a livello delle formazioni mesozoiche e mio-plioceniche (sepolte quindi 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 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:

- **External Thrust Front (ETF)**: alto strutturale frutto dell'inviluppo delle rampe frontali dei *thrust* sepolti, che esprime la zona di confine tra la Monoclinale pedealpina, 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;

- **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);

- **Pedeapenninic Thrust Front (PTF)**: esprime la zona di confine tra il margine morfologico appenninico e il suddetto bacino satellite.

Il comune di Sant'Ilario si colloca sopra l'External Thrust Front e parte del settore settentrionale del bacino minore o satellite.



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

Le suddette strutture sono l'espressione della collisione tettonica tra la microplacca dell'Arco Appenninico Settentrionale e la microplacca Adriatica. Le deformazioni formatesi e la parziale subduzione della microplacca adriatica sotto quella dell'Arco Appenninico Settentrionale sono causate dalle spinte nord-est vergenti, impresse dal movimento di convergenza tra la zolla africana ed europea a seguito dell'estensione dell'Oceano Atlantico (Livemore e Smith 1985).
L'External Thrust Front è suddiviso in tre margini planimetricamente arcuati, denominati da ovest verso est, "Piemonte Folds", "Emilia Folds" e "Ferrara Folds". 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. Questo assetto strutturale è

probabilmente dovuto alla presenza, nella crosta superiore padana, di zone con maggiore rigidità che hanno impedito lo scollamento delle successioni mesozoiche e terziarie dal basamento sottostante, bloccando in tal modo la traslazione verso nord (Bernini e Papani, 1987).

Le principali cause sono imputabili alle manifestazioni magmatiche effusive, subvulcaniche ed epiplutoniche del Paleozoico, Trias medio e Terziario (in parte accertate nei pozzi profondi AGIP), verosimilmente responsabili delle maggiori anomalie magnetiche positive della Pianura Padana (Bolis et al., 1981).
Le anomalie risultano, infatti, in larga misura coincidenti con le porzioni più arretrate dell'External Thrust Front e delle zone di incrocio fra gli archi. In particolare l'anomalia presente a sud del Lago di Garda, estesa dal Mantovano fino alla pianura parmense e reggiana, corrisponde alla zona di incrocio tra Emilia Folds" e "Ferrara Folds", mentre l'anomalia presente nella zona di Pavia, estesa nella pianura pavese e alessandrina, corrisponde alla zona di incrocio tra "Emilia Folds" e "Piemonte Folds".

Il Pedeapenninic 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 determinando il sollevamento e il basculamento dei depositi affioranti nella fascia pedeappenninica.
Le faglie trasversali al Pedeapenninic 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.

3.3. Inquadramento geologico e litologico

Dal punto di vista stratigrafico, i depositi affioranti nell'area in esame sono stati attribuiti, dal Servizio Geologico Regionale, al **Dominio Padano Adriatico**.
Si tratta di quella serie di unità cosiddette "Neoautoctoni", ovvero sedimentati posteriori alle principali fasi orogenetiche dell'Appennino Settentrionale; hanno carattere regressivo, con sabbie e peliti torbiditiche alla base, seguite da un prisma sedimentario fluvio-deltizio ricoperto al tetto da depositi continentali.
Nei profili sismici si riconosce una sola direzione di progradazione nord-est vergente, originata dai sistemi deltizi ad alimentazione appenninica. Le unità stratigrafiche del Dominio Padano Adriatico, descritte nel presente studio, rientrano nella classe delle Sequenze Deposizionali *sensu* Mitchum et Al. (1977). Dal punto di vista gerarchico si distinguono due Sequenze Principali (Supersintemi, secondo la terminologia delle U.B.S.U.) denominate come segue:

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

Il Supersintema del Quaternario Marino può essere ulteriormente suddiviso in 3 cicli progradazionali (dal più antico al più recente):
- Alloformazione del Torrente Stirone (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore);
- Alloformazione di Costamezzana (Pleistocene inferiore–medio);
- Allomembro del Quaternario Marino (Pleistocene medio).

Il Supersintema del Emiliano Romagnolo può essere ulteriormente suddiviso in 2 sintemi principali (dal più antico al più recente):
- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo inferiore (Pleistocene medio);
- Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore (Pleistocene medio-Olocene).

Nell'ambito del territorio comunale affiora unicamente il **Sintema (o Alloformazione) Emiliano Romagnolo superiore** che ricopre le unità più antiche. Tale formazione è un'Unità alluvionale prevalentemente grossolana, 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, che dal più recente a quello più antico sono:

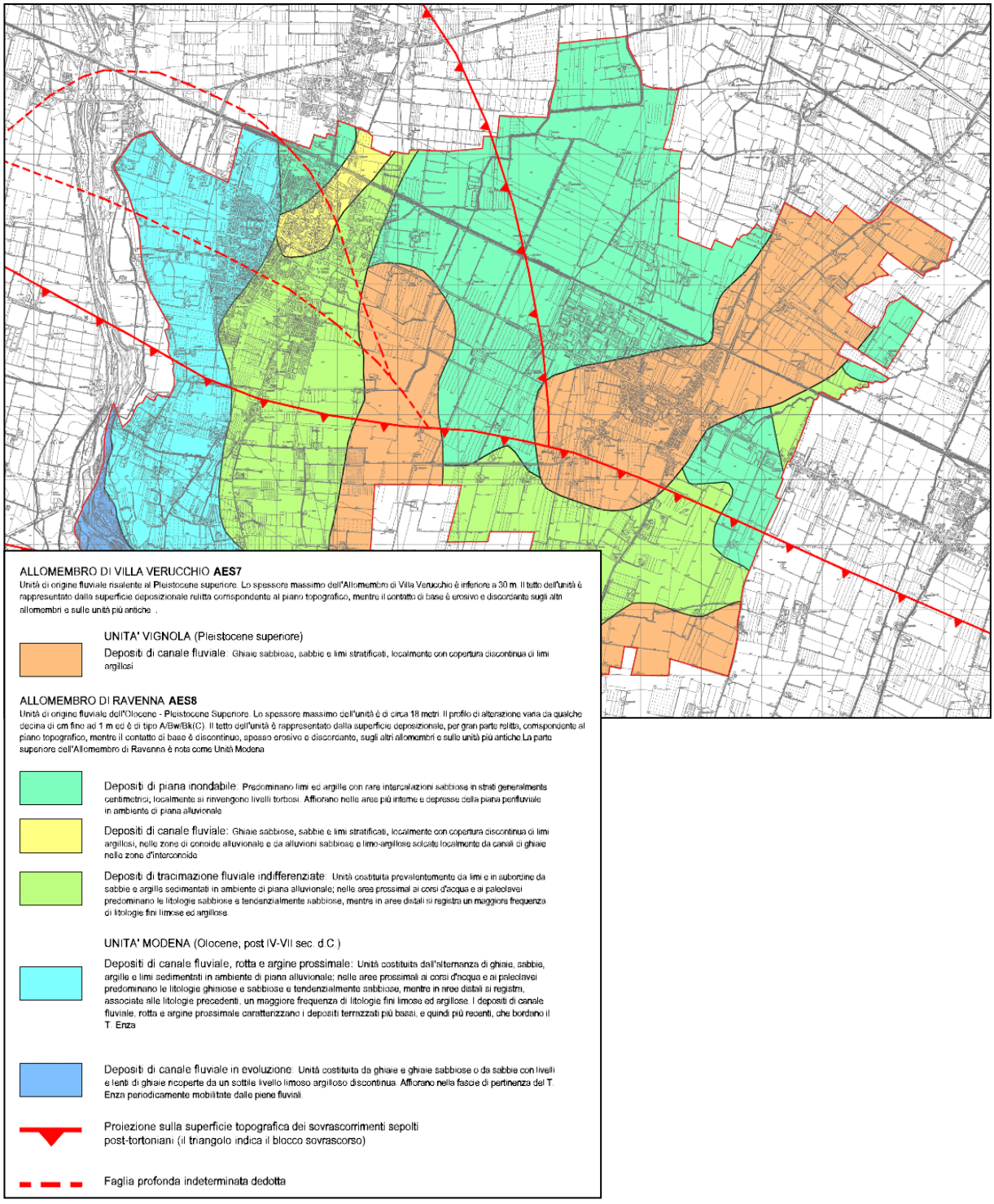
- Allomembro di Ravenna (AES8)5: Pleistocene superiore-Olocene; post circa 20.000 anni B.P;
- Allomembro di Villa Verucchio (AES7): Pleistocene superiore;
- Allomembro di Agazzano (AES3): Pleistocene medio;
- Allomembro di Maiatico (AES2): Pleistocene medio;
- Allomembro di Monterlinzana (AES1): Pleistocene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

L'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore nel territorio in esame è caratterizzato da un'unica direzione di progradazione, nord-est vergente, originata dai sistemi di alimentazione appenninica a costituire il sistema deposizionale della pianura pedemontana ad alimentazione appenninica che si estende dal margine morfologico dell'Appennino fino all'altezza dell'autostrada del Sole lungo l'asse del T. Enza.
Negli strati più profondi del sottosuolo (allomembro di Villa Verucchio) tale ambiente presenta una maggiore estensione, ben oltre il il limite dell'autostrada del sole, fino a fondersi in alcuni casi (asse fluviale del F. Taro) all'ambiente deposizionale della pianura alluvionale ad alimentazione assiale (paleo Po).

Il sistema deposizionale della Pianura pedemontana è caratterizzato da depositi prevalentemente ghiaiosi nelle aree attigue e contigue dei corsi d'acqua principali e limi e/o argille prevalenti o comunque più abbondanti nelle aree perifluviali d'interconoide.
Il rapporto tra materiali grossolani e fini, elevato nella zona di alta pianura, decresce linearmente procedendo verso valle e verso le zone più interne delle aree perifluviali (zone d'interconoide), fino a valori medi, generalmente superiori all'unità.

I sedimenti sono organizzati in grandi sistemi di conoide alluvionale, dove le litologie grossolane (ghiaie e sabbie) costituiscono estesi corpi tabulari, interdigidati da cunei di materiali essenzialmente fini (limi ed argille).
In altri termini la "Pianura pedemontana" è il frutto della coalescenza dei sistemi di conoide alluvionale e delle zone d'interconoide.

Nel complesso i depositi affioranti sono relativi all'Alloformazione Emiliano-Romagnola Superiore. Di tale unità affiorano le sottounità definite in letteratura geologica come Allomembro di Ravenna e Allomembro di Villa Verucchio, come è possibile osservare dalla Carta Lito-Morfologica in scala 1:10.000 di seguito riportata.



Allomembro di Ravenna

Unità di origine fluviale dell'Olocene-Pleistocene Superiore. Lo spessore massimo dell'unità è di circa 18 metri. Il profilo di alterazione varia da qualche decina di cm fino ad 1 m. Il tetto dell'unità è rappresentato dalla superficie deposizionale, per gran parte relitta, corrispondente al piano topografico, mentre il contatto di base è discontinuo, spesso erosivo e discordante, sugli altri allomembri e sulle unità più antiche.

La parte superiore dell'Allomembro di Ravenna è nota come Unità Modena costituita da una successione sedimentaria la cui deposizione è inquadrabile nell'ambito degli eventi alluvionali che hanno caratterizzato gli ultimi 1.500 anni di storia evolutiva (post IV-VII sec. d.C.).

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

Depositi di piana inondabile: predominano limi ed argille con rare intercalazioni sabbiose in strati generalmente centimetrici; localmente si rinvengono livelli torbosi. Affiorano nelle aree più interne e depresse della piana perifluviale in ambiente di piana alluvionale. La morfologia è pianeggiante e a profilo concavo, anche se possono presentare al loro interno ondulazioni e modesti rilievi riferibili a depositi di argine del reticolo idrografico minore.

Depositi di canale fluviale: sono caratterizzati da superfici pianeggianti, incise da numerosi canali minori che scorrono per lo più all'interno di alvei regolarizzati secondo percorsi rettilinei. Tali superfici sono discretamente sopraelevate rispetto all'alveo dei fiumi attuali e dei terrazzi più recenti e presentano deboli ondulazioni legate alla rimozione ed al trasporto dei materiali alluvionali, mobilizzati dai corsi d'acqua minori che le attraversano. Esse terrazzano i depositi riferibili all'Allomenbro di Villa Verucchio. La litologia è costituita da ghiaie sabbiose, sabbie e limi stratificati, localmente con copertura discontinua di limi argillosi, nelle zone di conoide alluvionale e da alluvioni sabbiose e limo-argillose solcate localmente da canali di ghiaie nelle zone d'interconoide.

Depositi di tracimazione fluviale indifferenziate: unità costituita prevalentemente da limi e in subordine da sabbie e argille sedimentati in ambiente di piana alluvionale; nelle aree prossimali ai corsi d'acqua e ai paleolavei predominano le litologie sabbiose e tendenzialmente sabbiose-limose, mentre in aree distali si registra un maggiore frequenza di litologie fini limose ed argillose.

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

Depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale: unità costituita dall'alternanza di ghiaie, sabbie, argille e limi sedimentati in ambiente di piana alluvionale; nelle aree prossimali ai corsi d'acqua e ai paleo-alvei predominano le litologie ghiaiose e sabbiose e tendenzialmente sabbiose, mentre in aree distali si registra, associate alle litologie precedenti, un maggiore frequenza di litologie fini limose ed argillose. I depositi di canale fluviale, rotta e argine prossimale caratterizzano i depositi terrazzati più bassi, e quindi più recenti, che bordano il T. Enza.

Depositi di canale fluviale in evoluzione: unità costituita da ghiaie e ghiaie sabbiose o da sabbie con livelli e lenti di ghiaie ricoperte da un sottile livello limoso argilloso discontinua. Affiorano nella fascia di pertinenza del T. Enza periodicamente mobilitate dalle piene fluviali.

Allomembro di Villa Verucchio

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

L'allomembro di Villa Verrucchio è suddiviso nelle successive unità di Niviano e Vignola. Nel comune di Sant'Ilario d'Enza, affiora solo l'Unità di Vignola di cui si riportano le principali caratteristiche:

UNITÀ VIGNOLA (Pleistocene superiore)

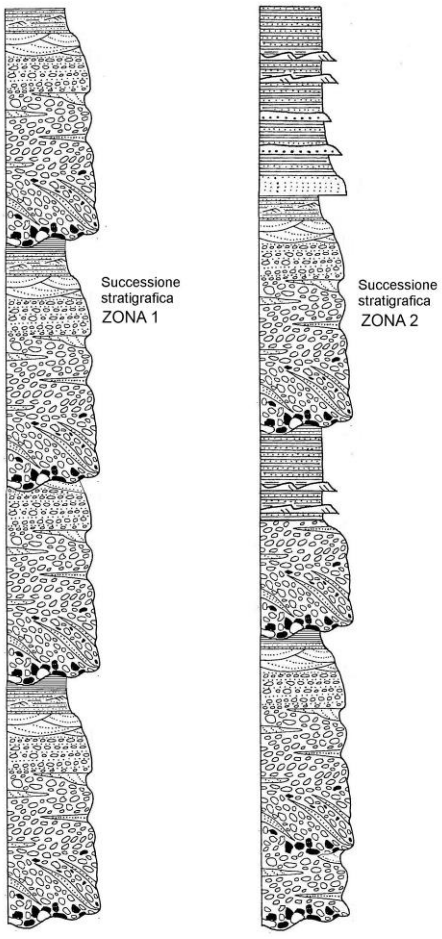
L'unità Vignola affiora nel Comune di Sant'Ilario caratterizzando modesti rilievi con ampie superfici sommitali leggermente inclinate, poste a quote diverse, che si raccordano tramite brevi scarpate all'alta pianura.

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

Attraverso l'analisi delle unità geologiche affioranti e delle stratigrafie di numerose perforazioni, eseguite per la ricerca idrica e d'idrocarburi e per le indagini geotecniche, sono state individuate 2 macroaree con assetto stratigrafico sostanzialmente omogeneo dal punto di vista geotecnico.
I limiti tra le varie macroaree sono da intendersi indicativi, in quanto il passaggio da una sequenza stratigrafica e l'altra è spesso continuo; inoltre sono stati trascurati gli elementi geologici minori.

La successione stratigrafica ZONA 1 caratterizza il settore meridionale del Comune di Sant'Ilario dove è presente il maggiore sviluppo del sistema di conoide alluvionale del T. Enza.
Tale macroarea contraddistingue infatti le zone di pertinenza fluviale e le aree contermini con estensione dal corso d'acqua proporzionale alla competenza e allo sviluppo del bacino imbrifero.
La successione stratigrafica è costituita da livelli di ghiaie e sabbie amalgamati o con sottili intercalazioni di argille e/o limi di limitata continuità areale. I livelli ghiaiosi sono quasi sempre prossimi al piano campagna o comunque a ridotta profondità.
Le eventuali intercalazioni limose ed argillose, generalmente con sviluppo spaziale ridotto, presentano spessori superiori ai 2 metri. Il rapporto ghiaia ed argilla nei primi 10 metri è decisamente superiore all'unità.
Le condizioni di edificabilità dal punto di vista geologico-geotecnico, sono favorevoli.

La successione stratigrafica ZONA 2 caratterizza i settori immediatamente a valle della successione stratigrafica ZONA 1. In termini geologici si tratta delle zone d'interconoide e della parte distale delle conoidi alluvionali.
La successione stratigrafica è caratterizzata da argille e limi prevalenti che presentano bassi e medio-bassi valori di resistenza al taglio ed alti e medio alti indici di compressibilità. I livelli ghiaiosi si attestano generalmente a profondità di qualche metro dal piano campagna.



Aspetto tipico della successione stratigrafica ZONA 1 e ZONA 2

3.4. Inquadramento geomorfologico

L'attuale assetto geomorfologico dell'area è il risultato dell'effetto combinato di alterne vicende climatiche di varia intensità, lente deformazioni tettoniche ed interventi antropici, che si sono imposti negli ultimi millenni ed hanno direttamente interagito sulla rete idrografica.

Nell'ambito geografico in esame i corsi d'acqua sono rimaste le uniche zone che mantengono ancora, nonostante i massicci interventi di regimazione (arginature, pennelli, traverse, ecc.), un alto grado di naturalità con frequenti emergenze morfologiche.
Contrariamente, le aree perifluviali esprimono il congelamento di una situazione originatasi antecedentemente alla limitazione degli alvei fluviali entro percorsi prefissati, in cui le opere di bonifica agraria, infrastrutturazione ed insediamento hanno conferito al rilievo un assetto costante ed uniforme livellando tutte le asperità del terreno. Le superfici del suolo conservano tuttavia, anche se in forma relittuale, ancora le tipiche geometrie dell'ambiente fluviale.

La pianura pedemontana, nell'ambito geografico in esame, è costituita dal sistema della conoide alluvionale del T. Enza, contraddistinta dai seguenti aspetti:

- il T. Enza mostra un andamento tipicamente rettilineo con netta inflessione all'altezza della località Chiavicone, in corrispondenza delle opere di laminazione realizzate in sponda sinistra in Provincia di Parma (cassa d'espansione);
- le zone perifluviali ad est del T. Enza sono caratterizzate da alcuni ordini di terrazzi fluviali impostati a quote gradualmente superiori, esprimendo un'età di formazione progressivamente più antica;
- le superfici di tali terrazzi fluviali sono generalmente sub-pianeggianti con deboli ondulazioni a seguito delle incisioni prodotte dalla rete idrica secondaria, e degradano leggermente verso nord-nord est con pendenze medie pari a 0,5 – 1,0%;
- la rete idrica secondaria (Rio Rubino, Rio Torto, Rio Duchessa, ecc.) interessa le zone perifluviali e scorre nelle aree topograficamente inferiori generando deboli ondulazioni alle superfici del piano campagna.

Le caratteristiche stratigrafico-sedimentologiche della pianura pedemontana sono tipiche dei corsi d'acqua con le seguenti qualità specifiche: medio-alto trasporto solido totale; medio-alto rapporto tra trasporto solido al fondo e trasporto solido totale, granulometria grossolana, medi-bassa sinuosità; medio-alto rapporto tra larghezza e profondità del *talweg*; medio–alta pendenza del *talweg*.

Il corso d'acqua principale, il torrente Enza, allo stato attuale non presenta le suddette caratteristiche, perché dal Pleistocene superiore, durante le glaciazioni, ai giorni nostri ha subito una generale perdita di competenza.
In passato, per effetto delle condizioni climatiche glaciali e quindi più umide con abbondanti precipitazioni, presentava un alveo più grande con maggiore energia. Nell'Olocene invece, a seguito del miglioramento climatico l'attività del corso d'acqua è progressivamente scemata, determinando l'evoluzione dell'alveo fluviale verso forme maggiormente in equilibrio con la cadente morfologica e la natura dei sedimenti affioranti.

Attualmente è rappresentato da un alveo fluviale inciso nel materasso ciottoloso caratterizzato da un unico canale principale attivo con barre laterali alternate, che sovente presentano una forma a semi-losanga più o meno allungata.

Le barre e i canali rappresentano delle unità morfologicamente distinte che interagiscono tra loro; le barre si accrescono a scapito dei canali attivi, i quali a loro volta tendono a mantenere la sezione costante e, quindi, ad erodere le barre stesse.

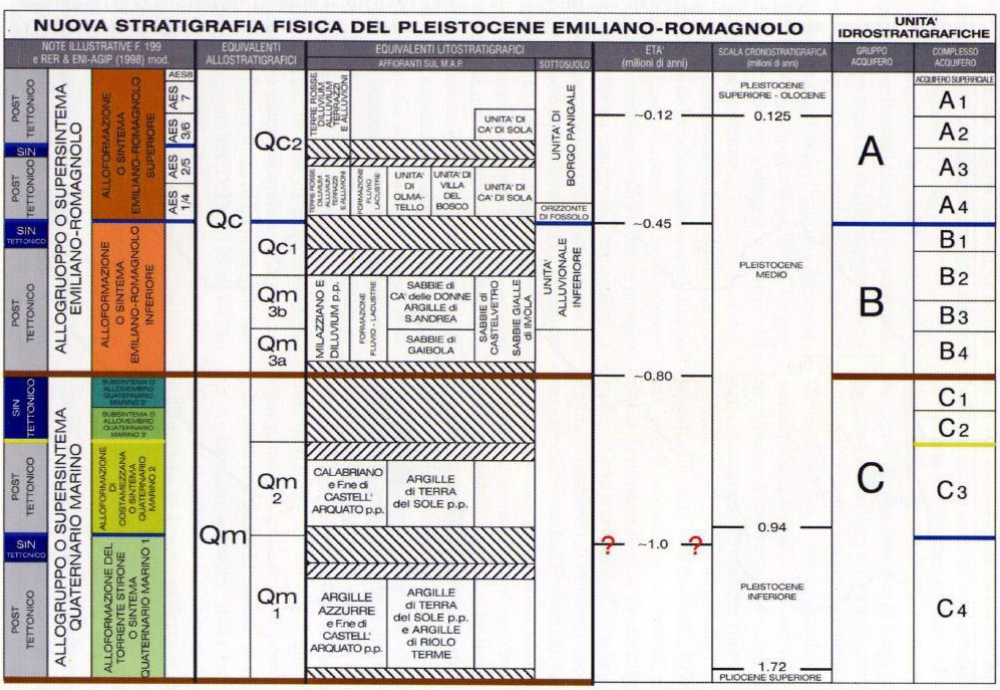
3.5. Inquadramento idrogeologico dell'area

Nello studio del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, il Servizio Geologico della Regione Emilia-Romagna ha utilizzato una particolare sottoclasse d'Unità Idrostratigrafiche, denominate UNITA' IDROSTRATIGRAFICO-SEQUENZIALI (Regione Emilia-Romagna, ENI-AGIP, 1998). Le caratteristiche peculiari delle Unità Idrostratigrafico-Sequenziali (UIS) sono le seguenti:

1. sono costituite da una o più unità Stratigrafiche a limiti discontinui (limiti di discontinuità stratigrafica), denominate Sequenze Deposizionali, sensu Mitchum et Al. (1977);
2. comprendono in posizione basale e/o sommitale una Barriera di Permeabilità Regionale.

L'identificazione di una Sequenza Deposizionale con un'Unità Idrostratigrafica discende dalla considerazione seguente: una Sequenza Deposizionale è per definizione un corpo geologico complesso, formato da *facies* con geometrie e caratteri petrofisici variabili, ma legate geneticamente, cioè deposte in ambienti sedimentari contigui ed in continuità di sedimentazione. Le superfici di strato possono quindi toccare, ma non intersecare i limiti della Sequenza Deposizionale a cui appartengono. Dal momento che, se si escludono le aree di affioramento o i pozzi plurifenestrati, i flussi idrici sotterranei avvengono con componente parallela alle superfici di strato molto maggiore di quella ortogonale, si può concludere che tali flussi risultino necessariamente confinati all'interno di una singola Sequenza Deposizionale. Ne consegue che, per la definizione data ad inizio paragrafo, ogni Sequenza Deposizionale è un'Unità Idrostratigrafica. Inoltre, se si tiene in considerazione anche la seconda caratteristica, si potrà essere certi che ogni UIS così definita sia idraulicamente isolata da quelle adiacenti. Un risvolto pratico importante di queste scelte teoriche è che il livello piezometrico misurato in un Sistema Acquifero appartenente a una determinata UIS è di norma indipendente dai livelli piezometrici misurati, sulla stessa verticale, in Sistemi Acquiferi contenuti in altre UIS.

La Figura seguente illustra il quadro geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Idrogeologico della Pianura Emiliano-Romagnola, in cui si inserisce l'area di studio.



Schema geologico-stratigrafico e idrostratigrafico del Bacino Pleistocenico della Pianura Emiliano-Romagnola

Le Unità Idrostratigrafico-Sequenziali di rango superiore sono 3, denominate Gruppi (di) Acquiferi A, B e C, a loro volta suddivise in 12 UIS, gerarchicamente inferiori, denominate Complessi (di) Acquiferi. Esse affiorano estesamente sul margine meridionale del Bacino Idrogeologico della

Pianura Emiliano-Romagnola per poi immergersi verso nord al di sotto dei sedimenti depositati dal Fiume Po e dai suoi affluenti negli ultimi 20.000 anni, contenenti Sistemi Acquiferi quasi sempre freatici, di scarsa estensione e potenzialità.

I corpi geologici che fungono da acquiferi sono costituiti da sedimenti ghiaiosi e sabbiosi di origine deltizia, litorale e alluvionale deposti dai paleo-fiumi appenninici e dal Paleo-fiume Po a partire da circa 1 milione di anni fa (nella provincia di Parma). Ciascun Gruppo Acquifero è idraulicamente separato, almeno per gran parte della sua estensione, da quelli sovrastanti e sottostanti, grazie a Barriere di Permeabilità Regionali. Al suo interno ogni Gruppo Acquifero è composto da serbatoi acquiferi sovrapposti e giustapposti, parzialmente o totalmente isolati tra loro, suddivisi in Complessi e Sistemi Acquiferi.

Le principali barriere di permeabilità in senso orizzontale sono costituite da corpi geologici decametrici, a prevalente granulometria fine, interpretabili come sistemi deposizionali interdeltizi o di interconoide e bacino interfluviale, che si giustappongono a sistemi deposizionali deltizi, di conoide alluvionale e fluviali, ricchi in materiali grossolani.

I rapporti geometrici fra i Complessi Acquiferi e le caratteristiche geometrico-stratigrafiche e idrogeologiche più importanti sono:

1. i depositi grossolani di origine marino-marginale e di delta-conoide ascritti al Gruppo Acquifero C: costituiscono Sistemi Acquiferi confinati di grande estensione, intercalati da Barriere di Permeabilità di notevole spessore (> 8 m) e continuità, la cui correlazione è possibile in tutta l'alta pianura parmense;

2. il Gruppo Acquifero C risulta molto deformato e strutturato per effetto dei movimenti tettonici tardo-quaternari del Margine Appenninico Padano; in conseguenza di ciò, gli assi strutturali sepolti condizionano notevolmente la profondità a cui può essere incontrato uno stesso Sistema Acquifero del Gruppo C, nell'alta pianura parmense;

3. il tetto del Gruppo Acquifero C in Comune di Sant'Ilario si estende alla profondità di 100-120 metri dalla superficie topografica nel settore sud-ovest, di 250-300 metri nel settore nord-est, di 200-250 metri all'altezza del capoluogo comunale e di Calerno;

4. il tetto del Gruppo Acquifero C da sud a nord subisce un notevole approfondimento in relazione alla presenza di strutture tettoniche sepolte che deformando il substrato pliocenico hanno comportato un generale ispessimento dei depositi alluvionali e marini susseguenti;

5. i Gruppi Acquiferi B e A, d'origine alluvionale, non costituiscono mai, se non nelle zone strettamente apicali di conoide, un acquifero freatico, monostrato e indifferenziato. Essi risultano invece molto più complessi e articolati del Gruppo C a causa della giustapposizione e sovrapposizione di differenti sistemi deposizionali, ma possono comunque essere studiati e cartografati in dettaglio, evidenziando le aree di interconnessione presenti tra Sistemi Acquiferi generalmente separati e l'estensione delle principali Barriere di Permeabilità;

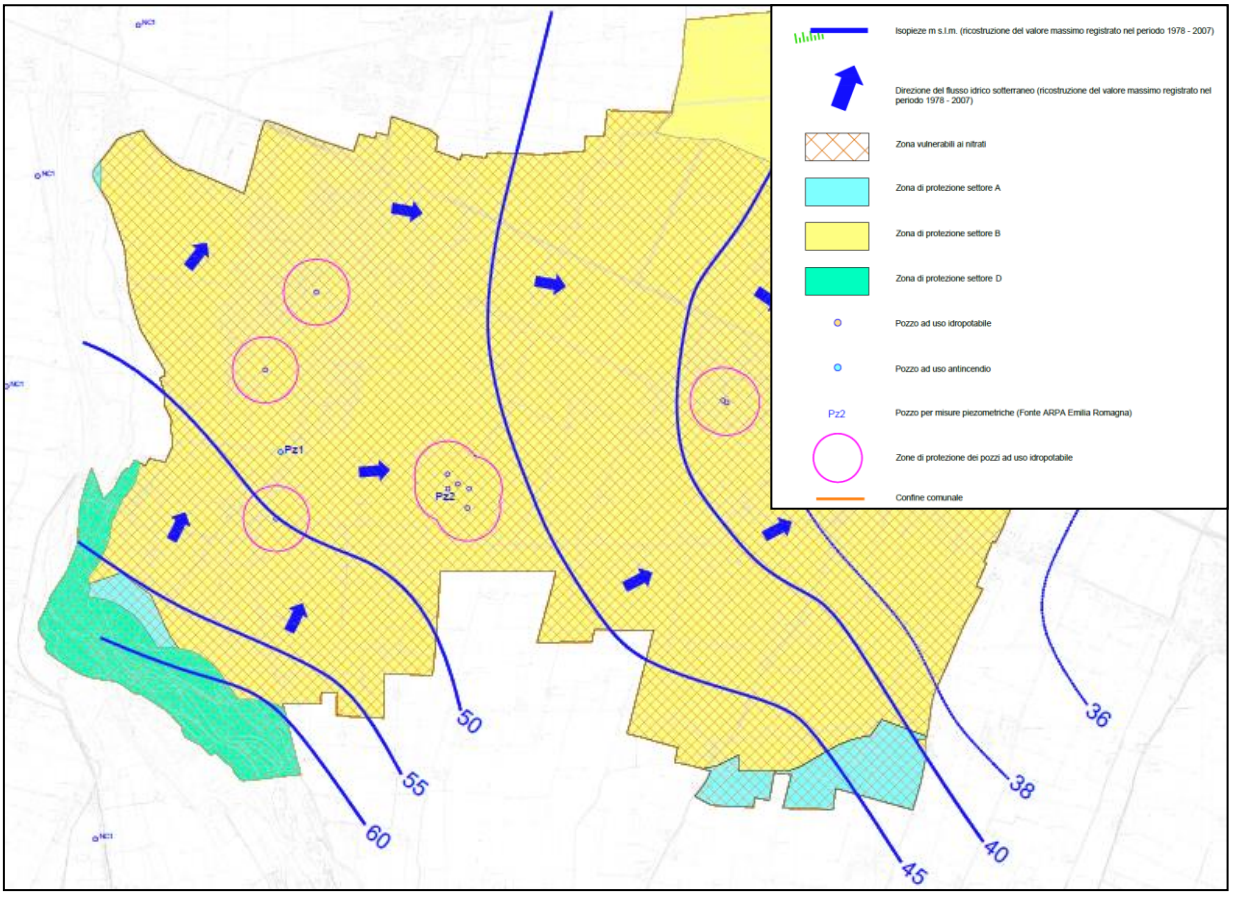
6. la superficie erosiva di separazione tra Gruppo Acquifero A e B in Comune di Sant'Ilario si estende alla profondità di 10-40 metri dalla superficie topografica nel settore meridionale, di 150-200 metri nel settore settentrionale e di 160 metri all'altezza del capoluogo comunale;

7. lo spessore dei sedimenti, appartenenti al sintema Emiliano Romagnolo Superiore, che contengono il Gruppo Acquifero A varia da 10-40 metri nel settore meridionale a 150-200 metri in quello settentrionale.

In relazione all'assetto strutturale dei gruppi di acquiferi che caratterizzano il bacino idrografico della pianura emiliana romagnola, gli acquiferi del gruppo A, sono quelli interessati direttamente o indirettamente dalle infrastrutture e dai fabbricati attuali e futuri che interessano il territorio comunale di Sant'Ilario.

La Carta Idrogeologica di cui si riporta un estratto di seguito, esprime attraverso la rappresentazione grafica delle linee isopiezometriche l'assetto e il moto della falda idrica superficiale. In particolare, è stato ricostruito il massimo livello della superficie piezometrica nell'arco temporale 1978 – 2007.

Si può osservare che in tutto il comune la quota della falda idrica ricade tra le isopieze 36 m e 60 m.s.l.m., e la soggiacenza si attesta a valori superiori a di 10 m sul livello del mare.



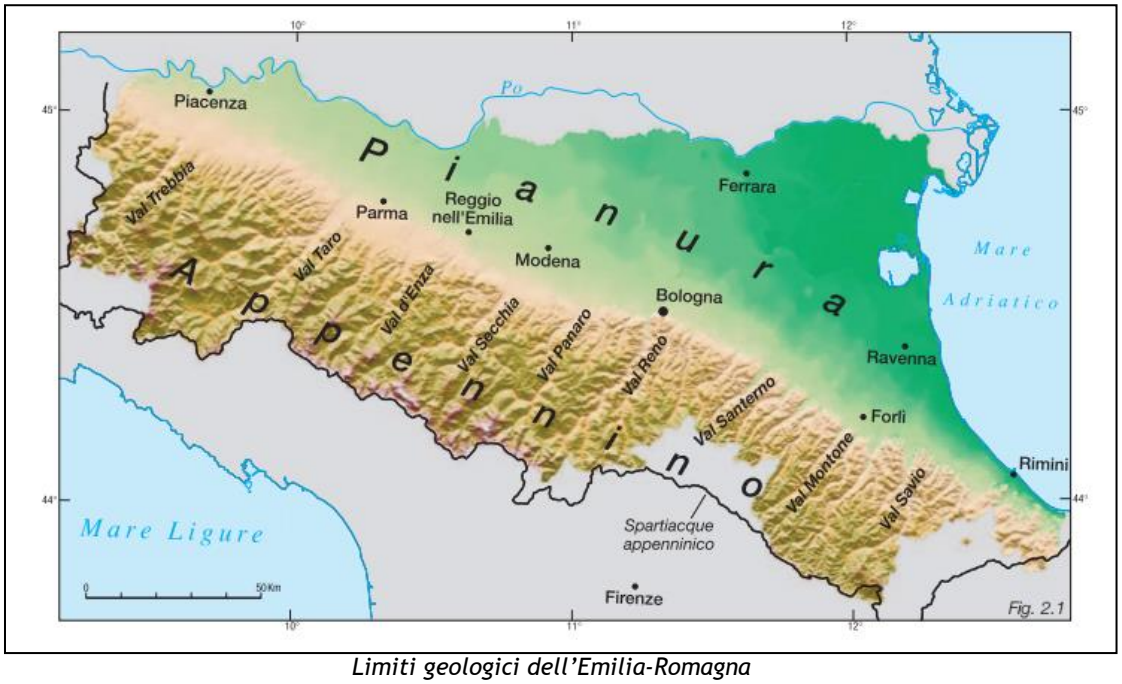
Estratto della Carta Idrogeologica, scala 1:10.000.

4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Nel presente capitolo verrà trattata la sismicità storica locale, le faglie attive e le sorgenti sismogenetiche, la zonazione sismica nazionale, la pericolosità sismica di riferimento e verrà fatto un accenno all'inquadramento sismo-tettonico generale, riprendendo in parte quanto esposto nello studio di Microzonazione Sismica di Livello 2 del comune di Sant'Ilario d'Enza.

4.1. Inquadramento sismo-tettonico regionale

Il territorio dell'Emilia-Romagna è costituito dal versante padano dell'Appennino settentrionale e dalla Pianura Padana a sud del Po; il limite regionale infatti coincide per lunghi tratti con lo spartiacque appenninico verso sud e con il corso del Po verso nord. Pur essendo due ambienti geomorfologici ben distinguibili, l'Appennino e la Pianura Padana sono strettamente correlati, in quanto la loro evoluzione coincide con l'evoluzione della catena nord-appenninica.



Limiti geologici dell'Emilia-Romagna

L'Appennino settentrionale è una catena a *thrust* facente parte del sistema alpino, formatosi in gran parte a spese della placca Adriatica prospicente l'oceano Ligure-Piemontese per l'interazione fra le placche Africana ed Euroasiatica.
Procedendo lungo una trasversale dell'Appennino, dall'interno verso l'esterno della catena (da ovest verso est), vengono distinti i seguenti domini paleogeografici:

- **il Dominio Ligure** è rappresentato da varie Unità tettoniche i cui depositi comprendono relitti di basamento oceanico e la relativa copertura sedimentaria. Queste unità possono essere divise in Ligure interno e Ligure esterno. Le prime hanno un carattere tipicamente oceanico (ofioliti alla base), mentre le seconde passano da caratteri di transizione oceano-continente (ad occidente) a carattere puramente continentali (ad oriente);
- **il Dominio Subligure** è una successione sedimentaria profondamente tettonizzata che sembrerebbe essere sedimentata in una zona di transizione tra la crosta oceanica ligure e il margine passivo adriatico;
- **il Dominio Toscano** è rappresentato da tre successioni differentemente deformate: il Dominio Toscano Interno (Falda Toscana non metamorfica) con depositi di età variabile dal Trias superiore all'Oligocene superiore; il Dominio Toscano Esterno (Complesso Metamorfico Toscano) con

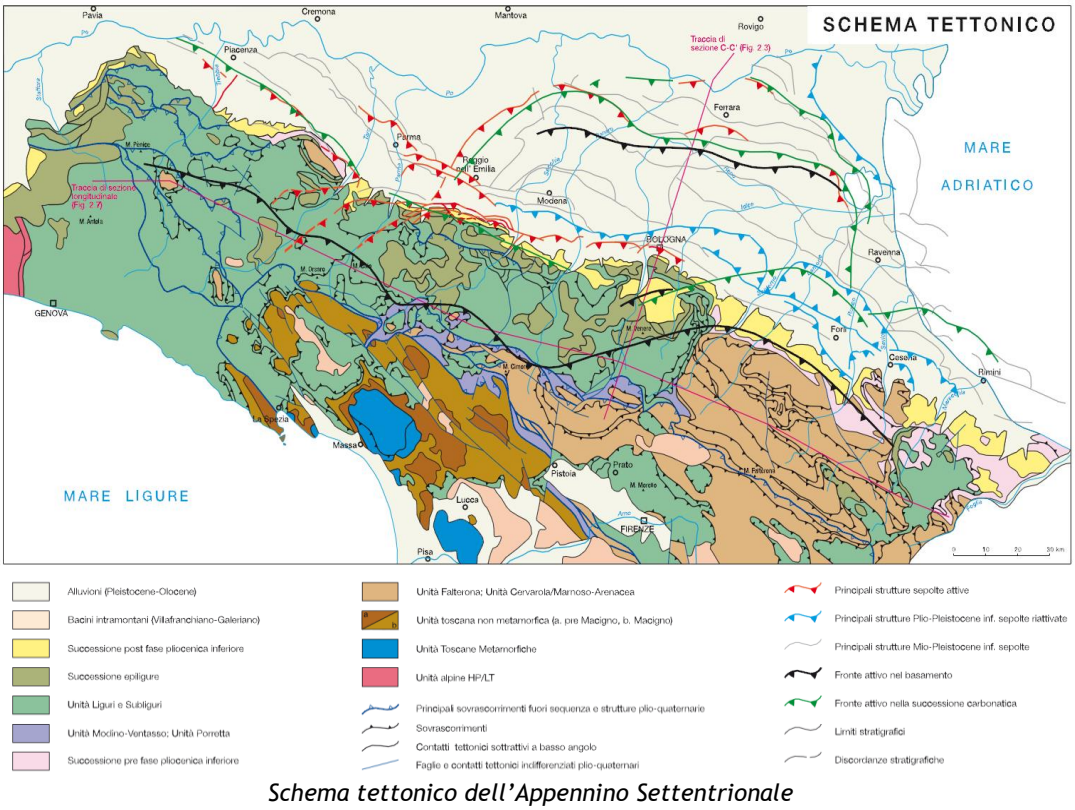
metamorfismo in *facies* scisti verdi, che comprende formazioni paleozoiche del suo basamento ercinico e una copertura mesozoica e terziaria; l'Unità di Massa, frapposta tra le due precedenti che dovrebbe rappresentare il substrato della Falda Toscana;

- **il Dominio Umbro-Marchigiano** è una successione sedimentaria depositatasi su crosta di tipo continentale appartenente alla placca Adria e scollata al livello delle evaporiti; rappresenta la parte più esterna dell'Appennino settentrionale ed è quindi l'ultimo ad essere stato raggiunto dalle fasi deformative. Localmente in Emilia tale dominio risulta sepolto dalle coltri liguri, mentre affiora nelle Marche e in Umbria.

La catena appenninica è stata costruita dall'impilamento verso oriente di queste Unità tettoniche; quelle più interne del dominio Ligure costituiscono le unità tettoniche più elevate, mentre le unità più esterne occupano le posizioni inferiori.

La strutturazione delle unità suddette è avvenuta in più fasi tettoniche: la prima fase è correlabile alla chiusura dell'Oceano Ligure Piemontese (Cretaceo-Eocene) con subduzione della litosfera oceanica sotto l'Adria (Boccaletti et alii, 1971; Boccaletti & Guazzone, 1974), accompagnata anche da movimenti transpressivi (Marroni & Treves, 1998).

Successivamente, a partire dall'Oligocene superiore, inizia la formazione della catena dell'Appennino settentrionale a spese della crosta dell'Adria e della sua copertura sedimentaria, attraverso un processo di deformazione continentale polifasica. In particolare, nell'ambito di tale processo, si possono riconoscere due stadi compressivi principali: durante il primo, che si sviluppa dall'Oligocene superiore al Pliocene inferiore, viene definita la strutturazione dell'arco dell'Appennino settentrionale (stadio collisionale). Nel secondo stadio, a partire dal Pliocene medio in poi, viene coinvolto il settore esterno della catena, con un *jumping* del fronte compressivo al quale si accompagna anche un cambiamento nella tipologia dei sedimenti che caratterizzano le avanfosse. Nel primo stadio, infatti, si sviluppa un sistema di avanfossa migrante verso est, costituito dalle note unità Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea, Laga, con alimentazione principalmente di tipo alpino. Nel secondo stadio si hanno sedimenti di tipo molassico, con apporto prevalentemente appenninico (Formazione di Porto Garibaldi e Sabbie di Asti, sensu AGIP, 1982; Dondi et alii, 1982; Dondi & D'Andrea, 1986).



Schema tettonico dell'Appennino Settentrionale

Durante quest'ultimo stadio si verificano anche importantissime riattivazioni di parti già strutturate della catena interna che possono sia coinvolgere strutture preesistenti, sia generare nuove strutture con *trend* anche diversi da quelle precedentemente costituite (Boccaletti et alii, 1995; Boccaletti & Sani, 1998). La deformazione si manifesta pertanto in maniera più diffusa e complessa, ed ai fenomeni di sovrascorrimento si accompagnano sempre più frequentemente fenomeni di trascorrenza lungo l'asse della catena (stadio post-collisionale). I bacini che si sviluppano all'interno della catena a partire dal Tortoniano medio sono del tipo *thrust-top basin* e sono connessi ad attivazioni dei sovrascorrimenti del basamento e/o a riattivazioni di sovrascorrimenti preesistenti della copertura (Boccaletti et alii, 1995, 1997; Boccaletti & Sani, 1998; Bonini et alii, 1999). In questo quadro, le faglie normali che interessano il settore interno della catena e che delimitano alcuni bacini sono considerate strutture di secondo ordine, rispetto ai sovrascorrimenti, che accomodano il sollevamento delle culminazioni del basamento generate da *thrust* litosferici attivi.

Il settore appenninico può essere pertanto suddiviso in due zone principali: la zona assiale, che rappresenta la parte morfologicamente più elevata della catena esterna costituente l'edificio le cui strutture principali arrivano fino al Pliocene inferiore e le cui unità tettoniche che sono corrispondenti al Dominio Ligure, Subligure e Umbro–Marchigiano; la zona del margine appennino-padano, che rappresenta la zona a cavallo del limite morfologico Appennino–Pianura Padana in cui affiorano terreni appartenenti alla successione post-evaporitica costituiti prevalentemente da peliti deposte sul margine interno dell'avanfossa padano-adriatica.

4.2. Sismicità storica

L'Emilia-Romagna è attualmente una regione attiva dal punto di vista sismico. La presenza di eventi sismici recenti di rilevante intensità non sorprende e conferma che la regione è tettonicamente attiva. Evidenze di movimenti molto recenti sono stati individuate nel riempimento sedimentario Plio-Pleistocenico: in particolare, risultano attivi i sovrascorrimenti sepolti che danno luogo agli archi di Piacenza-Parma, Reggio Emilia e di Ferrara. A tali strutture (in particolare alla dorsale Ferrarese) possono essere associati i fenomeni di fagliazione superficiale osservati in alcune aree di Pianura Padana, nelle province di Reggio Emilia e Modena.

Nell'ambito della stesura della "Carta sismotettonica" dell'Emilia-Romagna, è stato effettuato uno studio approfondito della sismicità della regione, facendo riferimento all'area compresa tra gli estremi di coordinate 45.3333° di latitudine nord, 43.6667° di latitudine sud, 9° di longitudine ovest e 12.8° di longitudine est. Nell'area in oggetto sono stati riportati gli epicentri relativi ai terremoti strumentali, storici ed i dati concernenti i meccanismi focali presenti in letteratura.

Per i terremoti storici sono stati utilizzati i dati provenienti da una versione aggiornata ed estesa al 2015 del "Catalogo Parametrico dei terremoti Italiani" (CPTI; Gruppo di lavoro CPTI, 2016) e per i meccanismi focali i dati presenti nella letteratura specialistica revisionati ed inseriti in un catalogo di recente pubblicazione: "Earthquake Mechanisms of Mediterranean Area" (EMMA; Vannucci & Gasperini, 2003).

La provincia di Reggio Emilia è soggetta ad un'attività sismica medio-bassa indotta da frequenti terremoti all'interno dell'area d'esame; sono stati estratti 359 terremoti storici dal catalogo CPTI, con magnitudo maggiore o uguale a 4, avvenuti tra il 1168 e il 2002, che sono stati suddivisi nella tabella seguente in base alla soglia di intensità epicentrale e magnitudo.

Terremoti storici presenti sul CPTI localizzati all'interno del confine della Regione Emilia-Romagna

Soglia Intensità epicentrale	Numero terremoti per soglia di Intensità	Soglia Magnitudo Ms	Numero terremoti per soglia di Magnitudo
≥ VI	283	≥ 4	347
≥ VII	115	≥ 4.5	173
≥ VIII	35	≥ 5	71
≥ XI	11	≥ 5.5	24
≥ X	2	≥ 6	4

Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Emilia-Romagna si possono ricordare quelli nella tabella sotto riportata, ottenuti dal catalogo CPT11.

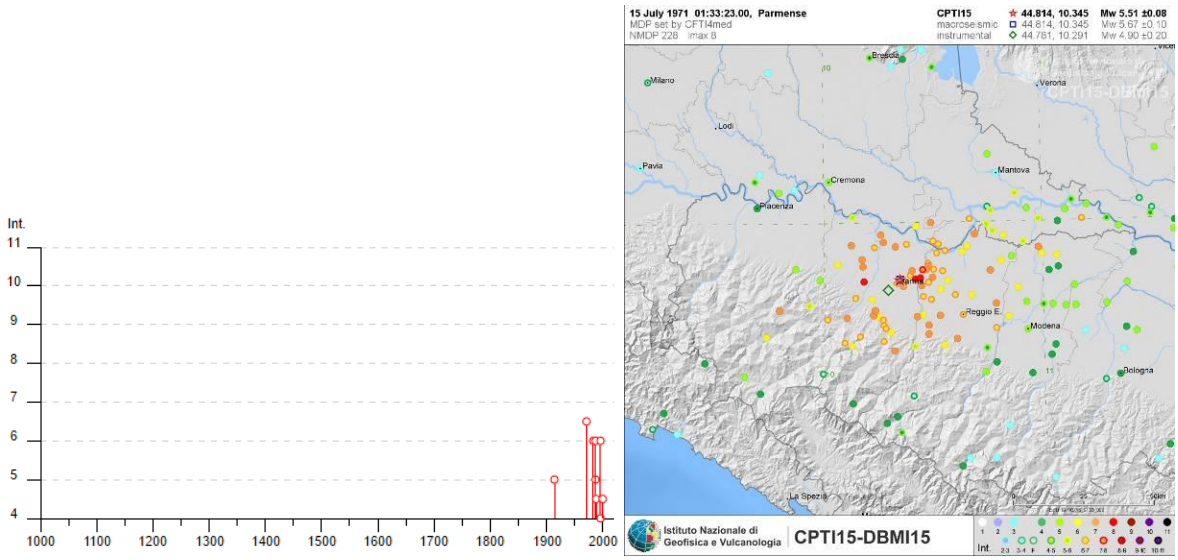
Data	Area Epicentrale	I MSC Mw	Latitudine	Longitudine
5/6/1501	Appennino modenese	IX Mw=6.0	44.519	10.844
10/9/1584	Appennino tosco-emiliano	IX Mw=5.8	43.862	11.992
22/3/1661	Appennino romagnolo	IX Mw=6.1	44.021	11.898
11/4/1688	Romagna	VIII - IX Mw=5.8	44.390	11.942
19/10/1768	Appennino romagnolo	IX Mw=5.9	43.939	11.901
4/4/1781	Romagna	IX - X Mw=5.9	44.251	11.798
17/3/1875	Romagna sud-orientale	VIII Mx=5.9	44.210	12.572
17/5/1916	Alto Adriatico	VIII Mw=6.02	44.141	12.725
16/8/1916	Alto Adriatico	VIII Mw=6.1	44.034	12.779
10/11/1918	Appennino romagnolo	IX Mw=5.8	43.917	11.933
15/7/1971	Parmense	VIII Mw=5.6	44.781	10.291
15/10/1996	Correggio	VII Mw=5.4	44.798	10.678
14/9/2003	Appennino Bolognose	VII Mw=5.3	44.255	11.380
29/05/2012	Pianura emiliana	VII-VIII Mw=5.9	44.841	11.065

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano, Milano-Bologna, 2015, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI15): rispetto al precedente DBMI11, raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni. Nello specifico, il comune di Sant'Ilario d'Enza appare 10 volte, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (Is), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Ix) e la magnitudo momento (Mw).

Sant'Ilario d'Enza

PlaceID	IT_37898
Coordinate (lat, lon)	44.759, 10.450
Comune (ISTAT 2015)	Sant'Ilario d'Enza
Provincia	Reggio nell'Emilia
Regione	Emilia-Romagna
Numero di eventi riportati	18

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
5	1914	10	27	09	22		Lucchesia	660	7	5.63
6-7	1971	07	15	01	33	2	Parmense	228	8	5.51
6	1983	11	09	16	29	5	Parmense	850	6-7	5.04
5	1987	04	24	02	30	2	Reggiano	54	6	4.64
6	1987	05	02	20	43	5	Reggiano	802	6	4.71
4-5	1988	03	15	12	03	1	Reggiano	160	6	4.57
NF	1989	10	03	09	41	3	Appennino parmense	91	4	4.04
3	1995	10	10	06	54	2	Lunigiana	341	7	4.82
6	1996	10	15	09	55	5	Pianura emiliana	135	7	5.38
3-4	1996	10	26	04	56	5	Pianura emiliana	63	5-6	3.94
3	1996	10	26	06	50	2	Pianura emiliana	35	5-6	3.63
4	1996	11	25	19	47	5	Pianura emiliana	65	5-6	4.29
3	1996	12	16	09	09	5	Pianura emiliana	115	5-6	4.06
3	1997	05	12	22	13	5	Pianura emiliana	56	4-5	3.68
3	1998	02	21	02	21	1	Pianura emiliana	104	5	3.93
4-5	2000	06	18	07	42	0	Pianura emiliana	304	5-6	4.40
NF	2002	06	08	20	13	0	Frignano	115	4	4.23
NF	2002	06	18	22	23	3	Frignano	186	4	4.30



L'evento registrato il giorno 15 luglio dell'anno 1971 è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Sant'Ilario d'Enza. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI15, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo Mw del 1971 sarebbe stata pari a circa 5,5 e a Sant'Ilario d'Enza, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di circa 6.5.

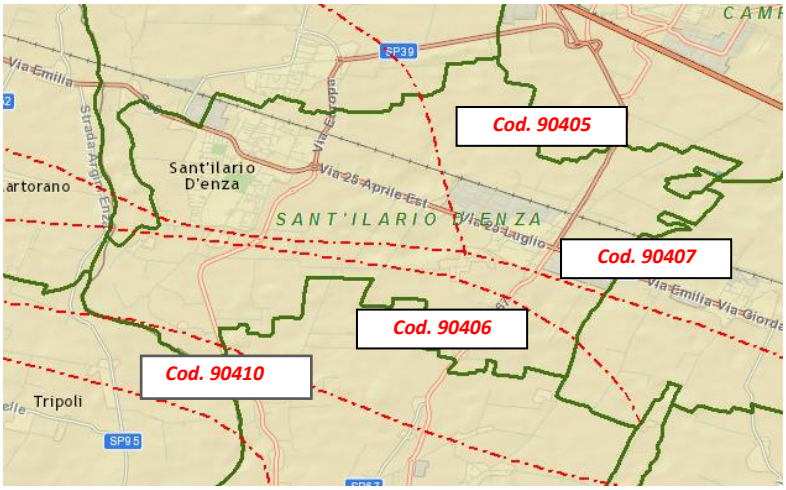
4.3. Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Sant'Ilario d'Enza, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.0.
Le sorgenti sismogenetiche rappresentano le zone che sono state riconosciute come origine dei terremoti grazie allo studio della sismicità storica e delle indagini geologiche.

ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali.

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile includere, del territorio in esame, la presenza di 4 faglie capaci, ovvero la cosiddetta Sant'Ilario d'Enza-Parma, Parma-Reggio, Gazzaro-Parma e Cavriano-Reggio Emilia (immagini estratte dal sito dell'ISPRA).

Nelle tabelle sottostanti, sono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per i lineamenti che interessano, in modo rilevante, il territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza (90405-90407-90406)

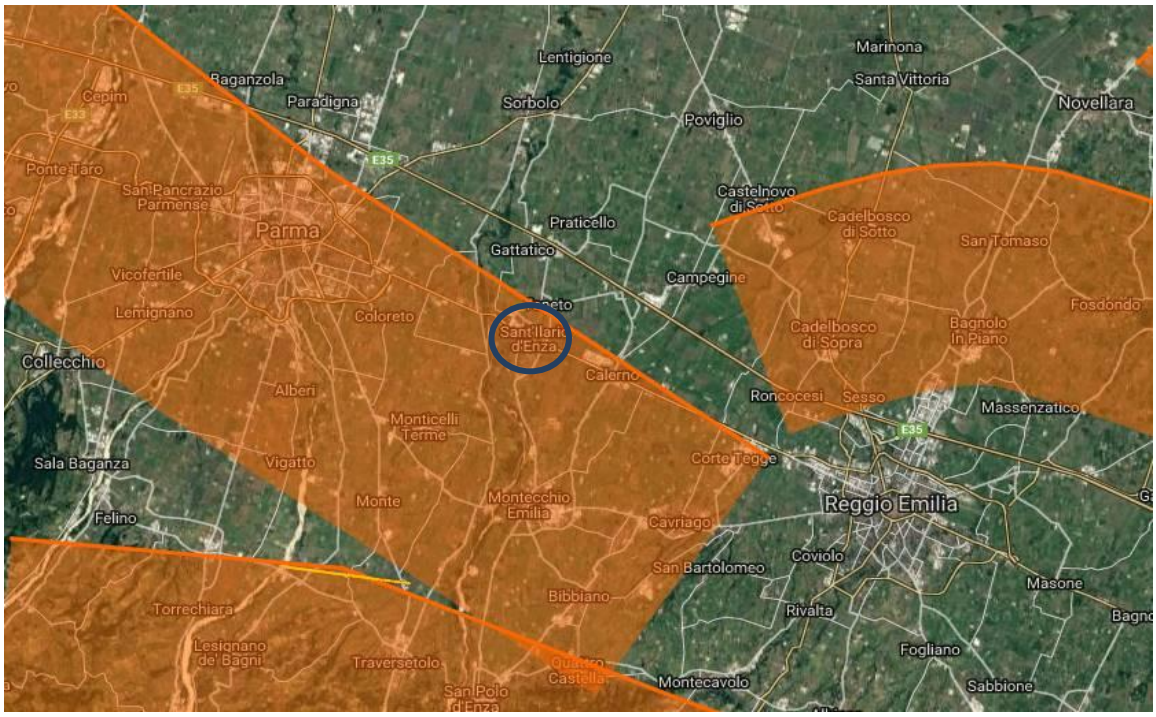


Nome faglia	S. Ilario d'Enza - Parma
Codice faglia	90405
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Parma - Reggio System
Ordine	Primaria
Direzione media	120
Immersione	0
Lunghezza (km)	13
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	Pleistocene superiore
Affidabilità dato sull'attività	Low
Massima magnitudine attesa (MW)	6.2
Qualità dello studio	Low

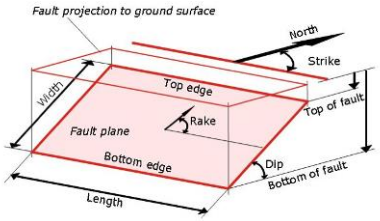
Nome faglia	Parma - Reggio
Codice faglia	90407
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Parma – Reggio system
Ordine	Primaria
Direzione media	110
Immersione	0
Lunghezza (km)	27
Ultima attività (anni)	300.000 -700.00
Affidabilità dato sull'attività	Media
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.7
Qualità dello studio	Fair

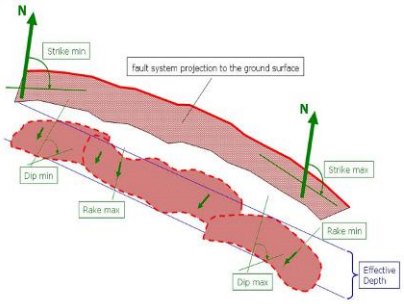
Nome faglia	Gazzaro - Parma
Codice faglia	90406
Macrozona	3
Regione	Emilia Romagna
Sistema	Parma – Reggio system
Ordine	Primaria
Direzione media	110
Immersione	0
Lunghezza (km)	12
Ultima attività (anni)	300.000 -700.00
Affidabilità dato sull'attività	Media
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.3
Qualità dello studio	Fair

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.



Sorgenti individuali (IS): per le quali viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.





Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

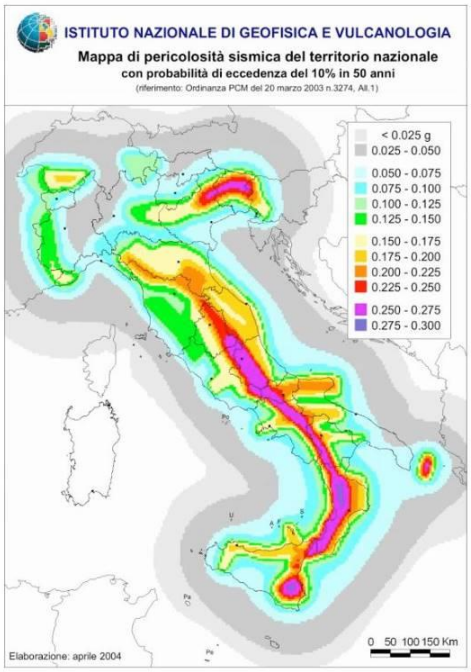
Sorgenti dibattute (DS): sono zone proposte in letteratura come potenziali sorgenti, ma considerate ancora non sufficientemente attendibili per entrare nel database.

La mappa del DISS pone il territorio di Sant'Ilario d'Enza in prossimità della regione a Sorgenti composite (CS) ITCS 009 "Busseto-Cavriago".

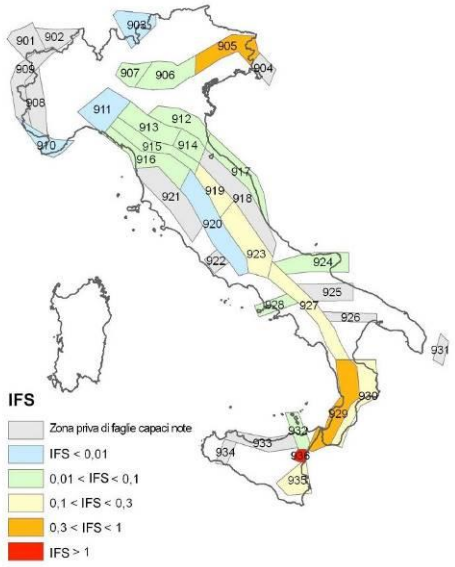
La zona ITCS 009 attraversa l'area compresa tra le città di Reggio Emilia (a sud) e Parma (porzione settentrionale) continuando verso nord-ovest nel *thrust* più esterno degli Appennini Settentrionali. Questo fronte è caratterizzato da un sistema di faglie orientate verso nord-est tra le colline emiliane e la pianura Padana. La parte più esterna di questa sorgente segna il confine con l'area di massimo danneggiamento dell'Appennino. I cataloghi strumentali e storici mostrano un numero elevato di eventi sismici in quest'area, tra cui i più rilevanti sono quelli registrati il 5 novembre 1738 (Mw 5.4 Parma), l'11 giugno 1438 (Mw 5.6, Parmense) e il 13 marzo 1832 (Mw 5.6 Reggiano).

Minima profondità (km)	2
Massima profondità (km)	8
Direzione (°)	120 - 140
Inclinazione (°)	20 - 40
Rake (°)	90 - 120
Velocità di movimento (mm/anno)	0,16 – 0,53
Magnitudo massima	5.6

4.4. Zonazione sismica nazionale



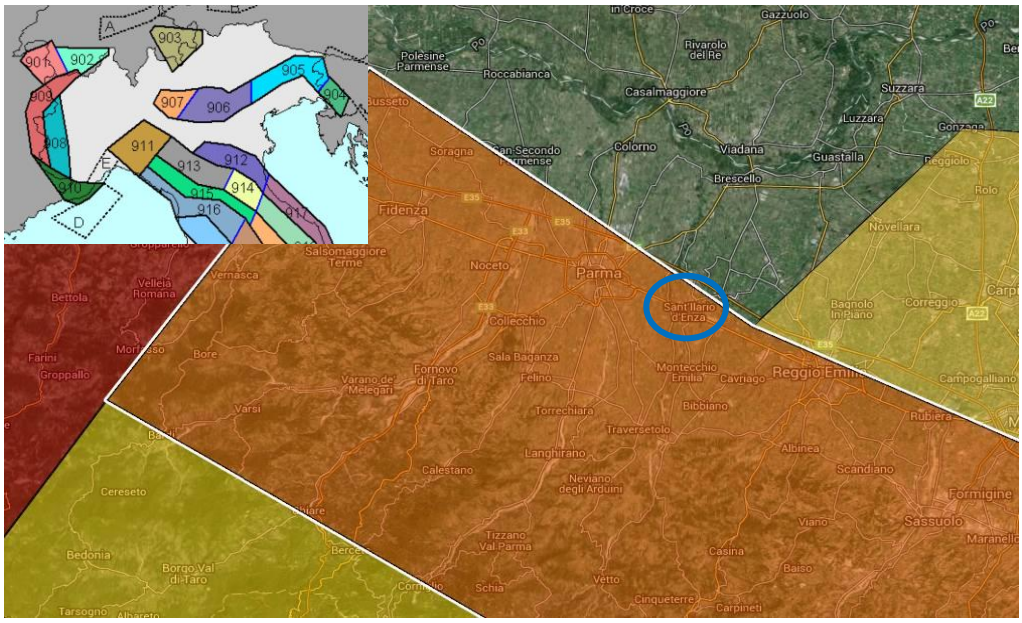
In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n°3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento denominato "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'O.P.C.M. 20/03/2003, n°3274. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile" (INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici), che rappresenta il punto di riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica su tutto il territorio nazionale (figura a lato). All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull'impianto generale e sul *background* informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio (con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI11). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale. Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.



Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), il territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza è situato nella porzione settentrionale della Zona Sismogenetica 913 (Appennino Emiliano Romagnolo) e si colloca a circa 6 km a ovest della Zona Sismogenetica 912 (Dorsale Ferrarese):

- 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 Md = 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 Mwmax = 6,14.

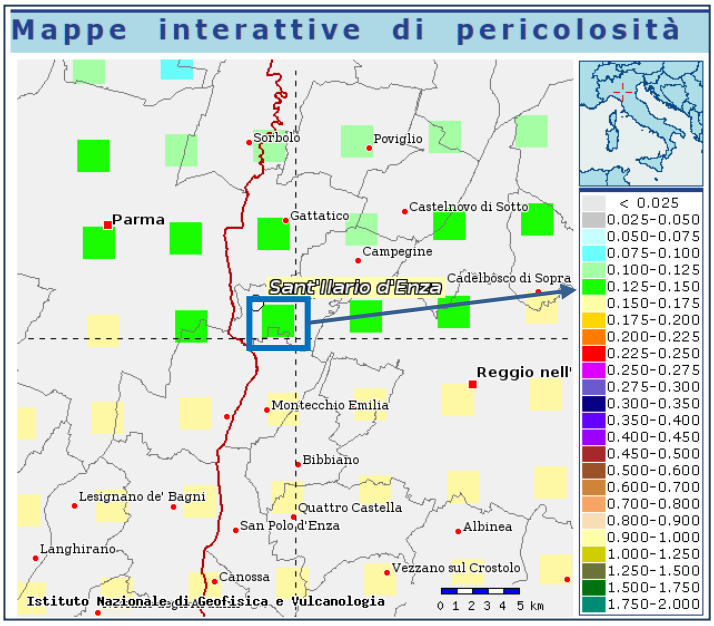
- Zona Sismogenetica 913. In questa zona si verificano terremoti originati da movimenti prevalentemente compressivi nord-ovest con meccanismi trascorrenti nelle zone di svincolo che dissecano la continuità longitudinale delle strutture; i terremoti storici raramente hanno raggiunto valori molto elevati di magnitudo; la massima magnitudo rilevata è Md = 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 Mwmax = 6,14.



Zona sismogenetica del comune di Sant'Ilario d'Enza

4.5. Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e la caratterizzazione delle zone sismogenetiche finora riconosciute e descritte in precedenza è stata tradotta in una Carta di Pericolosità Sismica, valida su tutto il territorio nazionale ed entrata in vigore con l'O.P.C.M. n°3519 del 28/04/2006. Nella carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il comune di Sant'Ilario d'Enza, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo ag con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi subpianeggianti di Categoria A.

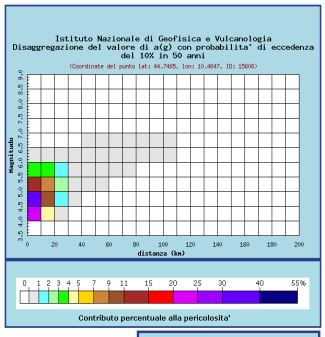


Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n°3519 del 28/04/2006, recepito nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, la maggior parte del territorio di Sant'Ilario d'Enza è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30}$ > 800 m/s compreso tra 0,125g e 0,150g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni – mappa 50° percentile), ovvero in Zona 3, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n°3519 stessa.

zona	accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni [ag]	accelerazione orizzontale massima convenzionale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico [ag]
1	0,25 < ag ≤ 0,35g	0,35g
2	0,15 < ag < 0,25g	0,25g
3	0,05< ag ≤ 0,15g	0,15g
4	≤ 0,05g	0,05g

Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo ag con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi e pianeggianti caratterizzati da Vs,30>800 m/s

Infine, si riporta il calcolo della disaggregazione della pericolosità: questa ha lo scopo di individuare il maggior contributo alla pericolosità del sito in termini di magnitudo-distanza di un evento. I grafici riportati sotto sono stati desunti dalle Mappe Interattive di Pericolosità Sismica dell'INGV e sono relativi al punto della griglia definito nella figura precedente (Carta di Pericolosità Sismica dell'INGV). Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno T_r = 475 anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni sub-pianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità M_w compresa tra 4,0 e 6,0 e relativamente vicini (R = entro 10-30 km).



Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
4.860	8.760	0.745

Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni
(Coordinate del punto lat: 44.7465, lon: 10.4647, ID: 15608)

Distanza in km	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	20.700	31.200	13.000	3.810	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	4.030	9.540	7.050	3.360	0.109	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.210	1.470	2.110	1.510	0.084	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.065	0.512	0.602	0.047	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.054	0.209	0.089	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.001	0.044	0.069	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.047	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.019	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n°913 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici.
Secondo il paragrafo 2.8 degli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica", la magnitudo massima attesa nella Zona n°913 vale M_{wmax} = 6,14.

Tabella 2.8-1 – Valori di M_{wmax} per le zone sismogenetiche di ZS9 (estratto da Gruppo di lavoro, 2004)

Nome ZS	Numero ZS	M_{wmax}
Colli Albani, Etna	922, 936	5.45
Ischia-Vesuvio	928	5.91
Altre zone	901, 902, 903, 904, 907, 908, 909, 911, 912, 913, 914, 916, 917, 920, 921, 926, 932, 933, 934	6.14
Medio-Marchigiana/Abruzzese, Appennino Umbro, Nizza Sanremo	918, 919, 910	6.37
Friuli-Veneto Orientale, Garda-Veronese, Garfagnana-Mugello, Calabria Jonica	905, 906, 915, 930	6.60
Molise-Gargano, Ofanto, Canale d'Otranto	924, 925, 931	6.83
Appennino Abruzzese, Sannio – Irpinia-Basilicata	923, 927	7.06
Calabria tirrenica, Iblei	929, 935	7.29

5. MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1. Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti effetti locali o effetti di sito, ossia nelle differenti risposte del sito alle azioni sismiche, a causa delle diverse condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Una efficace cultura di difesa dai terremoti non può che presupporre una valutazione della pericolosità locale a scala urbana, più ampia di quella della singola costruzione, e deve potersi basare su un'operazione tecnico-scientifica che sia autorizzata a rientrare a pieno titolo nelle valutazioni urbanistiche di riduzione del rischio e nelle politiche di pianificazione del territorio.

Tale operazione è, appunto, la Microzonazione Sismica: la MS è l'operazione di suddivisione di un dato territorio in zone omogenee sotto il profilo della risposta a un terremoto di riferimento, valutata tenendo conto delle interazioni tra le onde sismiche e le condizioni proprie di ogni zona individuata (pericolosità sismica locale).

5.2. La natura del problema

Durante lo scuotimento sismico e immediatamente dopo il terremoto, si verificano degli effetti molto appariscenti e, spesso, più devastanti dell'onda sismica, che sono tra le cause più importanti di vittime e danni: questi sono gli effetti di sito che sono ormai ben conosciuti e possono amplificare notevolmente le sollecitazioni nelle strutture (di entità tale da portarle fino al collasso) o essere rappresentati da rotture del terreno, movimenti franosi, elevati cedimenti nei terreni soffici, liquefazione dei terreni incoerenti saturi. Le figure sottostanti sono un esempio di tali effetti.


Turchia, agosto 1999


Emilia, maggio 2012


L'Aquila, aprile 2009


Tatsuoka, 2006

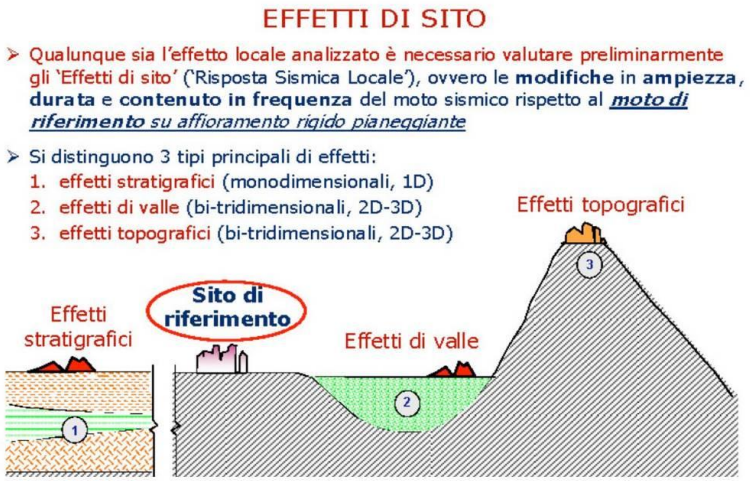
Le osservazioni condotte nei secoli hanno dimostrato come possono verificarsi situazioni completamente differenti all'interno dello stesso territorio, anche a breve distanza; fin dagli anni settanta, le ricerche scientifiche hanno evidenziato che la causa maggiore di variabilità spaziale del moto sismico sono i fenomeni legati alla propagazione delle onde S nei depositi di terreno, lungo la direzione verticale.
Da tali osservazioni è nata la necessità di iniziare degli studi per ipotizzare il comportamento del territorio in caso di terremoto e, di conseguenza, per valutare la pericolosità sismica locale e realizzare la MS, precedentemente definita.

La MS può assumere forme molto diverse a seconda delle condizioni territoriali in cui si realizza ed è difficile da standardizzare anche se, grazie ad alcune procedure ormai consolidate, è possibile sintetizzare lo studio di MS in una cartografia del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante (Categoria A di sottosuolo secondo Eurocodice 8) e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazione, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In sostanza, dal punto di vista della pericolosità, la MS distingue le seguenti aree:

- aree sismicamente stabili, dove possono verificarsi o meno *effetti di sito* (stratigrafici, di valle, topografici, ecc.);



- aree sismicamente instabili, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.

5.3. Finalità e livelli di approfondimento

La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso in termini di ampiezza, durata e frequenza o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. Essa si colloca a un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento a un terreno ideale rigido e pianeggiante per il quale fornisce dei parametri indicativi della pericolosità di base, e la progettazione antisismica, che opera invece a scala di singolo manufatto.

L'obiettivo principale è quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (*aree critiche*) dalle zone dove possono aversi o meno fenomeni di amplificazione del moto sismico (*aree stabili suscettibili o non suscettibili*), mentre il secondo obiettivo è quello di valutarne la risposta.

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile (2008) e le Linee Guida Regionali, prevedono tre Livelli di approfondimento.

In sintesi:

- il Livello 1, propedeutico ai veri e propri studi di MS, si basa prevalentemente sulla raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee in prospettiva sismica;

- il Livello 2 associa alle zone omogenee dei parametri quantitativi di interesse ingegneristico-strutturale, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce la Carta di Microzonazione Sismica;

- il Livello 3 quantifica numericamente l'amplificazione del moto sismico atteso in superficie tramite un'analisi monodimensionale o bidimensionale, a seconda delle condizioni geologiche/topografiche presenti nel sito d'indagine, e restituisce una Carta di Microzonazione Sismica con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Va sottolineato che l'adozione di tre livelli consente una grande flessibilità nelle applicazioni, in quanto permette di adeguare il livello di approfondimento alle risorse e ai tempi disponibili, nonchè al tipo di utilizzo. Si ritiene che, soprattutto nei piccoli centri abitati o nelle fasi preliminari di stesura dei piani urbanistici, anche il Livello 1 si possa rivelare di grande efficacia ai fini della prevenzione sismica.

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa pienamente il Livello 3 di approfondimento come previsto nella D.G.R. 2193 del 2015 e dalle Linee Guida Nazionali per la microzonazione sismica.

Sono state condotte misure sperimentali sia di tipo sismico che geotecnico per quantificare correttamente il grado di rigidità del sottosuolo e per stimare le frequenze di risonanza del sito al fine di ottenere un modello matematico evoluto in grado di stimare il fattore di amplificazione locale.

6. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE

6.1. Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, dello studio di MS Livello 2 e presso l'Ufficio Tecnico. In particolare, quest'ultimo non ha prodotto risultati particolarmente significati per il presente lavoro.

Per questo motivo, al fine di caratterizzare correttamente, dal punto di vista sismico, i terreni presenti nel comune di Sant'Ilario d'Enza, sono state condotte una serie di misure geognostiche in prossimità delle zone ritenute più significative, coinvolgendo comunque tutto il territorio; le indagini condotte sono state schedate, riportate in allegato e inserite nel supporto digitale (DVD). In particolare, sono state effettuate:

- **n°75 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)** per individuare le frequenze di risonanza dei depositi;
- **n°75 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*)** sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- **n°3 sondaggi a carotaggio continuo** spinti fino ad una profondità massima di 30 m dal p.c. locale per la caratterizzazione stratigrafica del sottosuolo e prove SPT in foro per la parametrizzazione geotecnica (report stratigrafico in allegato);
- **n°2 prove di laboratorio di colonna risonante** per la determinazione del comportamento dinamico dei terreni (risultati delle analisi in allegato).

6.2. Metodologie di elaborazione e risultati nuove indagini

6.2.1. Indagini sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)

La tecnica di sismica passiva (tecnica dei rapporti spettrali o H.V.S.R., *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) è totalmente non invasiva, molto rapida, si può applicare ovunque e non richiede nessun tipo di perforazione, né stendimento di cavi, né energizzazioni esterne diverse dal rumore ambientale che in natura già esiste ovunque. I risultati che si possono ottenere da una registrazione di questo tipo sono:

- la **frequenza di risonanza del sito,** che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di *doppia risonanza*, estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;
- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito *(free field)* e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà

quindi possibile calcolare la $V_{s,30}$ e la relativa categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 14/01/2008;

- la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 m e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 m. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e la densità del mezzo stesso.

Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremori. La forma di un'onda registrata in un sito *x* da uno strumento dipende:

- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente *s*;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente *s* al sito *x* (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
- dalla risposta dello strumento.

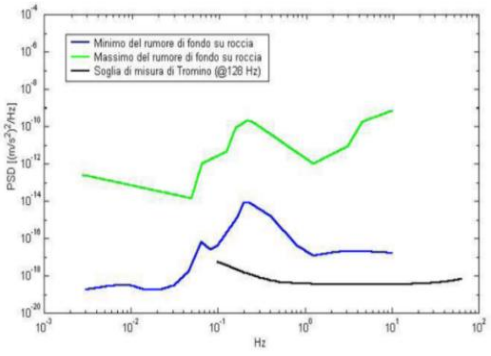
Possiamo scrivere questo come:

segnale registrazione al sito x = sorgente * effetti di percorso * funzione trasferimento strumento

Il rumore sismico ambientale, presente ovunque sulla superficie terrestre, è generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. Si chiama anche *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto piccole, molto più piccole di quelle indotte dai terremoti. I metodi che si basano sulla sua acquisizione si dicono passivi, poiché il rumore non è generato *ad hoc*, come ad esempio le esplosioni della sismica attiva. Nel tragitto dalla sorgente *s* al sito *x* le onde elastiche (sia di terremoto che microtremore) subiscono riflessioni, rifrazioni, intrappolamenti per fenomeni di guida d'onda, attenuazioni che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato. Questo significa che, se da un lato l'informazione riguardante la sorgente è persa e non sono più applicabili le tecniche della sismica classica, è presente comunque una parte debolmente correlata nel segnale che può essere estratta e che contiene le informazioni concernenti il percorso del segnale e, in particolare, relative alla struttura locale vicino al sensore. Dunque, anche il debole rumore sismico, che tradizionalmente costituisce la parte di segnale scartata dalla sismologia classica, contiene informazioni. Questa informazione è però sepolta all'interno del rumore casuale e può essere estratta attraverso tecniche opportune.

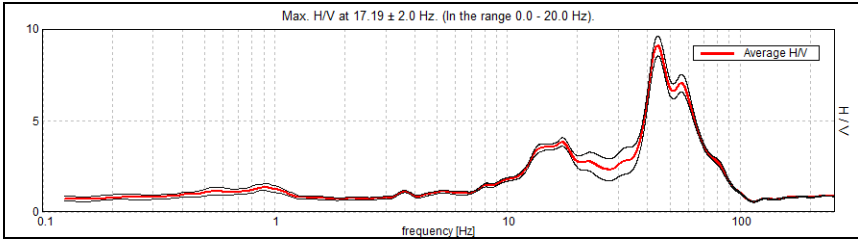
Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o semplicemente H.V.S.R., che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo, informazione di notevole importanza nell'ingegneria sismica.

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta MOHO Spa modello *Tromino® ENGY-Plus* che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri elettrodinamici ortogonali tra loro ad alta definizione con intervallo di frequenza compreso tra 0,1 Hz e 256 Hz. Nella figura a fianco si riporta la curva di rumore di Tromino® a confronto con i modelli standard di rumore sismico massimo (in verde) e minimo (in blu) per la Terra. Gli spettri di potenza sono espressi in termini di accelerazione e sono relativi alla componente verticale del moto.



SINTESI DEI RISULTATI

Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli "effetti di sito" che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura. Analizzando la "Carta delle frequenze" e la "Carta delle indagini" successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n°75 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Sant'Ilario d'Enza: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il "modo" di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche. Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, …, T75), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove con indicata la frequenza **"fondamentale"** (valore di frequenza più basso) e quella **"caratteristica - MAX"** (valore di frequenza con rapporto H/V più elevato) di sito. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale. A seguire un esempio di misura H.V.S.R. condotta per il presente studio.



Il sito indagato (misura H.V.S.R. n°2) presenta una frequenza fondamentale di risonanza a circa 0,90 Hz e una frequenza massima di circa 17,2 Hz.

CODICE PROVA	F_0 "FONDAMENTALE" [HZ] (INTERVALLO 0,1 – 20 HZ)	FREQUENZA "MAX" [HZ] (INTERVALLO 0,1 – 20 HZ)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 HZ)	PRESENZA DI ARTEFATTI
T1	0,88	14,34	SI	NP
T2	0,90	17,19	SI	NO
T3	0,80	19,97	SI	SI
T4	0,85	19,97	SI	SI
T5	0,60	19,97	SI	SI
T6	0,88	0,88	NO	SI
T7	1,23	17,91	SI	SI
T8	1,24	19,97	SI	SI
T9	0,80	19,97	SI	SI
T10	0,50	19,97	NO	SI
T11	5,81	5,81	SI	NO
T12	1,50	19,97	SI	SI
T13	1,22	5,06	SI	SI
T14	0,63	15,25	SI	SI
T15	0,60	19,97	SI	SI
T16	0,95	5,13	SI	NO
T17	0,85	18,38	SI	NO
T18	0,82	16,25	SI	NO
T19	0,60	16,78	SI	NO
T20	0,56	16,50	SI	NO
T21	0,98	6,25	SI	NO
T22	0,80	19,97	SI	NO
T23	0,74	19,97	SI	NO
T24	0,88	0,88	SI	NO
T25	0,90	19,97	SI	SI
T26	0,83	19,97	SI	SI
T27	0,94	5,47	SI	NO
T28	0,80	5,87	SI	NO
T29	0,83	11,84	SI	SI
T30	0,50	19,97	SI	NO

T31	0,40	19,97	SI	NO
T32	0,65	9,88	SI	SI
T33	0,62	19,97	SI	NO
T34	0,80	17,56	SI	NO
T35	0,65	19,97	NO	SI
T36	0,75	18,72	SI	NO
T37	1,00	8,53	SI	SI
T38	0,60	9,13	SI	NO
T39	0,90	9,22	SI	NO
T40	0,81	0,81	SI	NO
T41	2,20	10,94	SI	SI
T42	0,80	6,25	SI	NO
T43	0,55	9,34	SI	NO
T44	1,00	14,25	SI	NO
T45	0,45	16,47	SI	NO
T46	0,78	10,84	SI	NO
T47	0,80	19,97	SI	NO
T48	0,75	0,75	NO	NO
T49	0,78	13,75	SI	NO
T50	0,75	14,97	SI	NO
T51	0,80	19,97	SI	NO
T52	0,82	11,75	SI	SI
T53	0,84	0,84	NO	NO
T54	0,90	19,97	SI	SI
T55	0,88	0,88	SI	NO
T56	0,62	11,78	SI	NO
T57	0,80	18,31	SI	NO
T58	0,80	10,91	SI	SI
T59	0,50	8,13	SI	NO
T60	0,90	4,91	SI	NO
T61	0,63	12,63	SI	SI
T62	0,80	13,91	SI	NO
T63	0,55	18,00	SI	SI
T64	0,70	15,59	SI	NO
T65	0,60	13,69	SI	SI
T66	1,13	1,13	SI	SI
T67	0,60	18,34	SI	SI
T68	0,55	18,31	SI	SI
T69	0,85	18,72	SI	SI
T70	0,62	19,97	SI	SI
T71	0,55	19,97	SI	SI
T72	0,69	0,69	NO	NO
T73	0,75	5,63	NO	SI
T74	0,78	19,97	SI	SI
T75	0,45	19,97	SI	NO

6.2.2. Indagini sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie. Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico–matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

La procedura Re.Mi. è un metodo di prospezione sismica sviluppato presso l'Università di Reno in Nevada (Louie, 2001) e viene classificato come *metodo passivo* in quanto utilizza il rumore ambientale. I vantaggi derivanti da questo metodo sono molteplici poiché è veloce e semplice da usare in fase di acquisizione, raggiunge una buona profondità e risoluzione d'indagine ma, soprattutto, permette di ottenere migliori risultati in ambienti particolarmente urbanizzati. La fase di acquisizione deve essere effettuata con una serie di accorgimenti e precauzioni da adottare in sito e nella pianificazione della registrazione. Tutto è finalizzato alla registrazione di dati contenenti la miglior informazione possibile riguardo alla propagazione delle onde di Rayleigh con buon rapporto segnale-rumore.
Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso Re.Mi. la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e di questi si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* spaziale: risulta quindi necessario soddisfare la condizione di *omnidirezionalità* delle sorgenti, cioè si suppone che il rumore ambientale provenga sostanzialmente da tutte le direzioni.
I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx, che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine. La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r), che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1{,}1\ V_r$). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio x-t (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.
La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma <u>è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interpretatore</u> anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame.
Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.6.4 – 2013.
Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei5 10 Hz), sono stati utilizzati n°16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza; la spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 2 m o 3 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

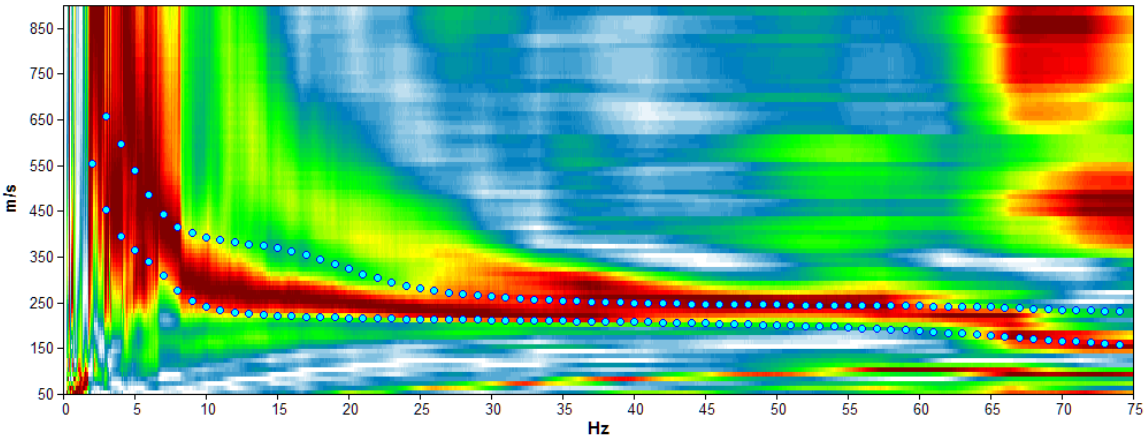


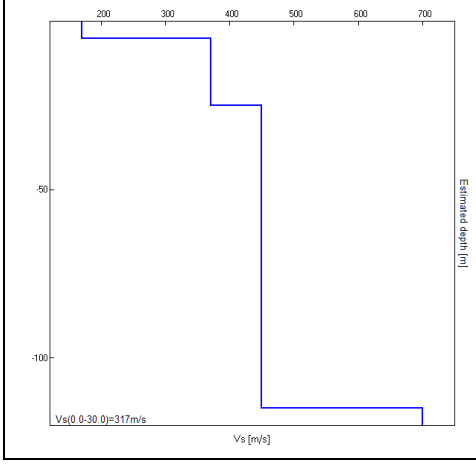
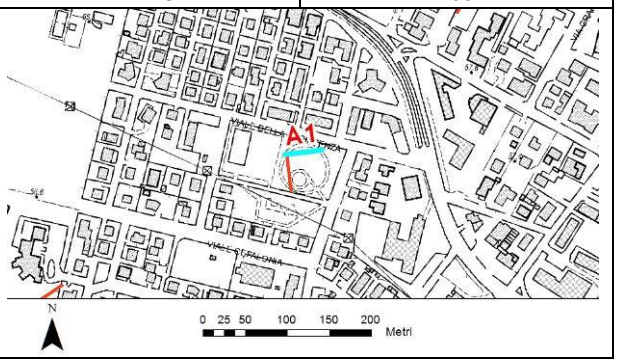
SINTESI DEI RISULTATI

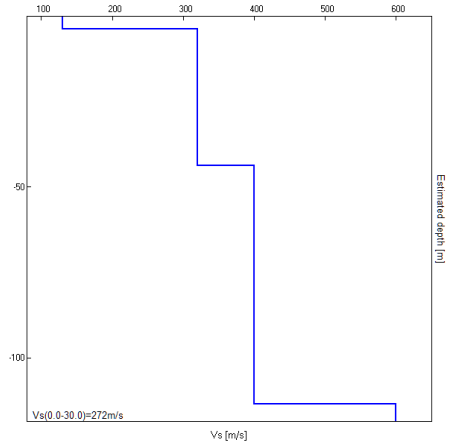
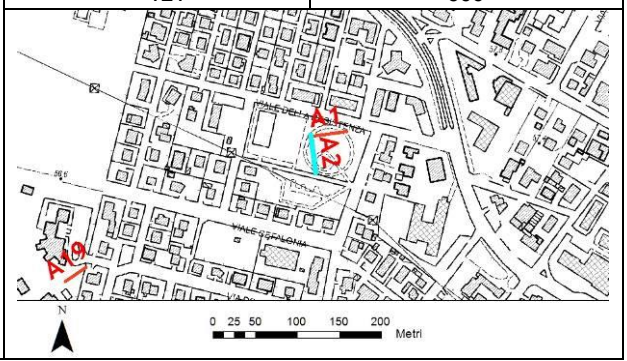
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici Re.Mi.) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche "sismiche" dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_S) dei terreni testati.

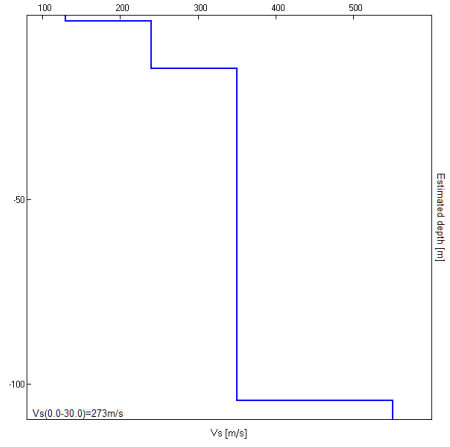
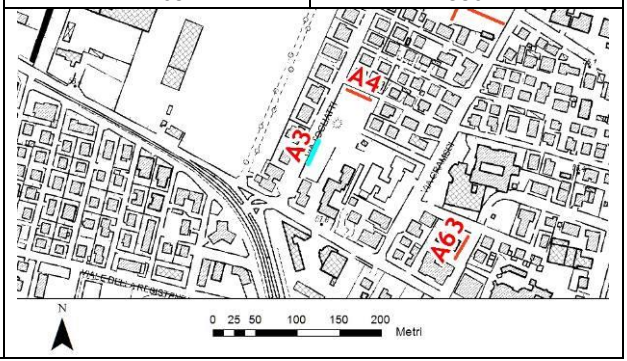
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e delle H.V.S.R. accoppiate ad essi (cfr. Schede A1, …, A75 – T1, …, T75). Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio S (V_S). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

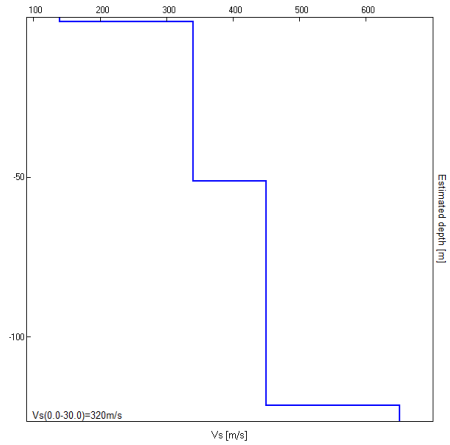
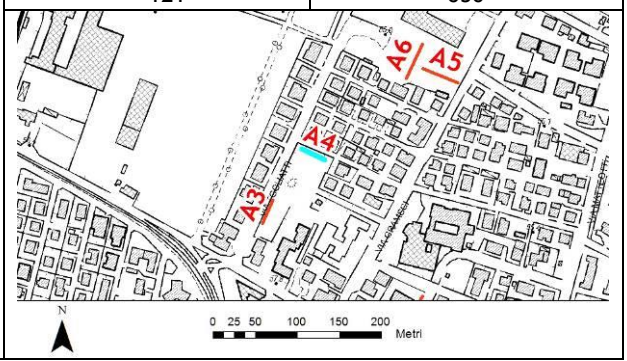
A seguire un esempio di curva di dispersione da misura Re.Mi. (A2) condotta per il presente lavoro. Si può osservare la buona coerenza del segnale e l'elevata profondità d'indagine data dai valori di frequenza registrati.

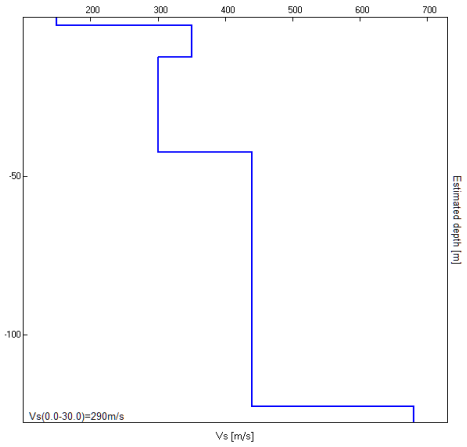
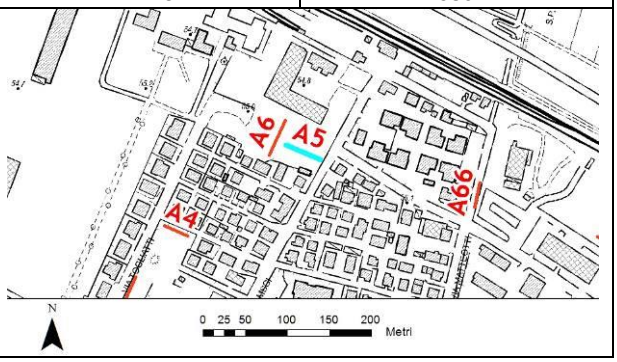


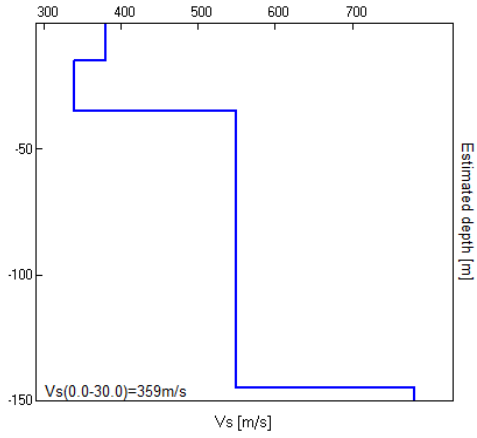
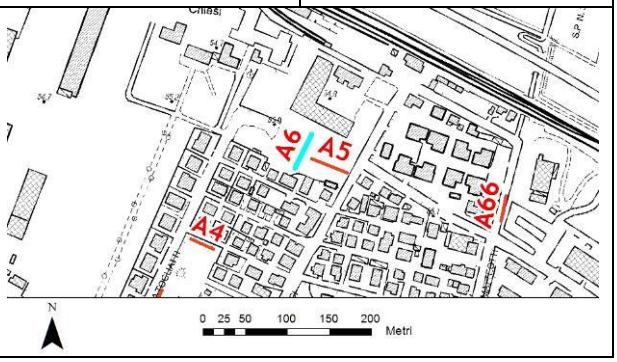
A1	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 5,0	170
	5,0 – ≈25	370
	≈25 - ≈115	450
	> ≈115	700
		

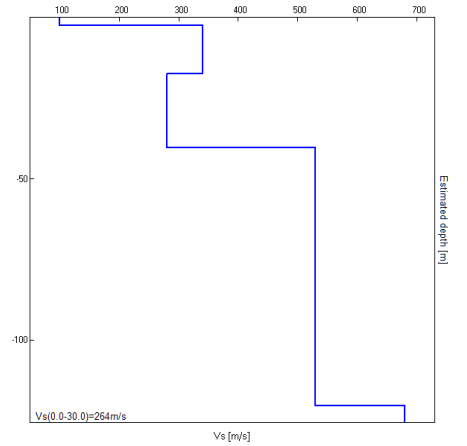
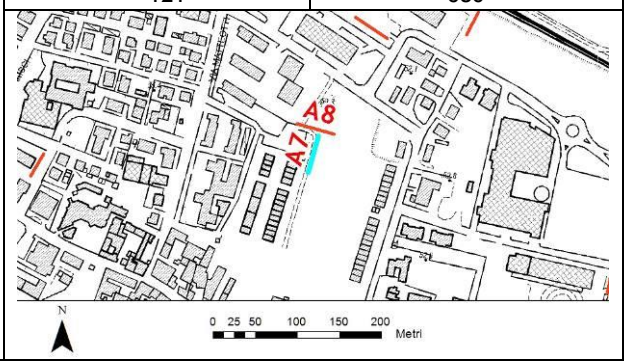
A2	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,6	130
	3,6 – ≈44	320
	≈44 - ≈121	400
	> ≈121	600
		

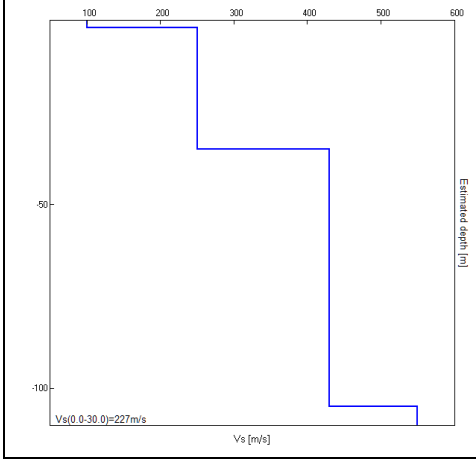
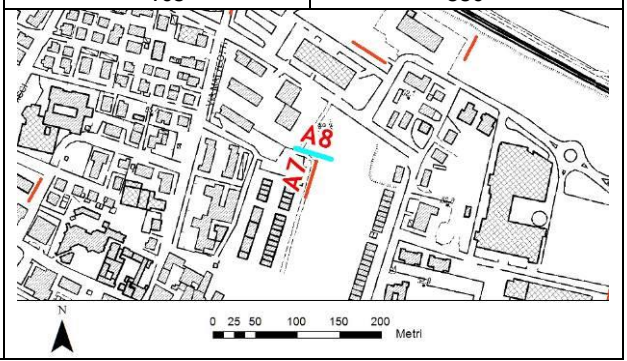
A3	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,5	130
	1,5 – ≈15	240
	≈15 - ≈105	350
	> ≈105	550
		

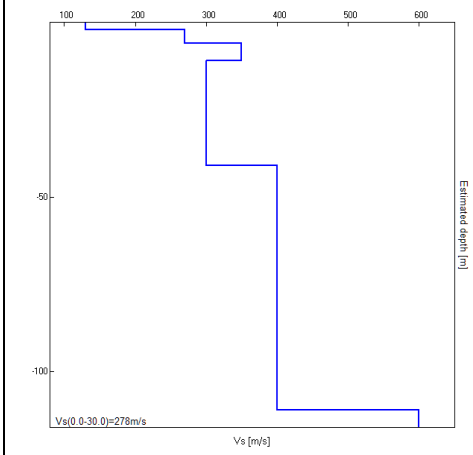
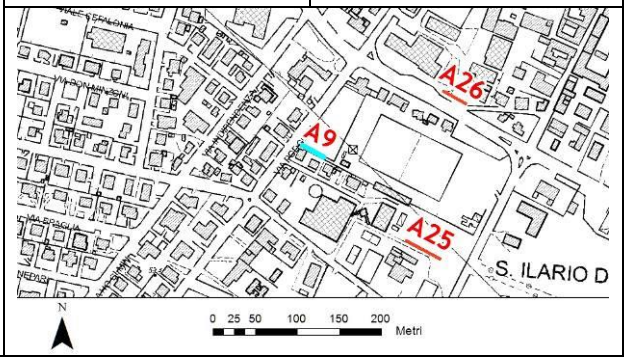
A4	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,3	140
	1,3 – ≈51	340
	≈51 - ≈121	450
	> ≈121	650
		

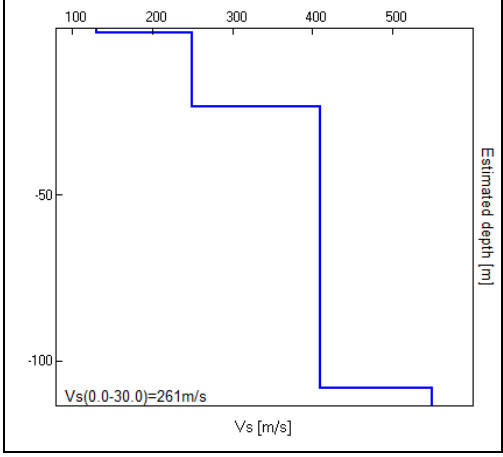
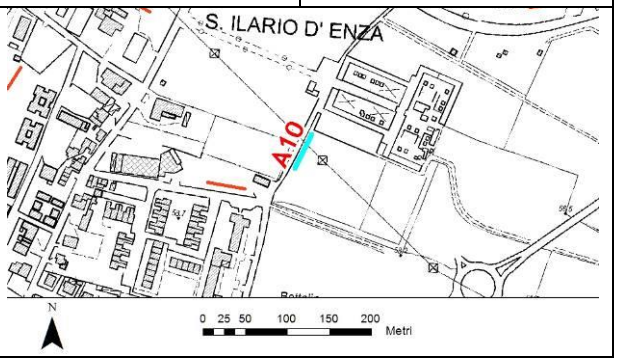
A5	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,5	150
	2,5 – ≈13	350
	≈13 - ≈43	300
	≈43 - ≈123	440
	> ≈123	680
		

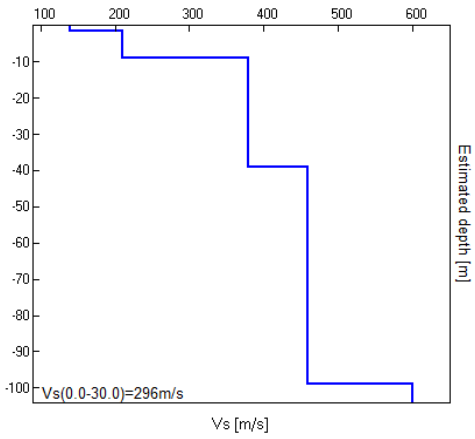
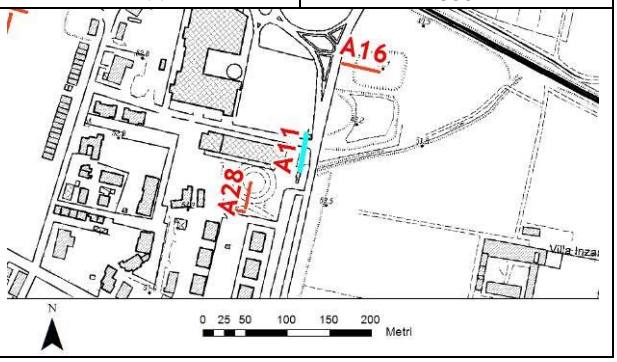
A6	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – ≈15	380
	≈15 – ≈35	340
	≈35 - ≈145	550
	> ≈145	780
		

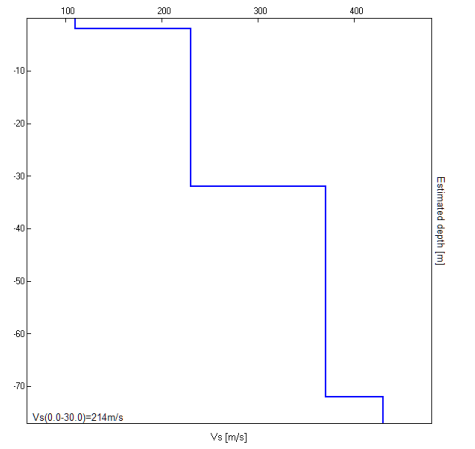
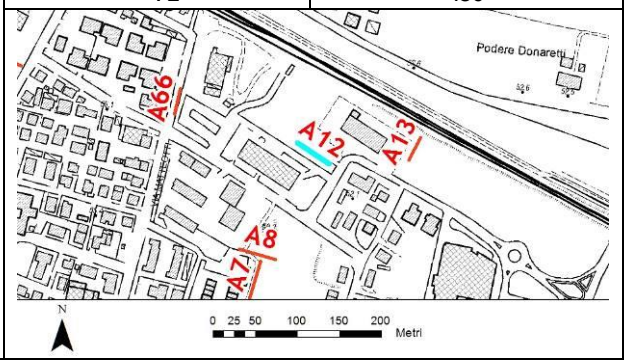
A7	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,5	100
	2,5 – ≈18	340
	≈18 - ≈41	280
	≈41 - ≈121	530
	> ≈121	680
		

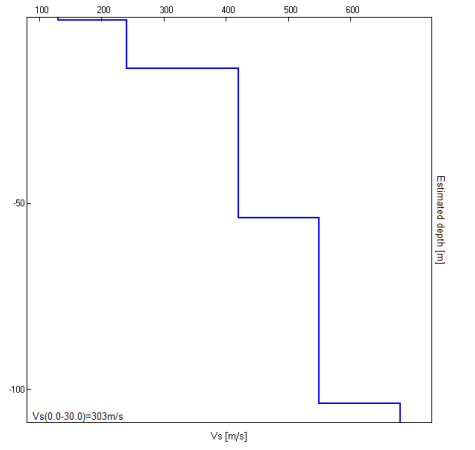
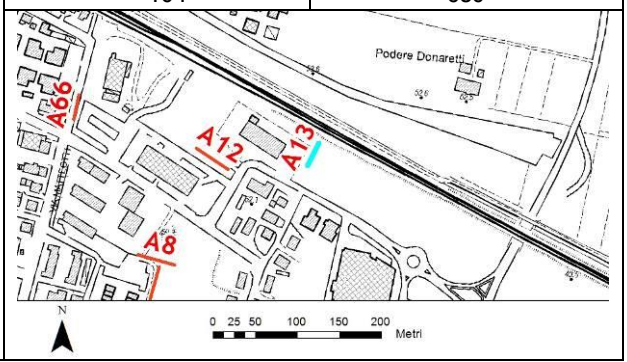
A8	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,0	100
	2,0 – ≈35	250
	≈35 – ≈105	430
	> ≈105	550
		

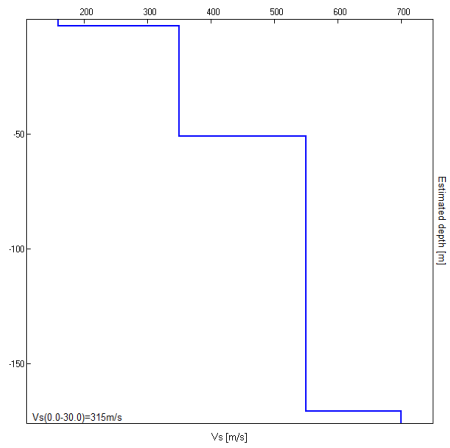
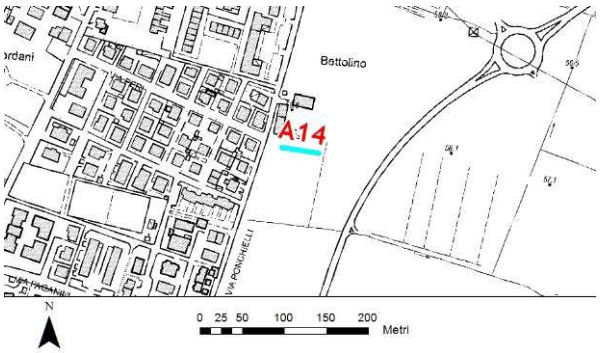
A9	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,0	130
	2,0 – 6,0	270
	6,0 – ≈11	350
	≈11 – ≈41	300
	≈41 – ≈111	400
	> ≈111	600
		

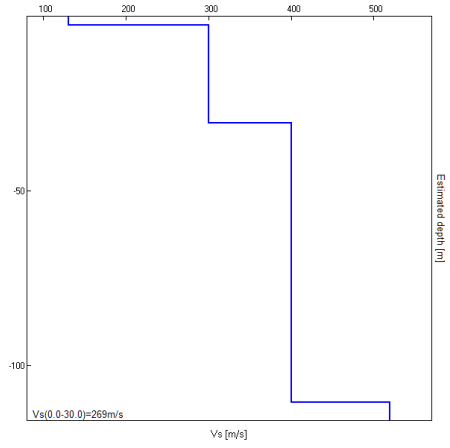
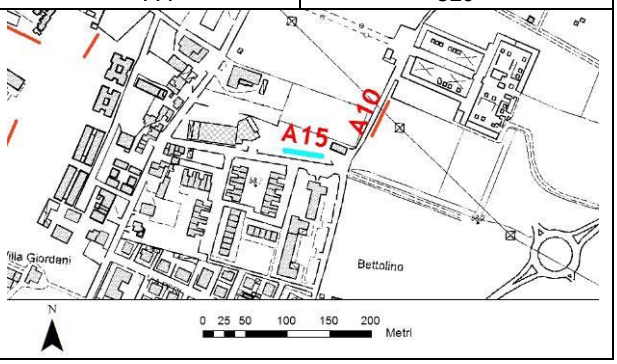
A10	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,4	130
	1,4 – ≈23	250
	≈23 – ≈108	410
	> ≈108	550
		

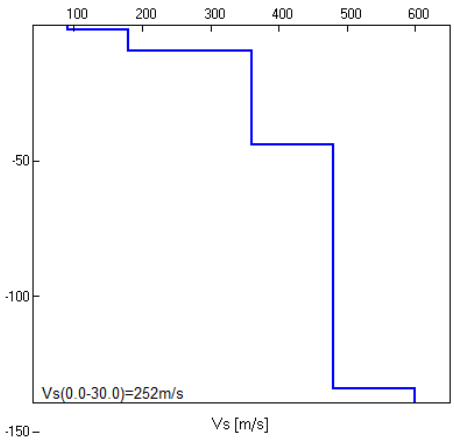
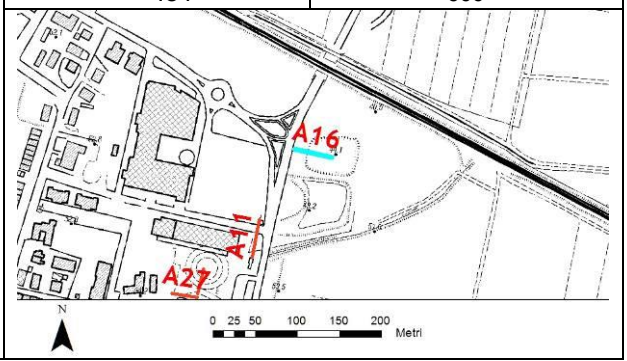
A11	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,4	140
	1,4 - 9,0	210
	9,0 - ≈39	380
	≈39 - ≈99	460
	> ≈99	600
		

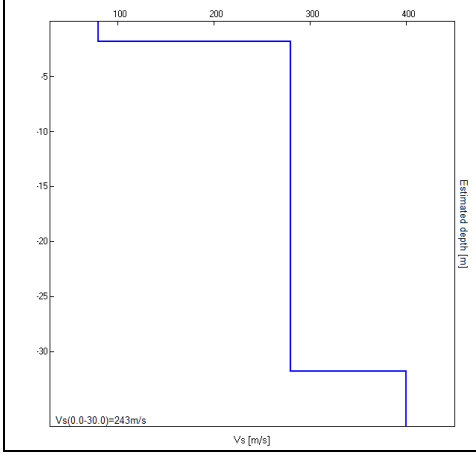
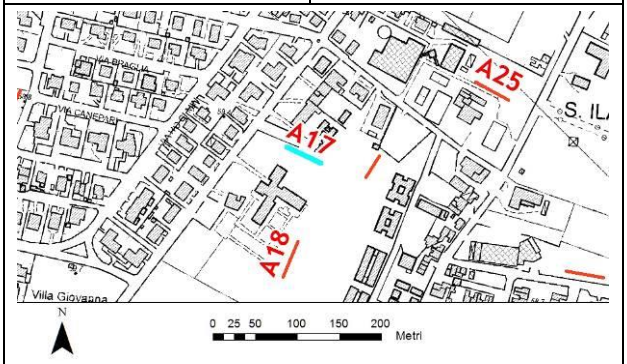
A12	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	110
	2,0 - ≈32	230
	≈32 - ≈72	370
	> ≈72	430
		

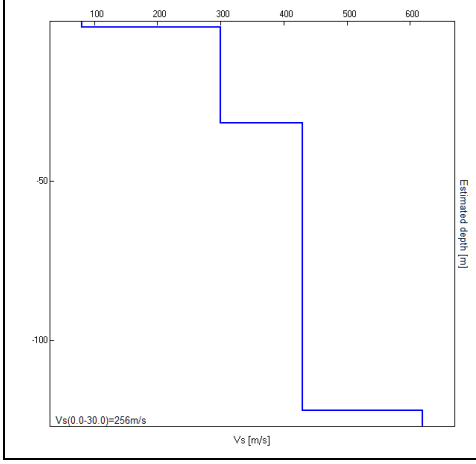
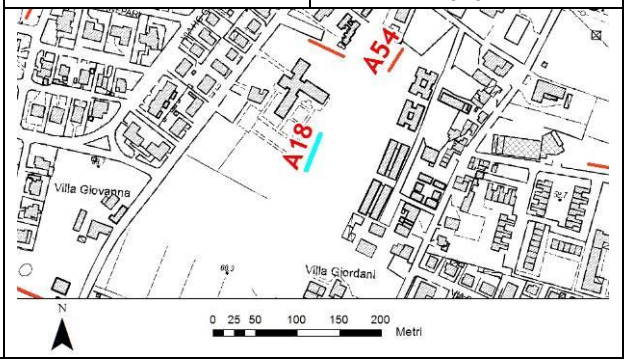
A13	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 0,8	130
	0,8 - ≈14	240
	≈14 - ≈54	420
	≈54 - ≈104	550
	> ≈104	680
		

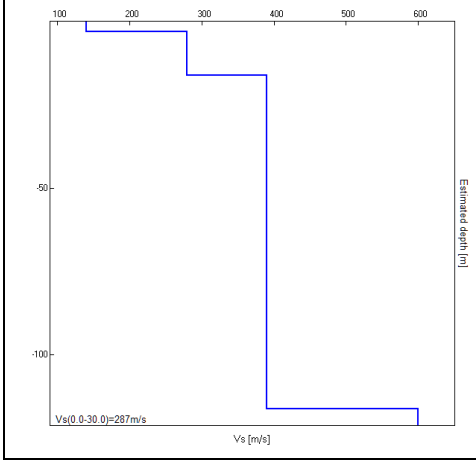
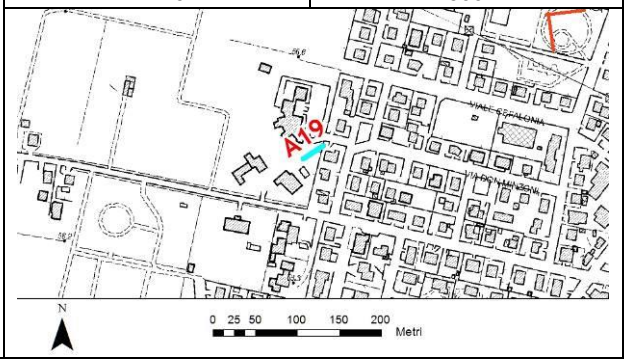
A14	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,8	160
	2,8 - ≈51	350
	≈51 - ≈171	550
	> ≈171	700
		

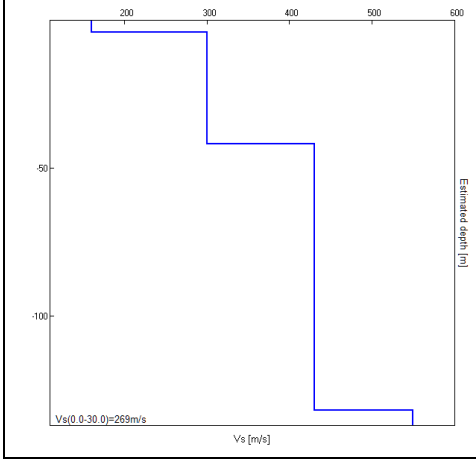
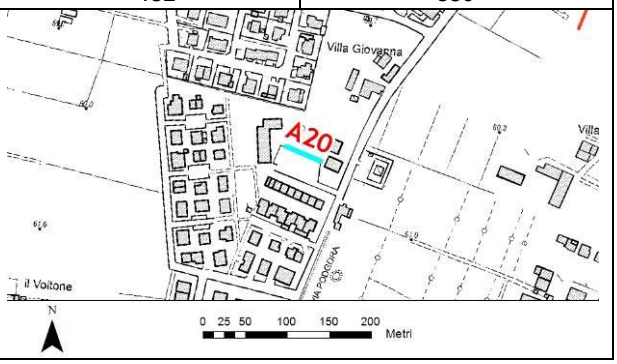
A15	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,6	130
	2,6 – ≈31	300
	≈31 – ≈111	400
	> ≈111	520
		

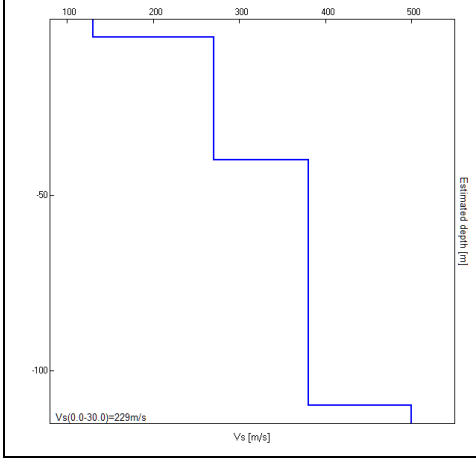
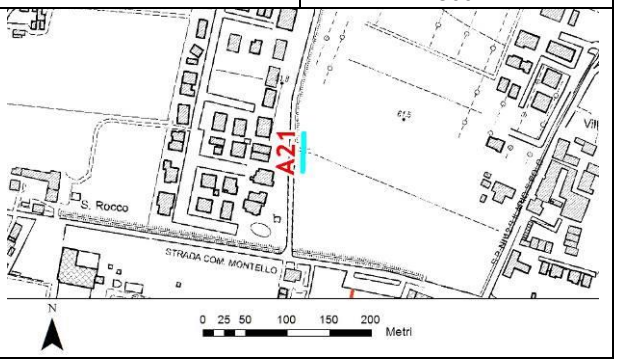
A16	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,8	90
	1,8 – 9,2	180
	9,2 – ≈44	360
	≈44 - ≈134	480
	> ≈134	600
		

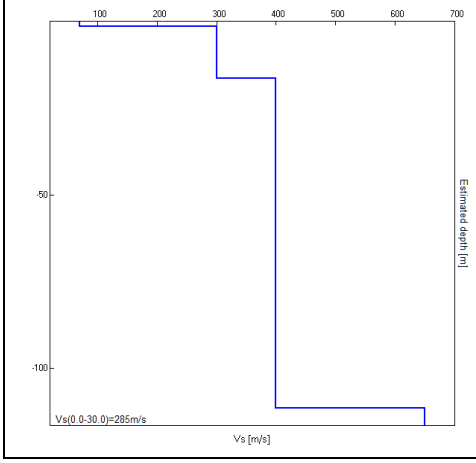
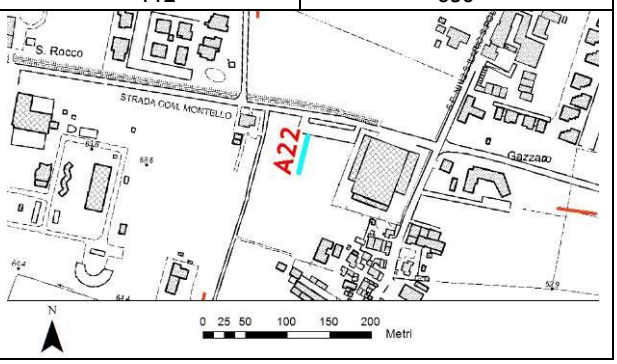
A17	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,8	80
	1,8 – ≈32	280
	> ≈32	400
		

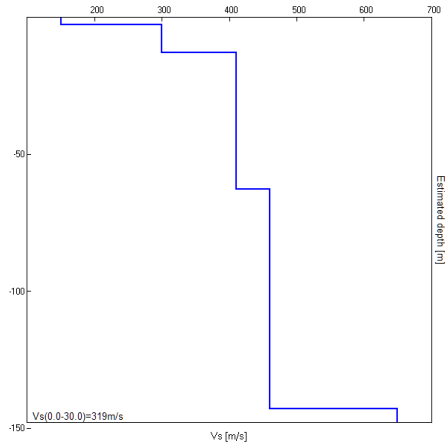
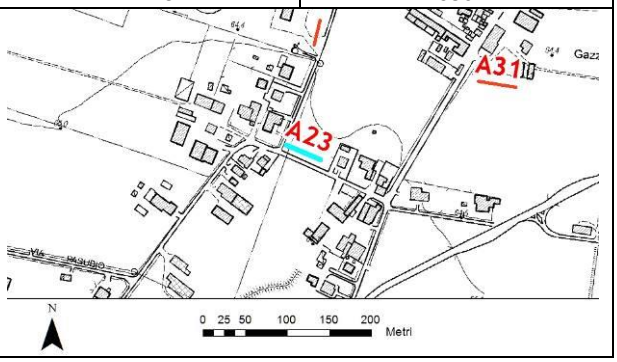
A18	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,9	80
	1,9 – ≈32	300
	≈32 - ≈122	430
	> ≈122	620
		

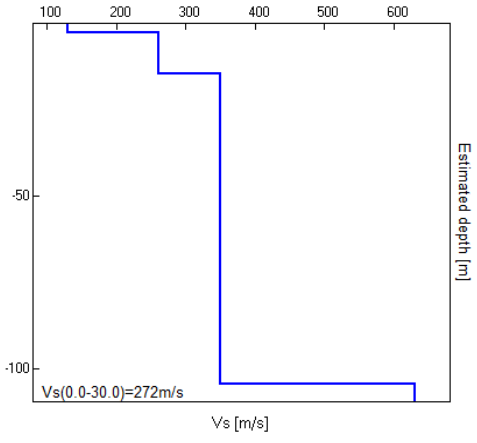
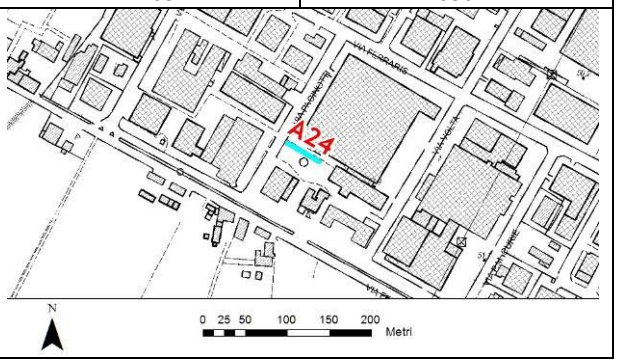
A19	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,2	140
	3,2 – ≈16	280
	≈16 – ≈116	390
	> ≈116	600
		

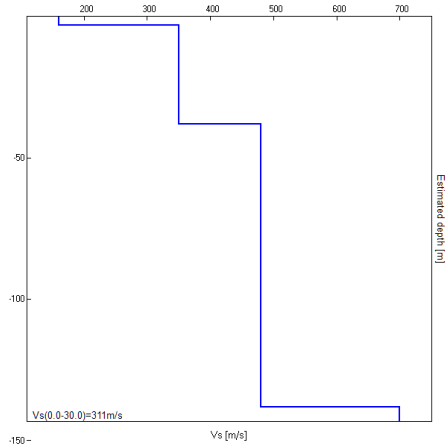
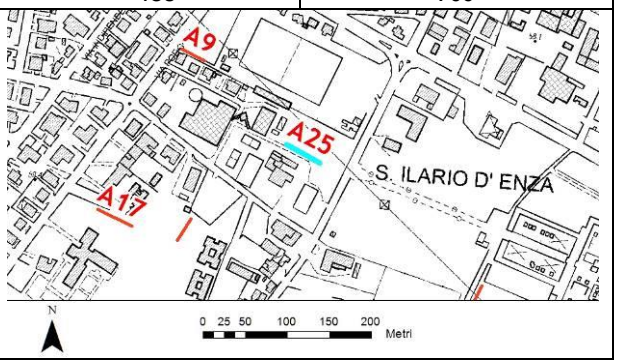
A20	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,9	160
	3,9 – ≈42	300
	≈42 – ≈132	430
	> ≈132	550
		

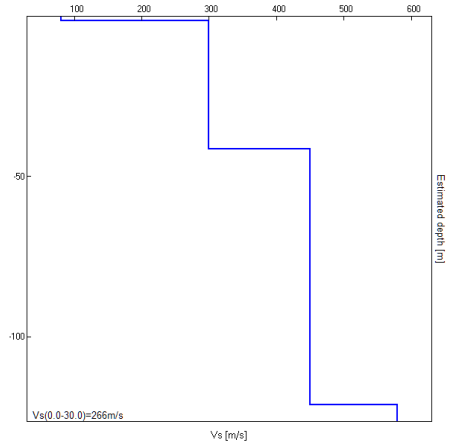
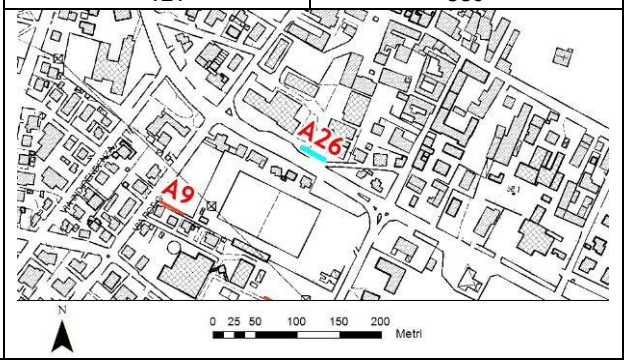
A21	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 5,0	130
	5,0 – ≈40	270
	≈40 – ≈110	380
	> ≈110	500
		

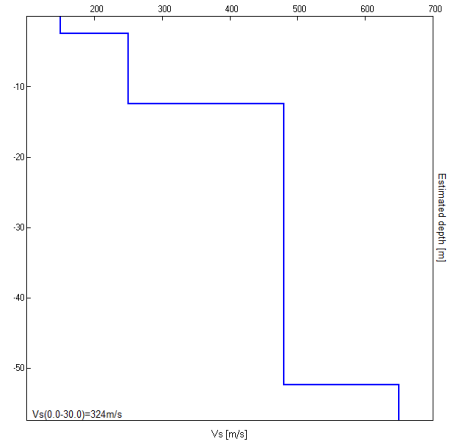
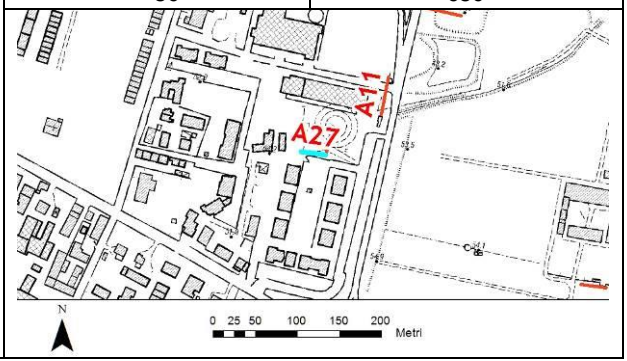
A22	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,5	70
	1,5 – ≈17	300
	≈17 – ≈112	400
	> ≈112	650
		

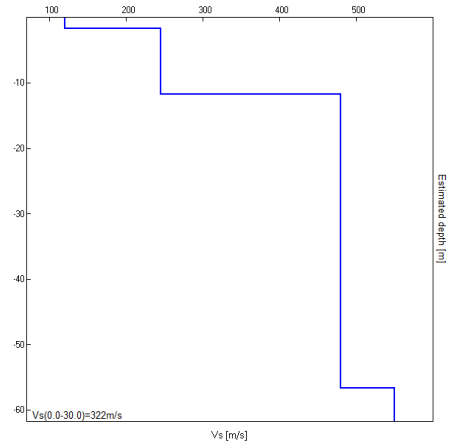
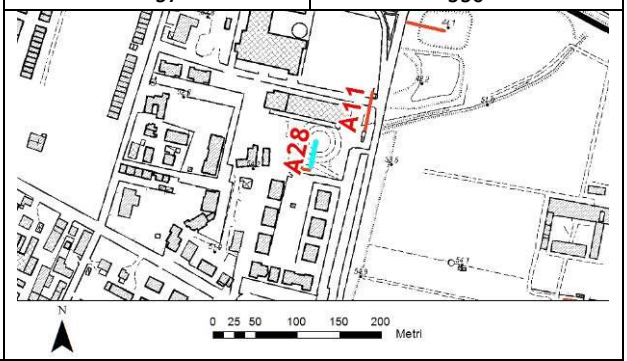
A23	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,8	150
	2,8 – ≈13	300
	≈13 – ≈63	410
	≈63 – ≈143	460
	> ≈143	650
		

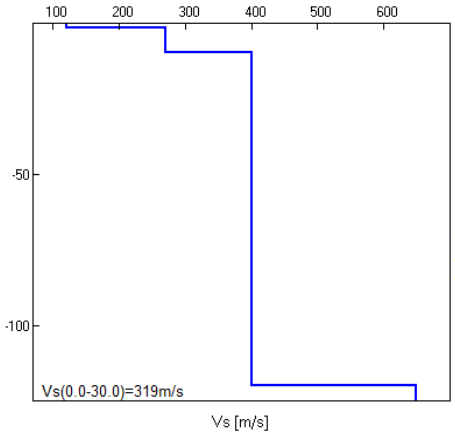
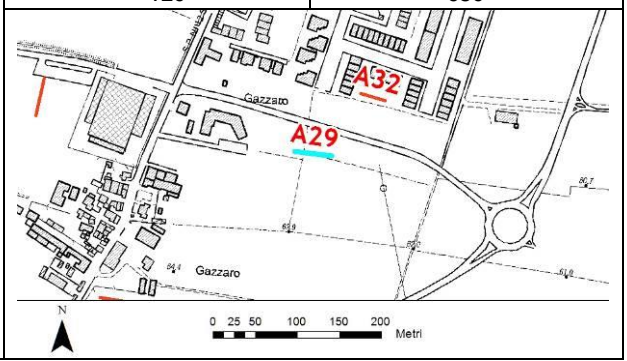
A24	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,6	130
	2,6 – ≈15	260
	≈15 – ≈105	350
	> ≈105	630
		

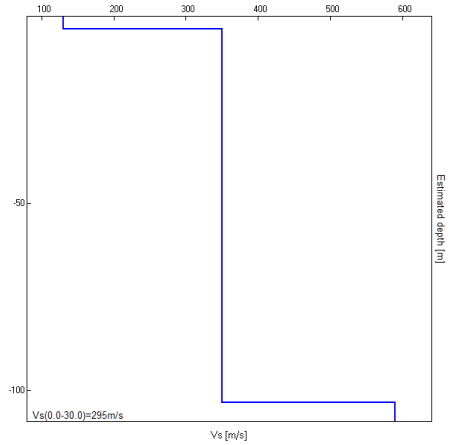
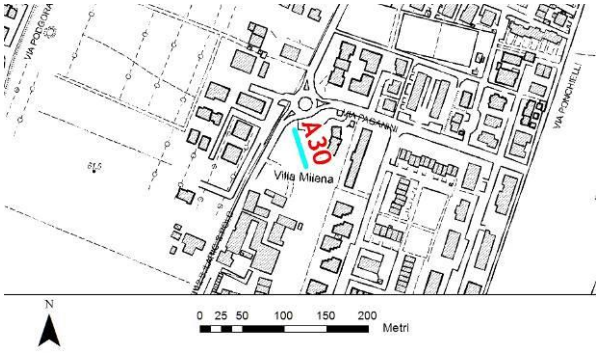
A25	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,2	160
	3,2 – ≈38	350
	≈38 – ≈138	480
	> ≈138	700
		

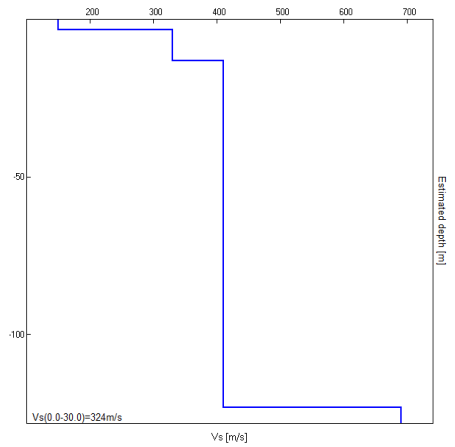
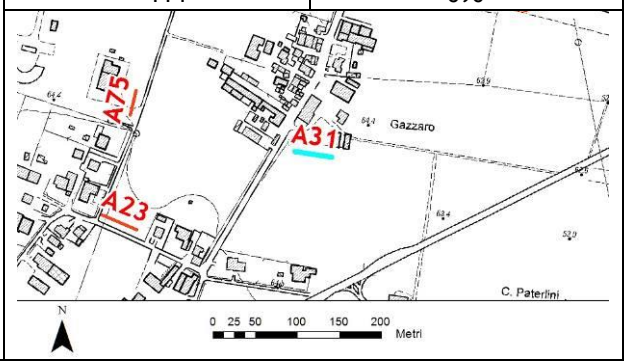
A26	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,4	80
	1,4 – ≈41	300
	≈41 – ≈121	450
	> ≈121	580
		

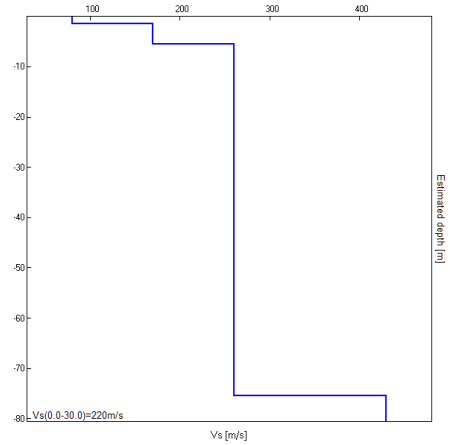
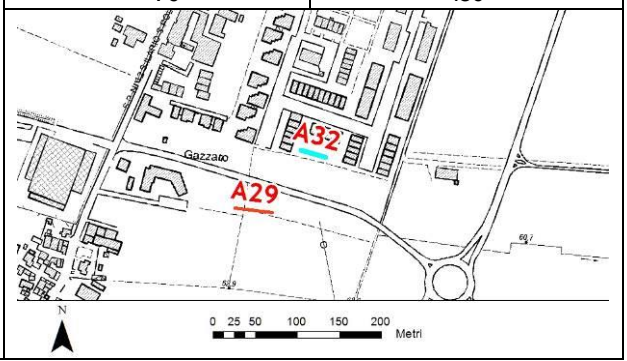
A27	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,4	150
	2,4 – ≈13	250
	≈13 – ≈50	480
	> ≈50	650
		

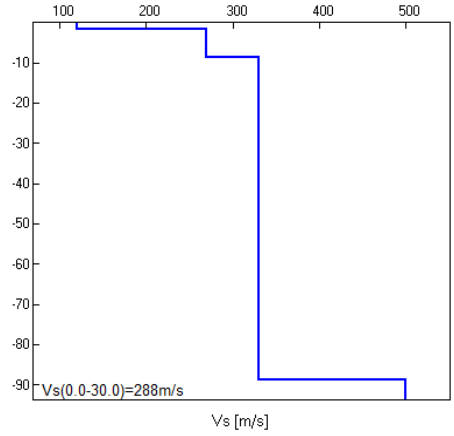
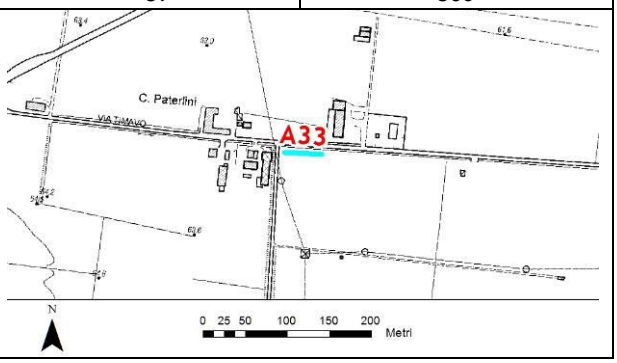
A28	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,7	120
	1,7 – ≈12	245
	≈12 – ≈57	480
	> ≈57	550
		

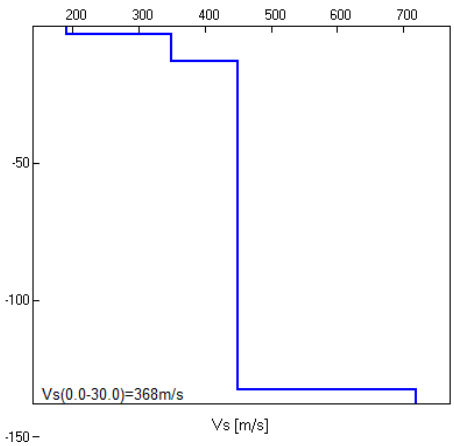
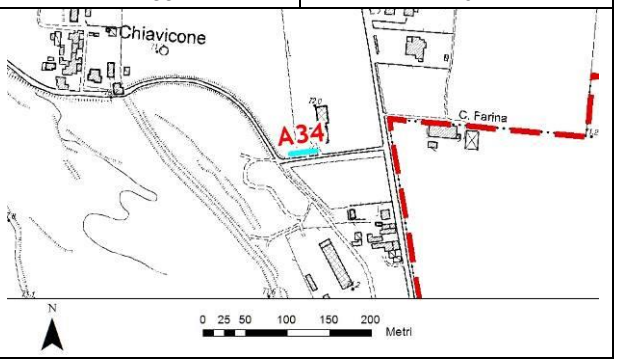
A29	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,6	120
	1,6 – ≈10	270
	≈10 – ≈120	400
	> ≈120	650
		

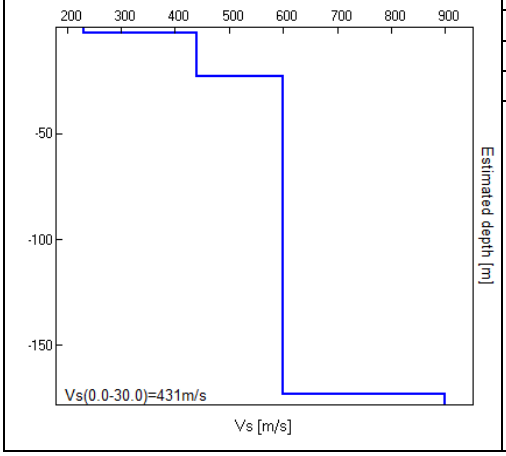
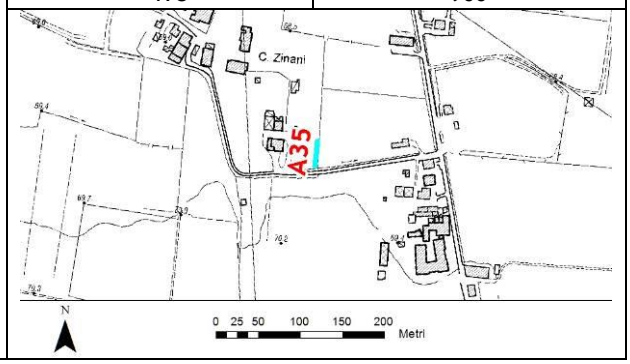
A30	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,3	130
	3,3 – ≈103	350
	> ≈103	590
		

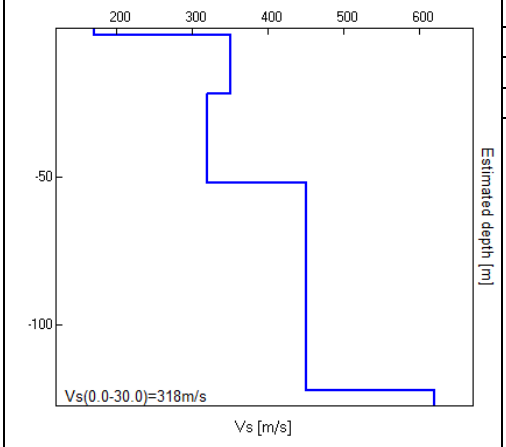
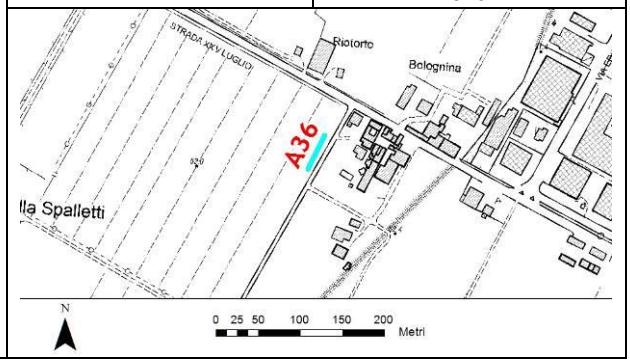
A31	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,5	150
	3,5 – ≈14	330
	≈14 – ≈114	410
	> ≈114	690
		

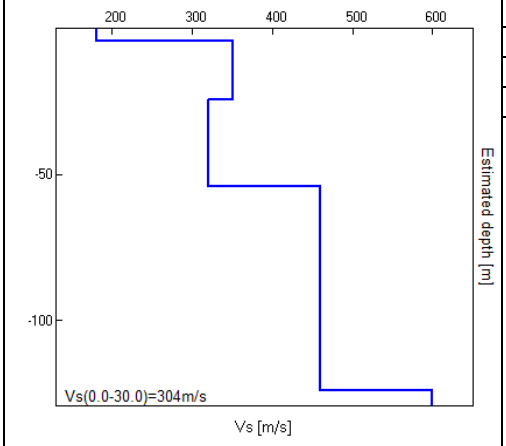
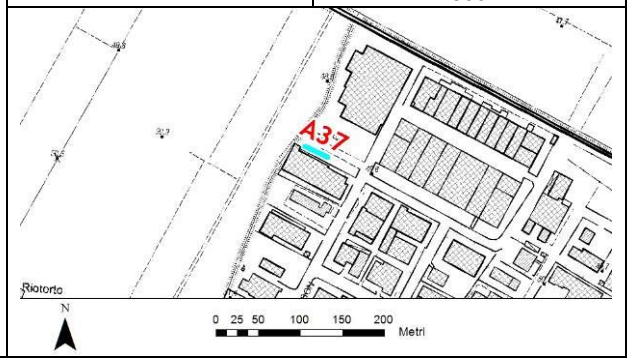
A32	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,5	80
	1,5 - 5,5	170
	5,5 - ≈76	260
	> ≈76	430
		

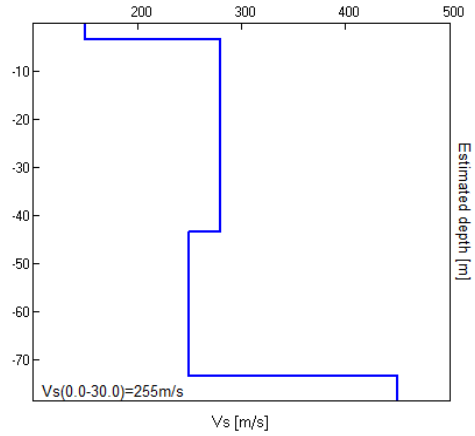
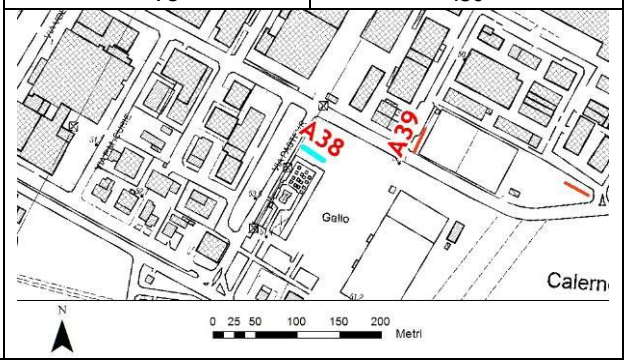
A33	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,6	120
	1,6 - 8,6	270
	8,6 - ≈89	330
	> ≈89	500
		

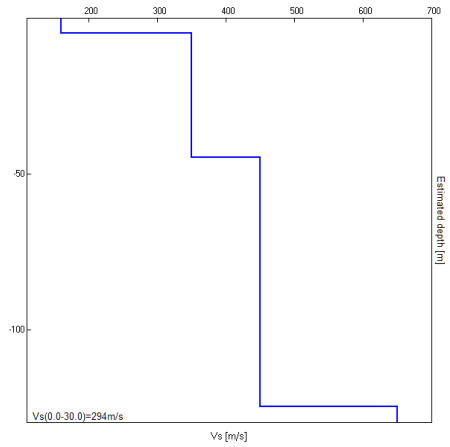
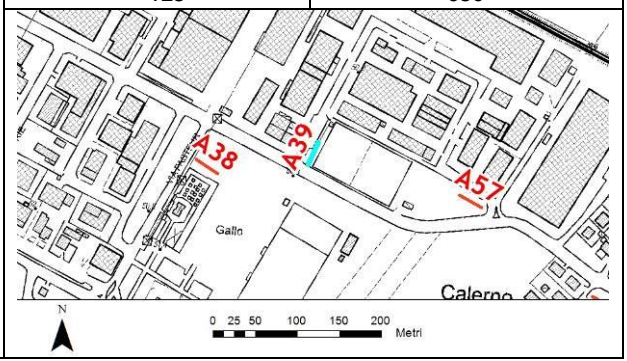
A34	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,8	190
	2,8 - ≈13	350
	≈13 - ≈133	450
	> ≈133	720
		

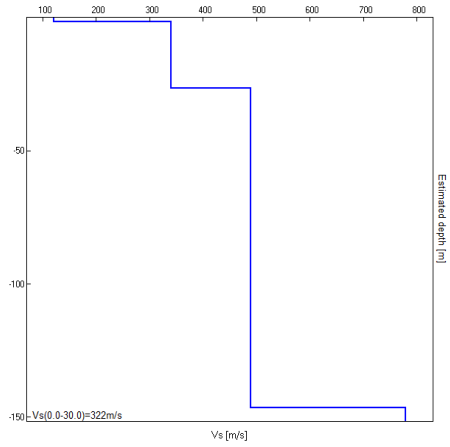
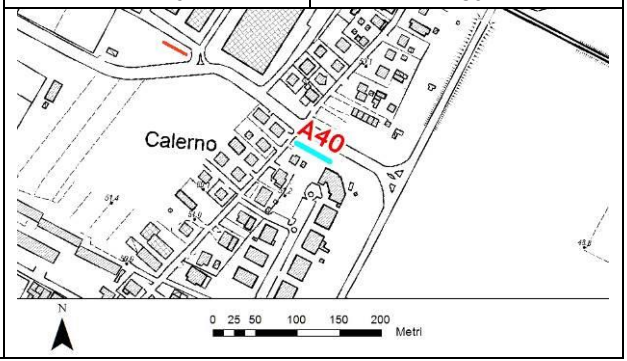
A35	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,8	230
	2,8 - ≈23	440
	≈23 - ≈173	600
	> ≈173	900
		

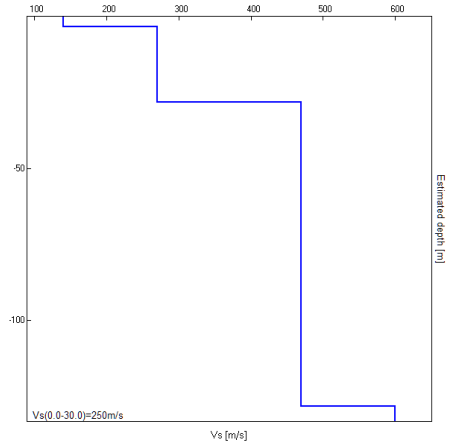
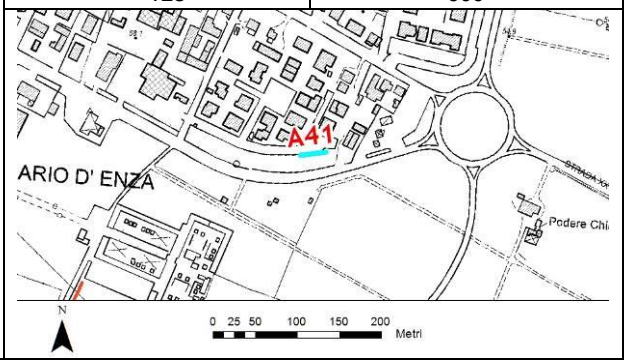
A36	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,2	170
	2,2 - ≈22	350
	≈22 - ≈52	320
	≈52 - ≈122	450
	> ≈122	620
		

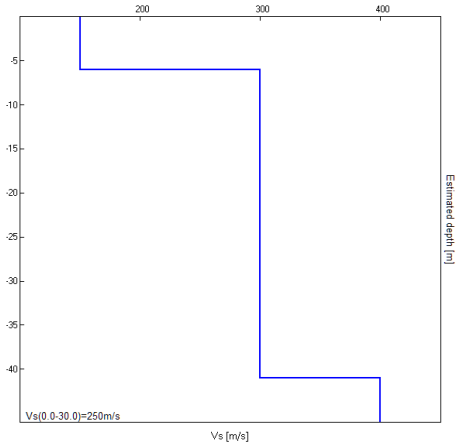
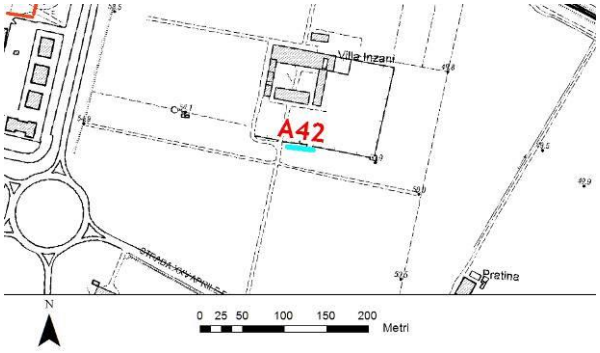
A37	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 4,2	180
	4,2 - ≈24	350
	≈24 - ≈54	320
	≈54 - ≈124	460
	> ≈124	600
		

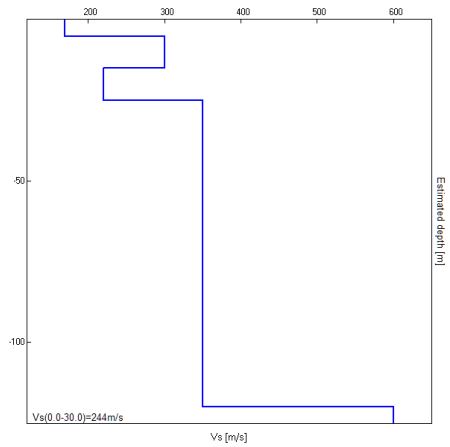
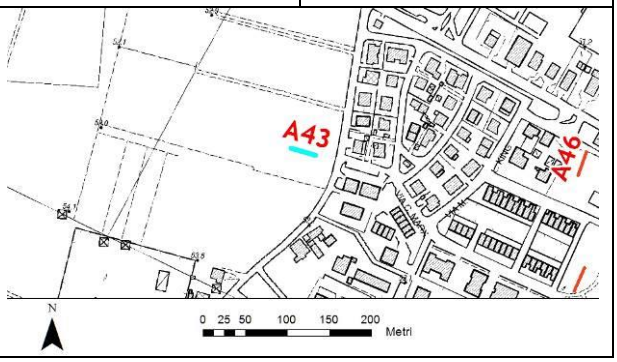
A38	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,4	150
	3,4 – ≈43	280
	≈43 – ≈73	250
	> ≈73	450
		

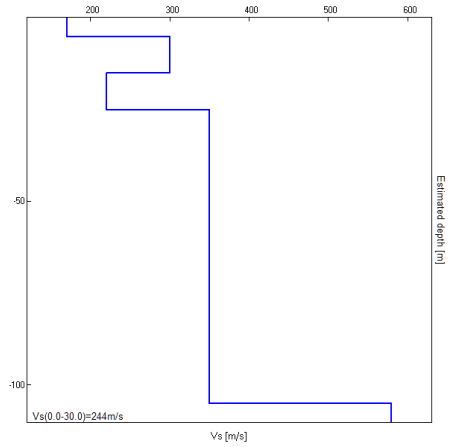
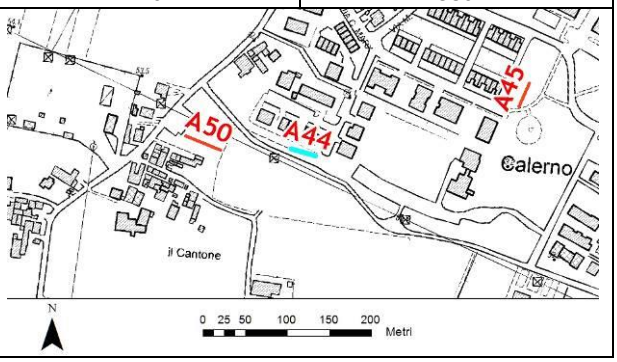
A39	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 4,8	160
	4,8 – ≈45	350
	≈45 – ≈125	450
	> ≈125	650
		

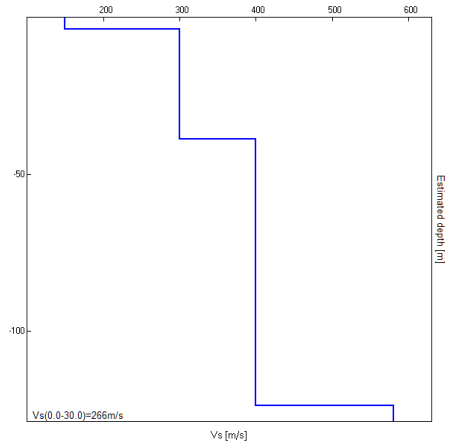
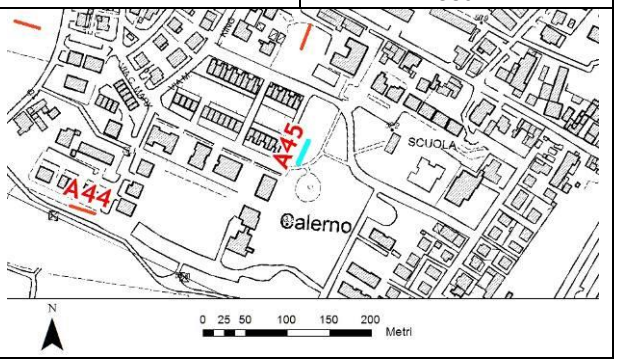
A40	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,5	120
	1,5 – ≈26	340
	≈26 – ≈146	490
	> ≈146	780
		

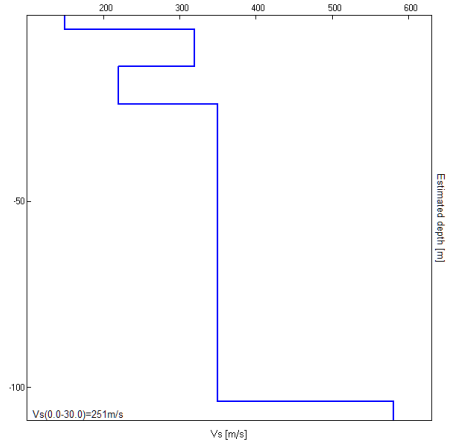
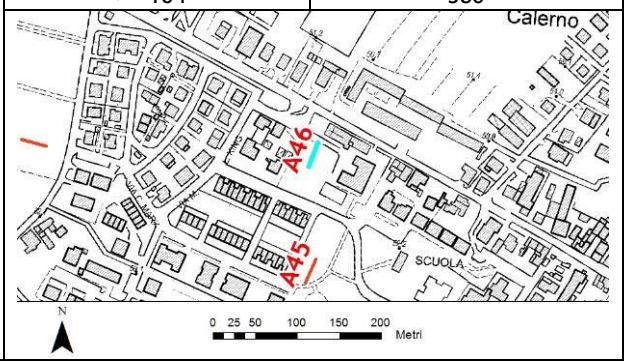
A41	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,3	140
	3,3 – ≈28	270
	≈28 – ≈128	470
	> ≈128	600
		

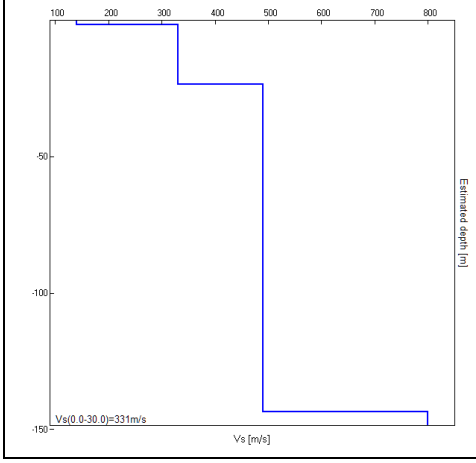
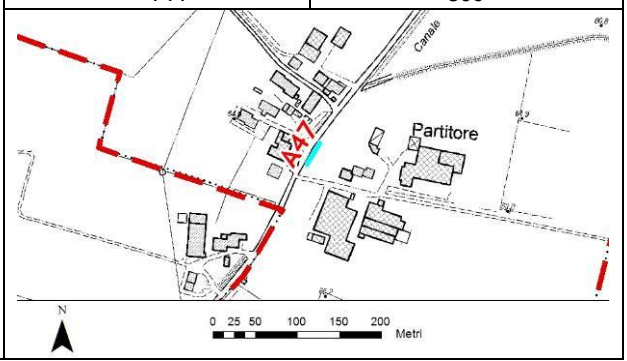
A42	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 6,0	150
	6,0 – ≈41	300
	> ≈41	400
		

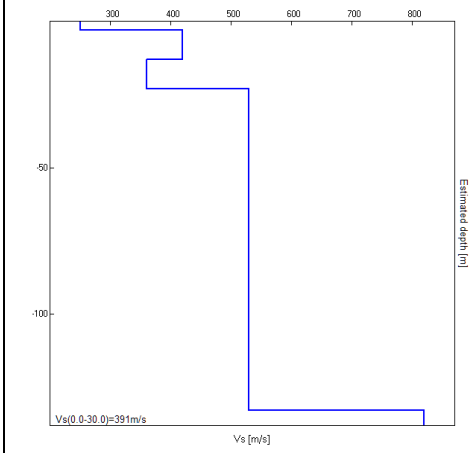
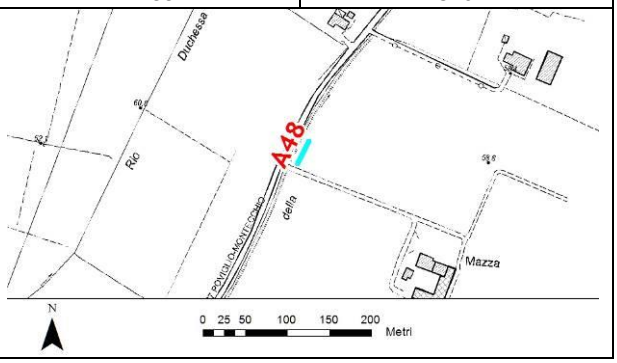
A43	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 5,2	170
	5,2 – ≈15	300
	≈15 – ≈25	220
	≈25 – ≈120	350
	> ≈120	600
		

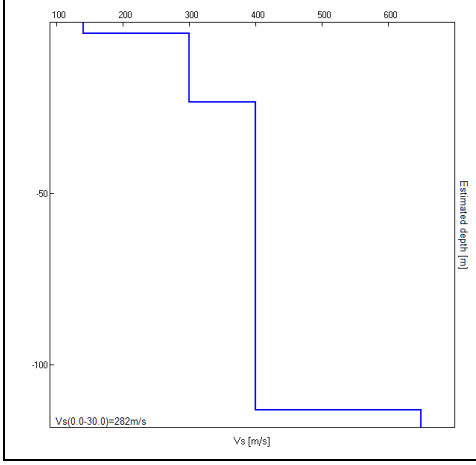
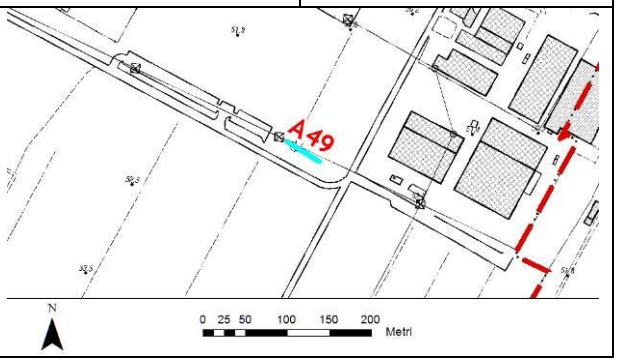
A44	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 5,2	170
	5,2 – ≈15	300
	≈15 – ≈25	220
	≈25 – ≈102	350
	> ≈102	580
		

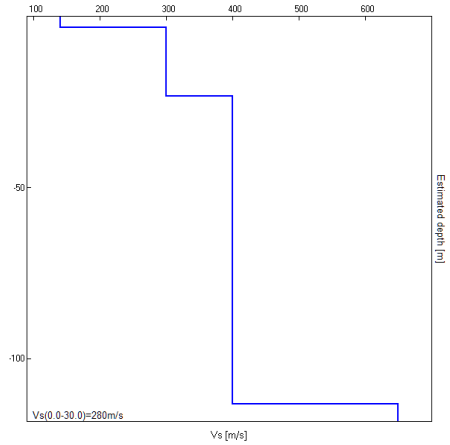
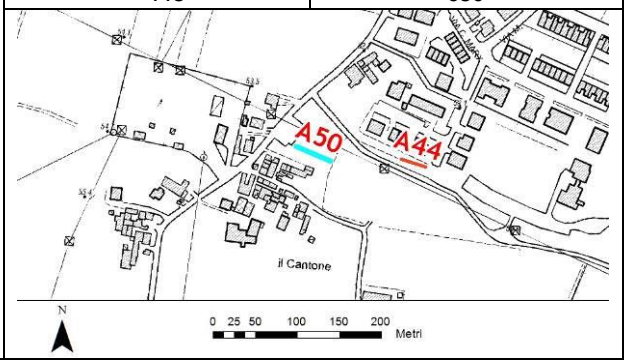
A45	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,8	150
	3,8 – ≈39	300
	≈39 – ≈124	400
	> ≈124	580
		

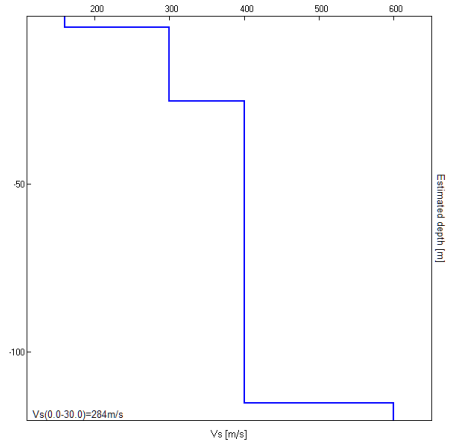
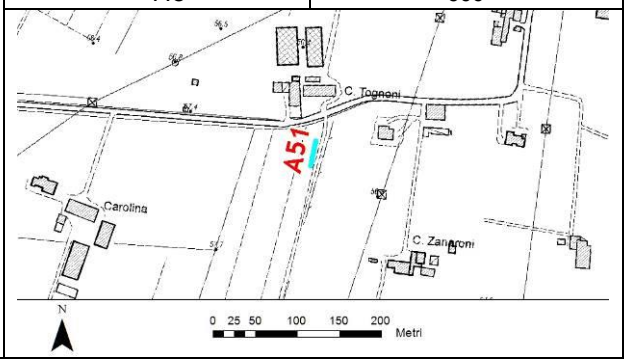
A46	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,8	150
	3,8 – ≈14	320
	≈14 – ≈24	220
	≈24 – ≈104	350
	> ≈104	580
		

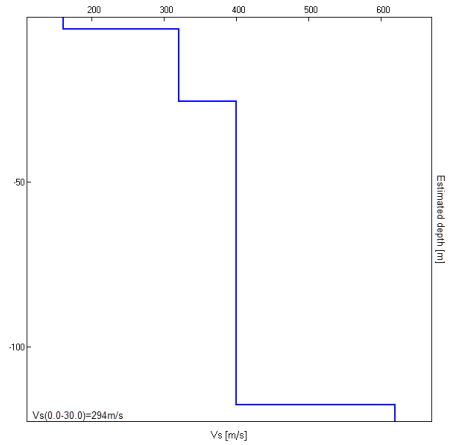
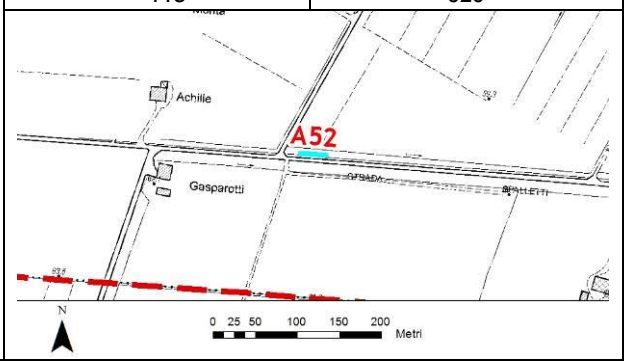
A47	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,5	140
	1,5 – ≈24	330
	≈24 – ≈144	490
	> ≈144	800
		

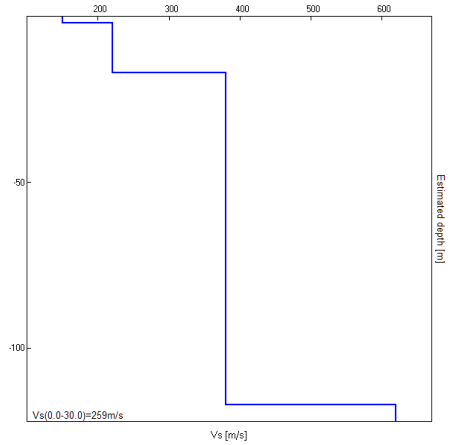
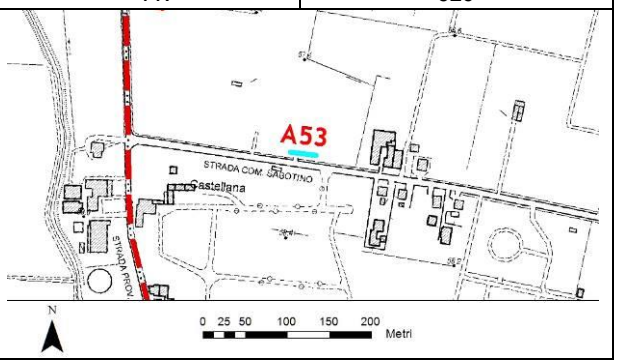
A48	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,0	250
	3,0 – ≈13	420
	≈13 – ≈23	360
	≈23 – ≈133	530
	> ≈133	820
		

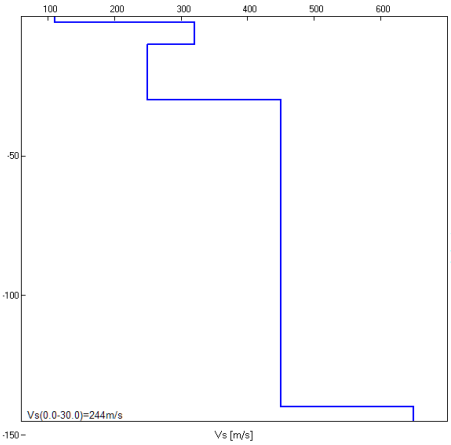
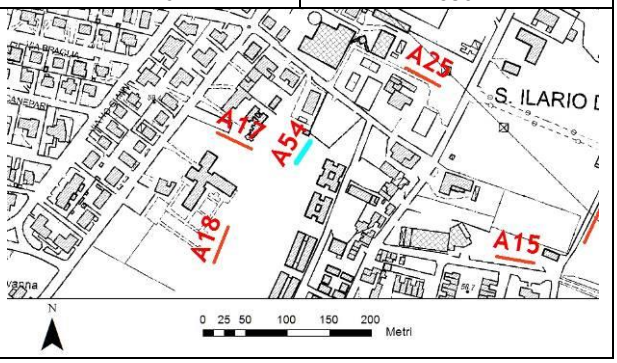
A49	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,2	140
	3,2 – ≈23	300
	≈23 – ≈113	400
	> ≈113	650
		

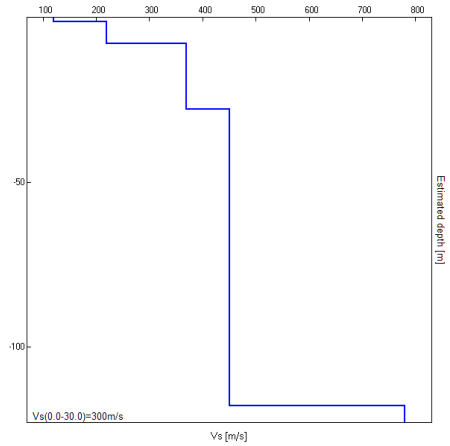
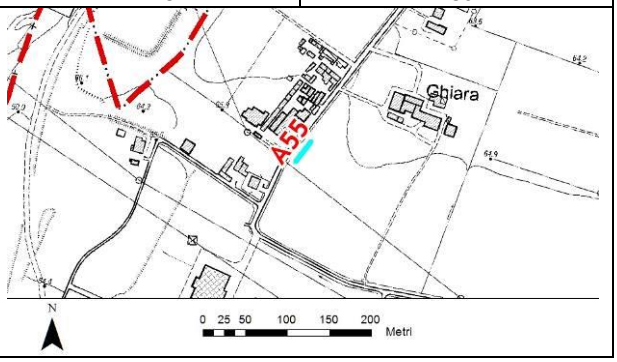
A50	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,3	140
	3,3 – ≈23	300
	≈23 – ≈113	400
	> ≈113	650
		

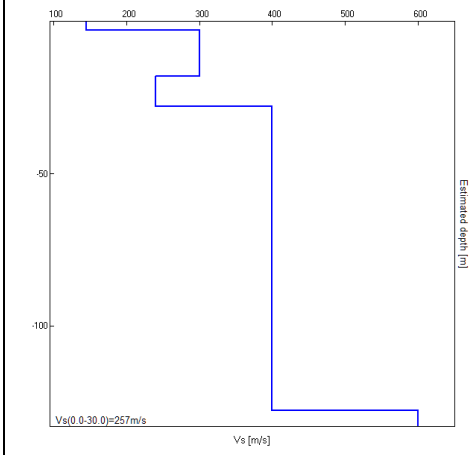
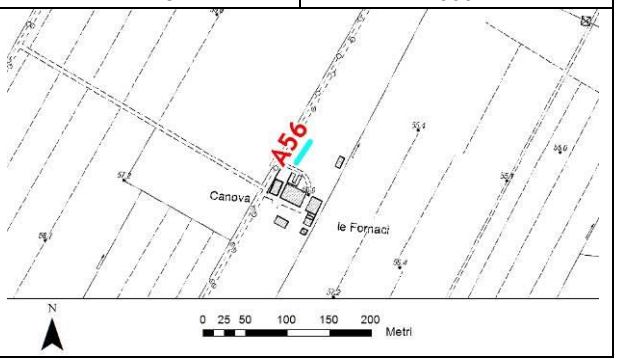
A51	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,3	160
	3,3 – ≈23	300
	≈23 – ≈113	400
	> ≈113	600
		

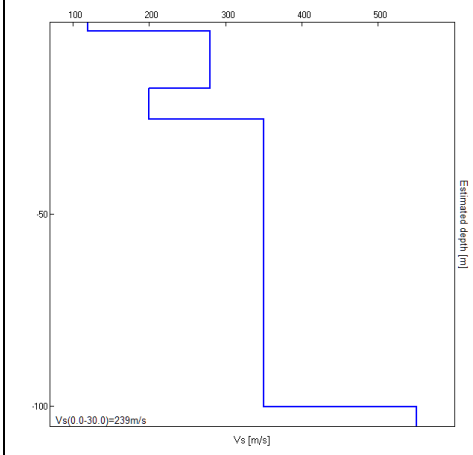
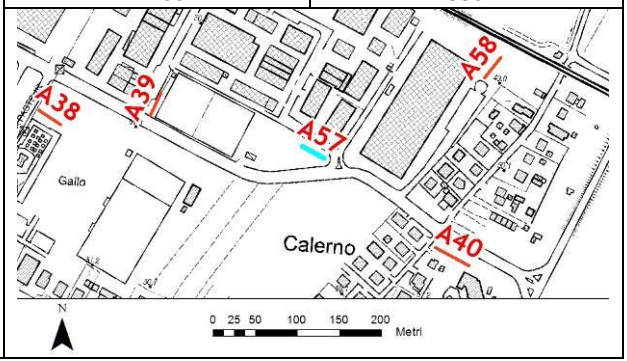
A52	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,5	160
	3,5 – ≈26	320
	≈26 – ≈118	400
	> ≈118	620
		

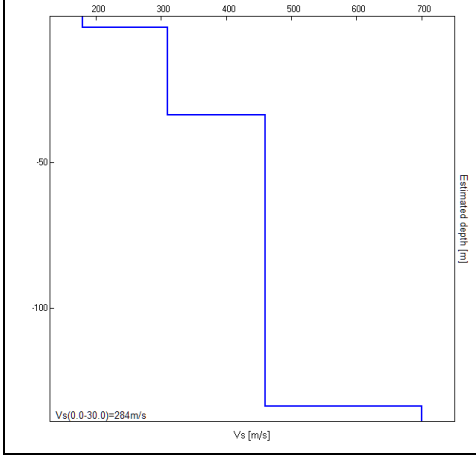
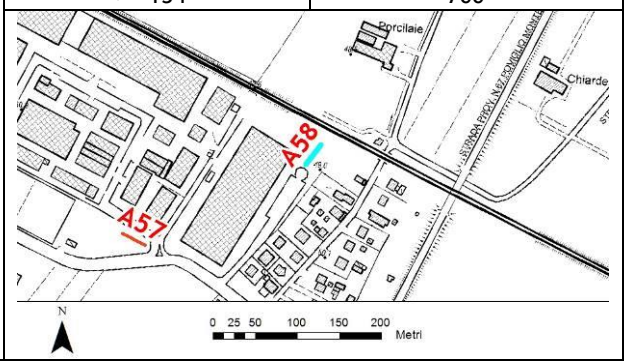
A53	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	150
	2,0 - ≈17	220
	≈17 - ≈117	380
	> ≈117	620
		

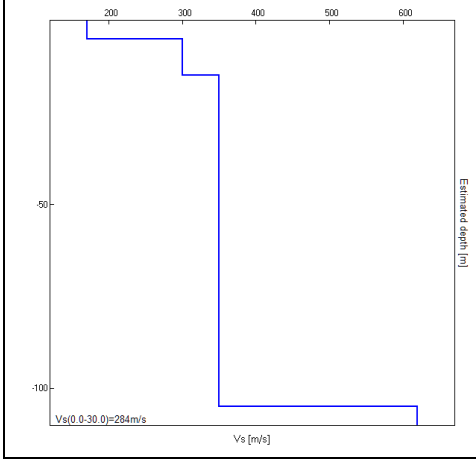
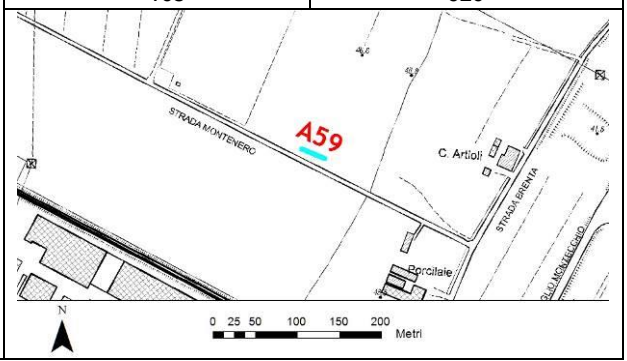
A54	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,0	110
	2,0 - ≈10	320
	≈10 - ≈30	250
	≈30 - ≈140	450
	> ≈140	650
		

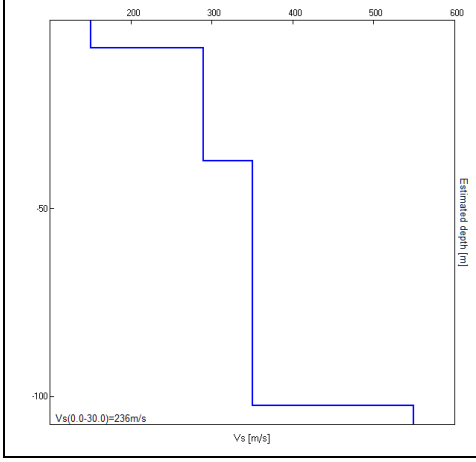
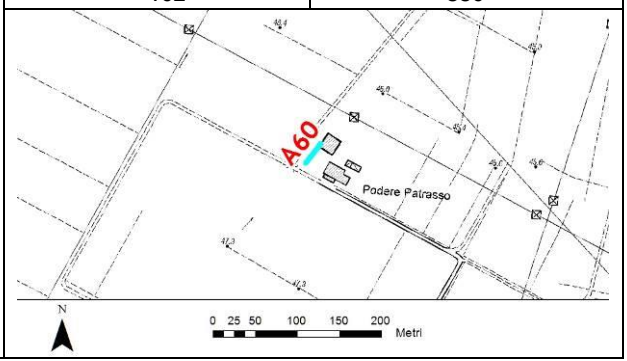
A55	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 1,4	120
	1,4 - 7,9	220
	7,9 - ≈28	370
	≈28 - ≈118	450
	> ≈118	780
		

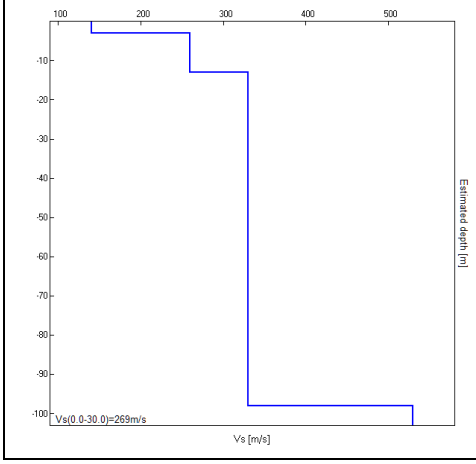
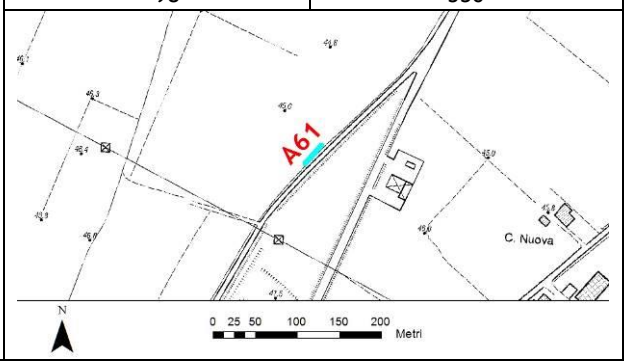
A56	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,9	145
	2,9 - ≈18	300
	≈18 - ≈28	240
	≈28 - ≈128	400
	> ≈128	600
		

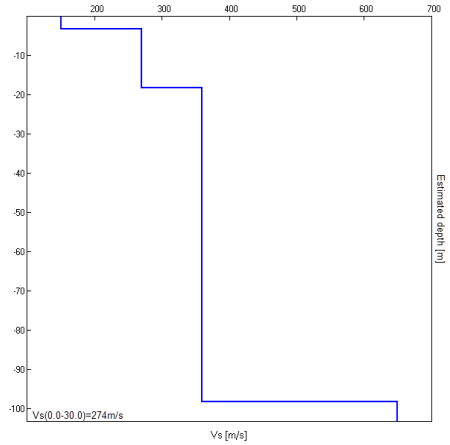
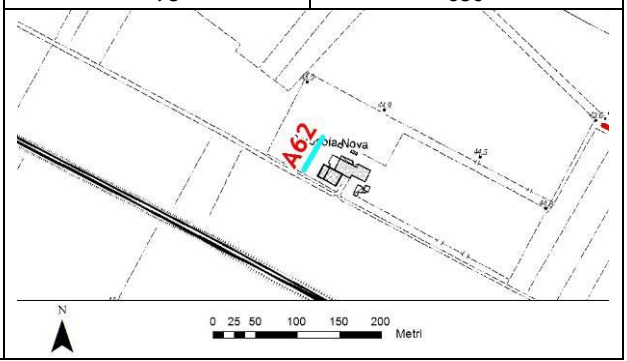
A57	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 2,2	120
	2,2 - ≈17	280
	≈17 - ≈25	200
	≈25 - ≈100	350
	> ≈100	550
		

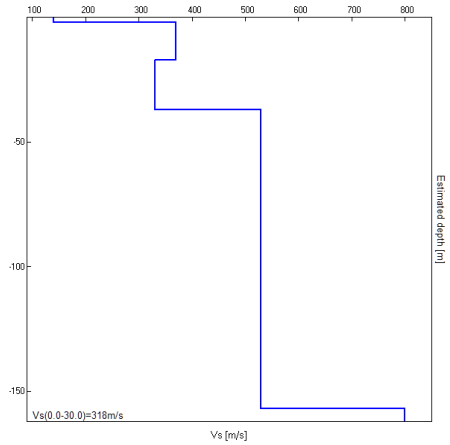
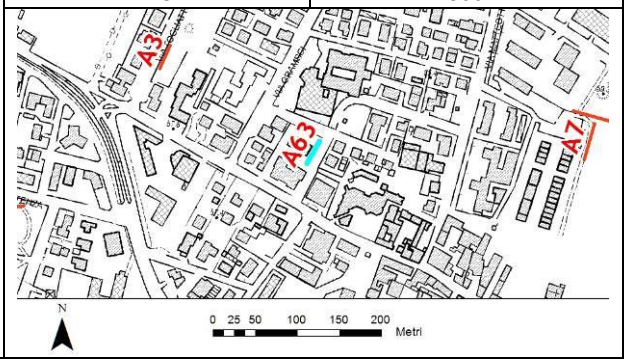
A58	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 - 3,8	180
	3,8 - ≈34	310
	≈34 - ≈134	460
	> ≈134	700
		

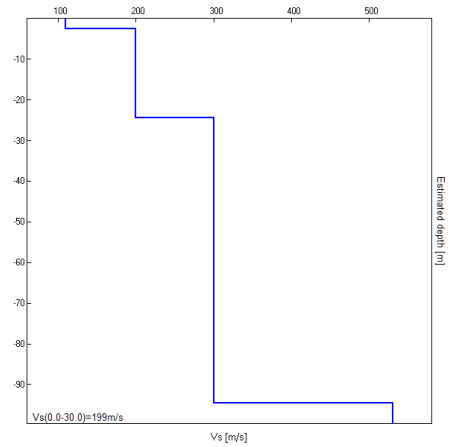
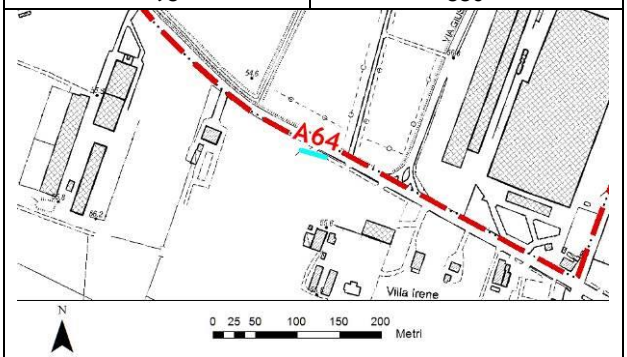
A59	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 5,0	170
	5,0 – ≈15	300
	≈15 – ≈105	350
	> ≈105	620
		

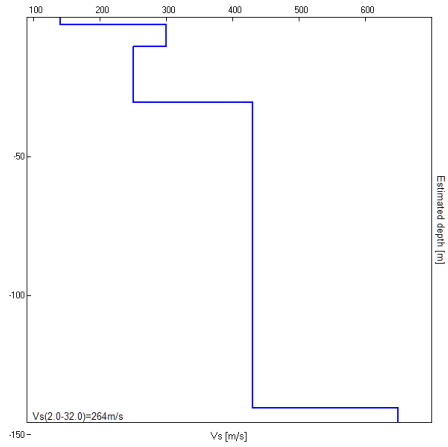
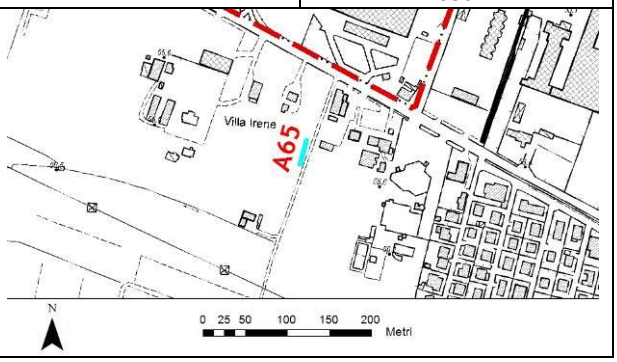
A60	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 7,4	150
	7,4 – ≈37	290
	≈37 – ≈102	350
	> ≈102	550
		

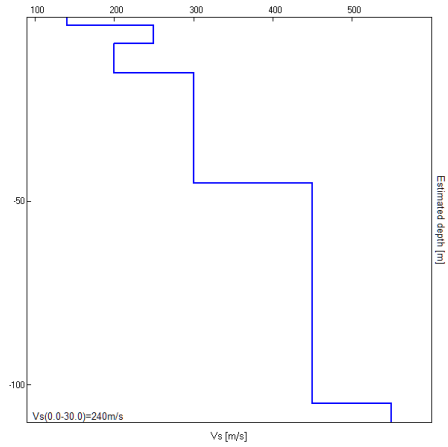
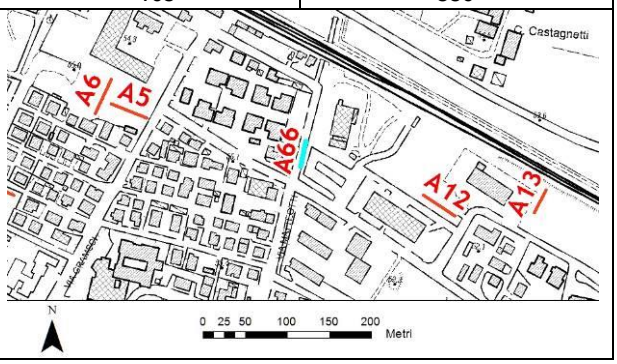
A61	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,0	140
	3,0 – ≈13	260
	≈13 – ≈98	330
	> ≈98	530
		

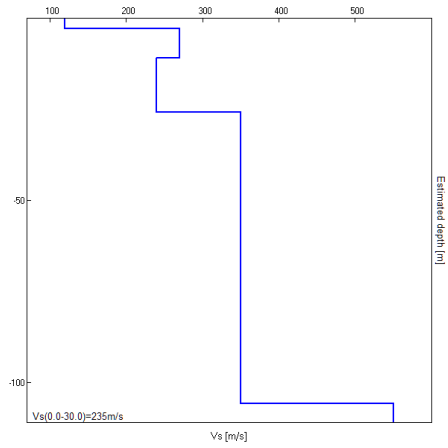
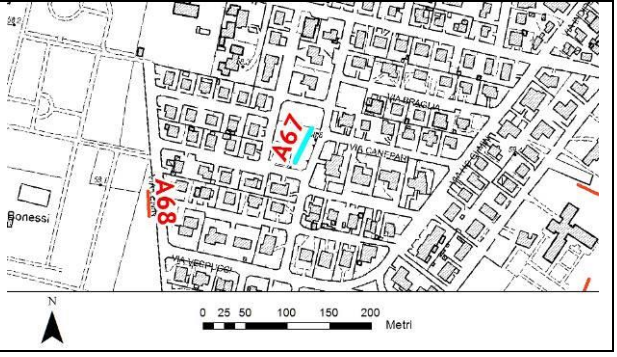
A62	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,2	150
	3,2 – ≈18	270
	≈18 – ≈98	360
	> ≈98	650
		

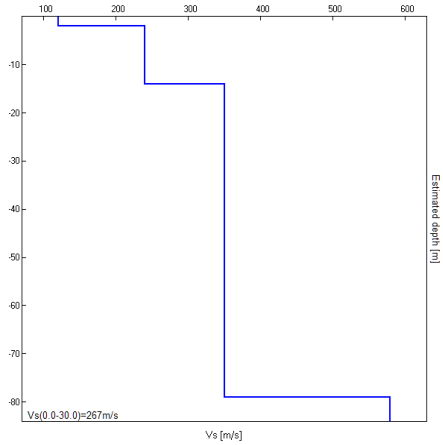
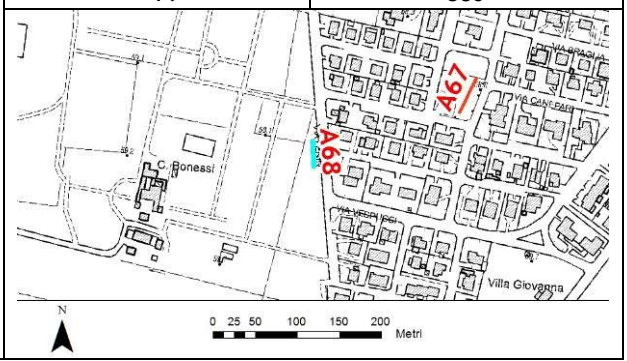
A63	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,0	140
	2,0 – ≈17	370
	≈17 – ≈37	330
	≈37- ≈157	530
	> ≈157	800
		

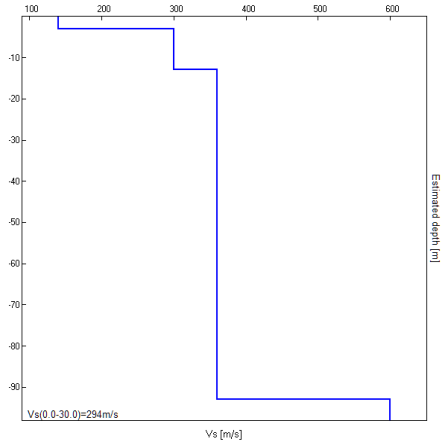
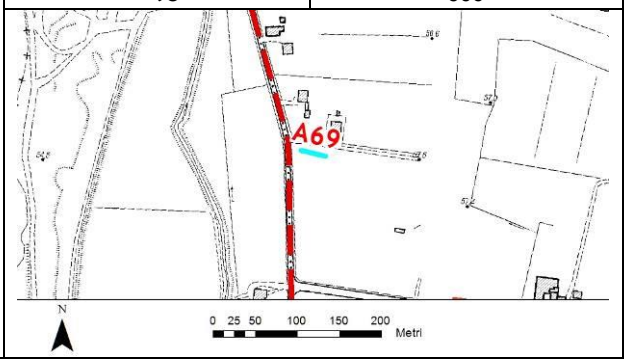
A64	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,5	110
	2,5 – ≈25	200
	≈25 – ≈95	300
	> ≈95	530
		

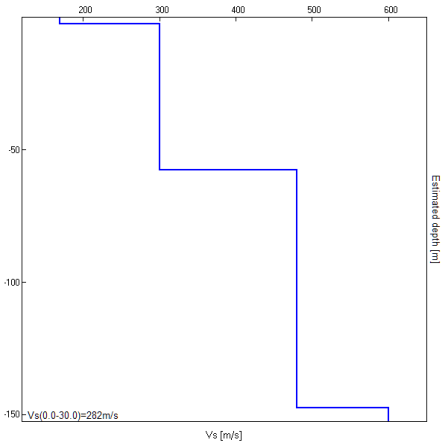
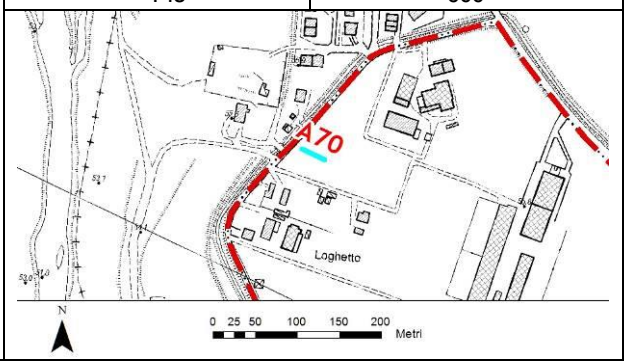
A65	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,5	140
	2,5 – ≈11	300
	≈11 – ≈31	250
	≈31 – ≈141	430
	> ≈141	650
		

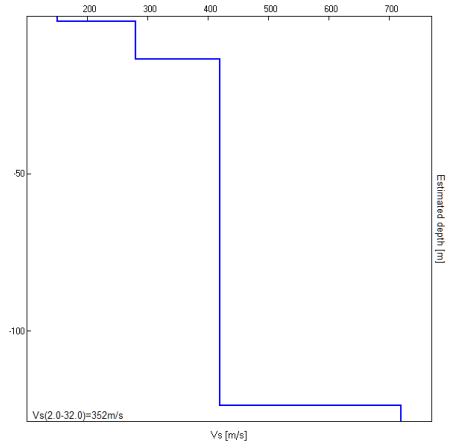
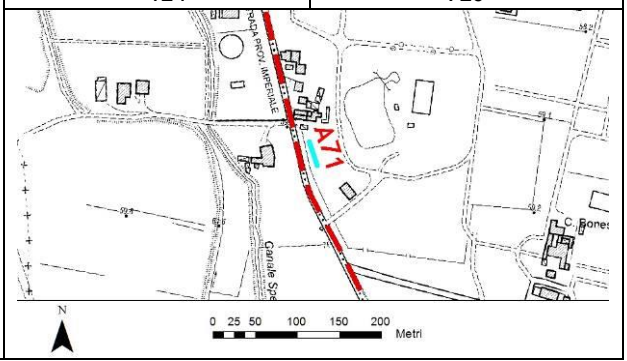
A66	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,2	140
	2,2 – 7,2	250
	7,2 – ≈15	200
	≈15 – ≈45	300
	≈45 – ≈105	450
	> ≈105	550
		

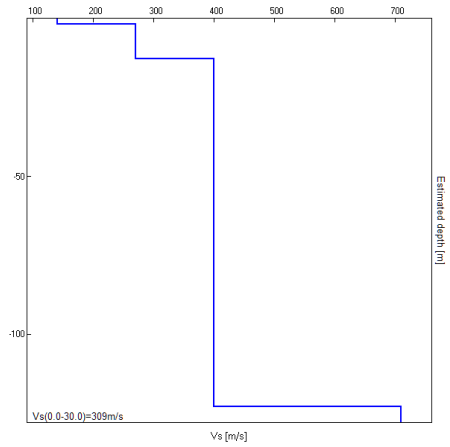
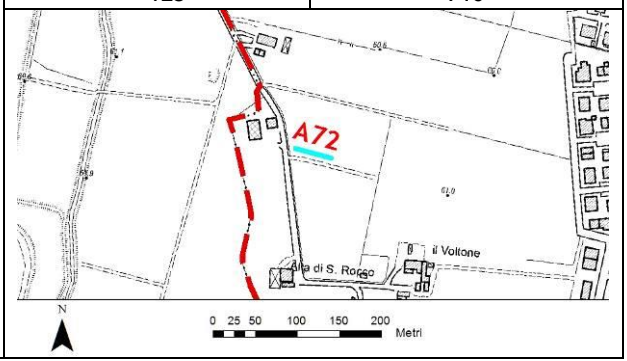
A67	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,8	120
	2,8 – ≈11	270
	≈11 – ≈26	240
	≈26 – ≈106	350
	> ≈106	550
		

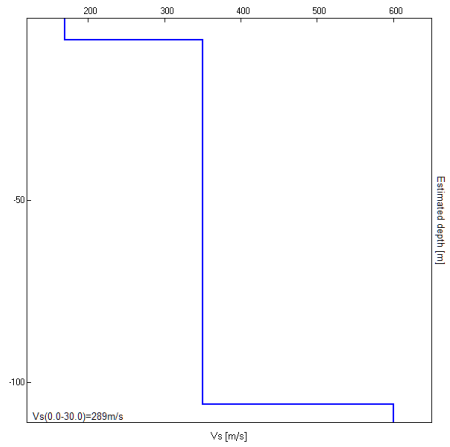
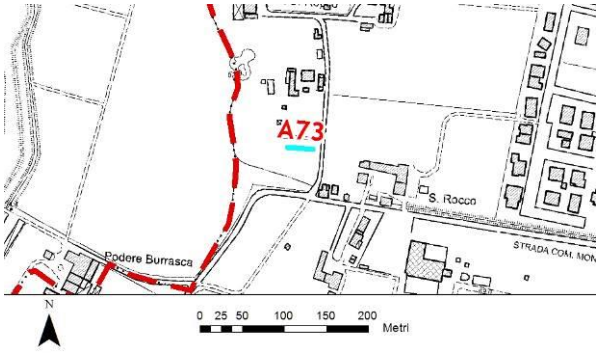
A68	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,2	120
	2,2 – ≈14	240
	≈14 – ≈79	350
	> ≈79	580
		

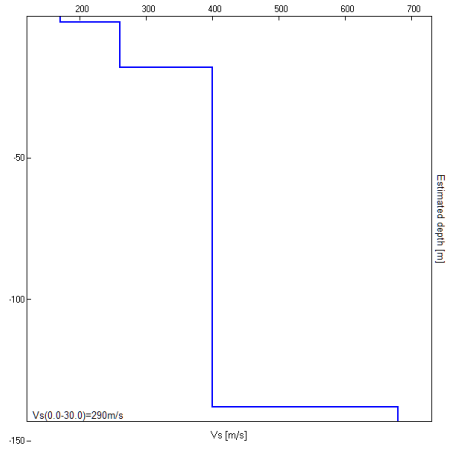
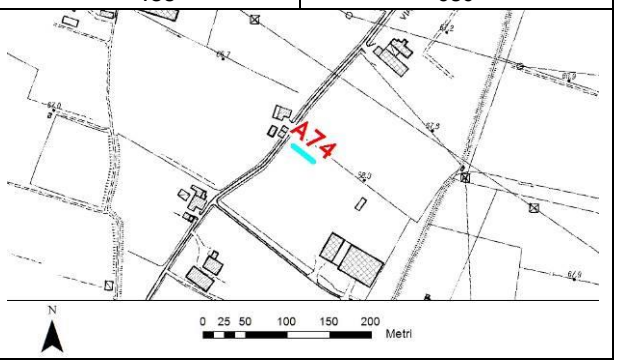
A69	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 3,0	140
	3,0 – ≈13	300
	≈13 – ≈93	360
	> ≈93	600
		

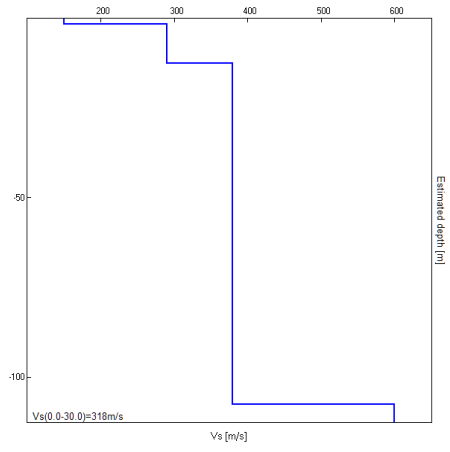
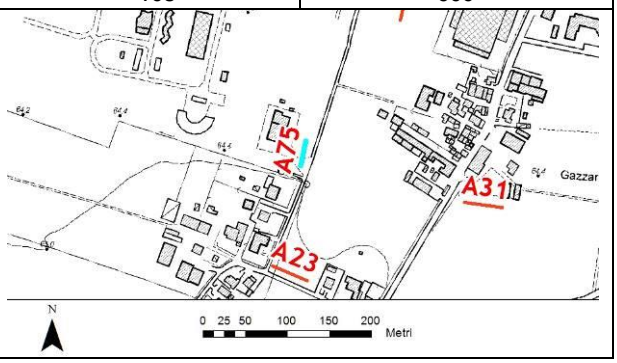
A70	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,5	170
	2,5 – ≈58	300
	≈58 – ≈148	480
	> ≈148	600
		

A71	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,6	150
	1,6 – ≈14	280
	≈14 – ≈124	420
	> ≈124	720
		

A72	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,9	140
	1,9- ≈13	270
	≈13 – ≈123	400
	> ≈123	710
		

A73	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 6,0	170
	6,0 – ≈106	350
	> ≈106	600
		

A74	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 2,0	170
	2,0 – ≈18	260
	≈18 – ≈138	400
	> ≈138	680
		

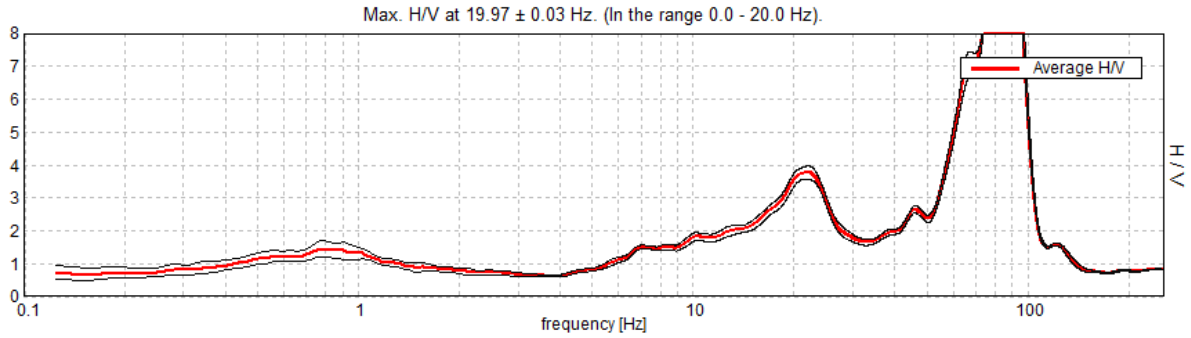
A75	Prof. dal p.c. locale (m)	Velocità onde S (m/s)
	0,0 – 1,6	150
	1,6 – ≈13	290
	≈13 – ≈108	380
	> ≈108	600
		

6.3. Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato, sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geosismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche.

Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali, poiché i segnali si presentano, spesso, privi di artefatti e con un'elevata coerenza nel modo fondamentale.

Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in *array*; nelle misure H.V.S.R. i rapporti spettrali H/V, in generale, non molto molto elevati.



Curva H/V da misura H.V.S.R. n. 9: la curva presenta un picco H/V alla frequenza di 0,88 Hz

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo sostanzialmente regolare in tutto il territorio comunale, soprattutto per quanto riguarda la profondità dell'ultimo riflettore in grado di generare un'amplificazione del moto sismico in superficie (modesta ampiezza del picco H/V, sempre minore di 1,5). Tale contrasto è ubicato ad una frequenza variabile tra 0,8 Hz e 1,6 Hz associabile ad una profondità di circa 80-120 m dal p.c. locale. Oltre tale profondità si riscontra una velocità di propagazione delle onde di taglio compresa tra 550 m/s e 750 m/s che, nel nostro caso, può essere associata al *bedrock-like*.

Inoltre, nella maggior parte delle misure è possibile osservare una chiara inversione delle velocità delle onde S con la profondità in prossimità delle frequenze in cui la curva H/V ha un rapporto inferiore ad 1. Tale comportamento può essere correlato alle interdigitazioni limoso-argillose all'interno dei depositi ghiaiosi che caratterizzano le aree di pianura pedemontana.

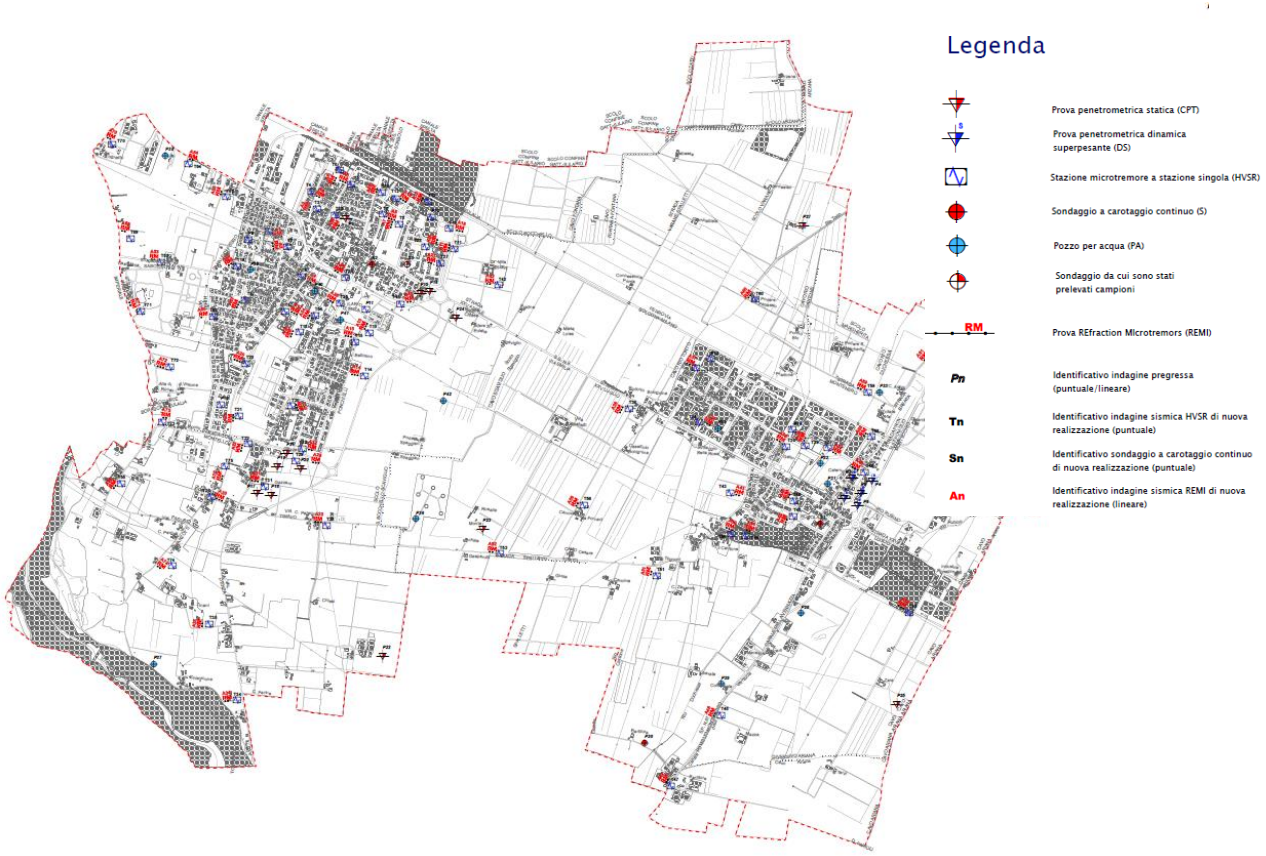
Si ricorda infine che la profondità del *bedrock* sismico ed il grado di rigidità della copertura, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismo-strati.

7. ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1. Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini *ex-novo* eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi (Microzonazione Sismica di Livello 2) che hanno consentito di ricostruire l'assetto tettonico e sismo-stratigrafico locale. Nella figura seguente si riporta un estratto della "Carta delle indagini" che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato. Riassumendo, le indagini utilizzate per il presente studio possono essere così suddivise:

Tipo di prova	N° di misure
Prove penetrometriche (CPT+DS)	19
Pozzi per acqua (PA)	14
Sondaggi a carotaggio continuo (S)	4
Prove di laboratorio dinamiche (CR)	2
Misure sismiche a stazione singola (HVSR)	81
Misure sismiche in array (REMI)	75
	TOTALE 195



7.2. Cartografia da studio pregresso di MS di Livello 1 e Livello 2

Nel territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza, è stato eseguito, in data agosto 2012, uno studio di MS di Livello 1 e Livello 2, dallo studio AMBITER s.r.l. di Parma.

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali modifiche e integrazioni effettuate alle cartografie redatte durante lo studio precedente in funzione degli approfondimenti condotti nel presente lavoro.

7.2.1. Carta geologico-tecnica (CGT)

La "Carta geologico–tecnica" (CGT) per la Microzonazione Sismica è stata redatta per individuare gli elementi geologici che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell'esaltazione degli effetti di un terremoto.

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, rappresenta un'integrazione e rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici caratterizzanti il territorio comunale.

Nello studio di MS di Livello 2, tali informazioni sono state cartografate nella Tav. "Carta litomorfologica", in cui i depositi affioranti nel territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza sono stati suddivisi in unità geologiche sulla base delle loro caratteristiche morfologiche, stratigrafiche e pedologiche e descritte nel capitolo 3.3 del presente lavoro (pag. 9).

I rilievi geologici condotti e i risultati ottenuti dalle prove geofisiche e geotecniche realizzate, hanno integrato i contenuti del lavoro precedente portando alla luce la necessità di creare una nuova "Carta geologico-tecnica" rappresentativa del territorio, secondo gli standard attualmente in uso.

Per l'elaborazione della stessa sono state, quindi, analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e sono stati considerati anche i risultati delle prove geognostiche effettuate.

Alla fine, sulla base delle proprietà meccaniche (desunte da prove dirette), degli ambienti genetico–deposizionali dei terreni, e delle caratteristiche in termini di velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s), è stata creata un'unità principale ("Terreni di copertura") caratterizzata da una unità litologica, derivata dall'accorpamento delle varie litologie locali. Tale unità rappresenta, al meglio, le caratteristiche geotecniche del materiale sciolto presente a copertura del substrato geologico.

La scelta di considerare un'unica unità litologica è stata dettata principalmente dai risultati delle indagini effettuate e da quelle pregresse ritenute significative. In particolare, le indagini geofisiche effettuate hanno evidenziato un modello geologico del sottosuolo abbastanza regolare, soprattutto per quanto riguarda la risposta dinamica dei terreni in termini di frequenza e rigidità. Tali fattori, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale; nel caso di Sant'Ilario d'Enza i depositi superficiali presentano una rigidità minore di 350 m/s nei primi 50-80 m dal p.c. locale.

Inoltre, dai sondaggi geognostici a carotaggio continuo effettuati in corrispondenza delle aree maggiormente urbanizzatene, dalle prove penetrometriche analizzate, dalle stratigrafie relative ai sondaggi per pozzi per acqua recuperate nel geo-portale della Regione Emilia-Romagna e dalle descrizioni in termini tessiturali delle unità litologiche riportate del precedente lavoro, si evince che il territorio di Sant'Ilario d'Enza è interamente costituito, dal punto di vista litologico, da depositi di ghiaia sabbiosa-limosa con intercalazioni limo-argillose di origine fluvioglaciale a copertura del *bedrock–like* che, indicativamente, presenta uno spessore dell'ordine di almeno 100 m.

Non è stato possibile discretizzare le aree dove la copertura superficiale più fine presenta gli spessori maggiori e tali da poter modificare, in modo significativo, la risposta sismica locale. D'altronde, tutti i sondaggi geognostici e le prove penetrometriche collocate in corrispondenza delle zone urbanizzate presentano una copertura superficiale fine mai superiore a qualche metro.

Pertanto, seguendo quanto predisposto dagli "Standard di rappresentazione e archiviazione informatica", la litologia che meglio rappresenta i depositi di Sant'Ilario d'Enza è stata così definita:

Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica	*Simbolo riportato in carta*
GM fg: Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo; pd = piana pedemontana	**GM pd**

7.2.2. Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)

La "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS) ha come finalità la suddivisione del territorio comunale in aree in cui si presuppone un comportamento omogeneo. Sulla base degli elementi predisponenti alle amplificazioni e alle instabilità, è possibile la seguente suddivisione:

1. Zone stabili
2. Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
3. Zone di attenzione per instabilità

Nello studio di MS di Livello 2 la MOPS è stata ricostruita alla scala 1:5.000 a partire dalla "Carta lito-morfologica" precedentemente esposta, inserendo anche gli elementi morfologici e stratigrafici profondi che potrebbero generare amplificazione sismica / dislocazioni tettoniche in superficie:

1) ZONE STABILI

Nel comune di Sant'Ilario d'Enza non sono state individuate zone "stabili". Pertanto, il moto sismico è amplificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, solo a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

2) ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune di Sant'Ilario d'Enza risulterebbe "suscettibile di amplificazioni locali" per motivi puramente stratigrafici cioè, il moto sismico di base risulterà amplificato a causa dei contrasti di rigidità presenti nel sottosuolo. Tali contrasti non sono presenti solo al contatto tra la copertura e il sottostante substrato roccioso ma possono essere localizzati anche all'interno della copertura stessa al passaggio, per esempio, tra i litotipi poco rigidi (limi e argille) a quelli addensati di natura prevalentemente granulare (ghiaie e sabbie).

Come detto in precedenza, a Sant'Ilario d'Enza non si sono verificate le condizioni per ipotizzare la perimetrazione di "zone stabili" dove lo scuotimento sismico sia associabile solamente all'energia ed alla distanza dall'evento. Nella carta delle "Microzone Omogenee in Prospettiva" realizzata nel precedente lavoro, sono state individuate due microzone omogenee caratterizzate da una diversa profondità del tetto delle ghiaie:

Zona 1: spessi strati limosi argillosi alternati da altrettanti spessi strati ghiaiosi e sabbiosi con profondità del tetto delle ghiaie compreso tra 5 e 10 m;

Zona 2: spessi strati a prevalente litologia ghiaiosa intervallati da strati spessi e medi di argille e limi con il tetto delle ghiaie a profondità minore di 5 m dal p.c. locale.

In questo caso non si è prodotta nessuna nuova cartografia integrativa in quanto, alla luce delle prove geognostiche condotte che hanno dimostrato l'inapplicabilità della procedura semplificata (abachi) per il calcolo dei fattori di amplificazione (v. Cap.8), le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte utilizzando delle modellazioni numeriche di risposta sismica locale individuando, di fatto, le aree a comportamento omogeneo e quantificandone il fattore di amplificazione.

3) ZONE DI ATTENZIONE PER LE INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le "zone di attenzione per le instabilità", nella versione cartografica precedente redatta in fase di studio di MS di Livello 2, ad alcune aree del territorio è stata attribuita la potenziale instabilità per liquefazione.

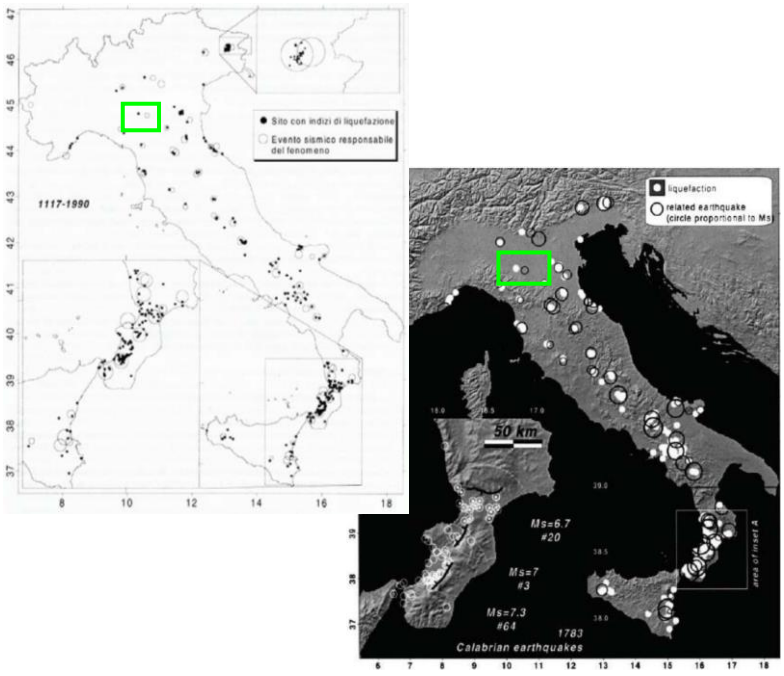
Il fenomeno della "liquefazione" dei terreni interessa in genere i depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi. La liquefazione rientra tra gli "effetti di sito", ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all'interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono "oscillazioni e rotture del terreno", "abbassamenti e sollevamenti del terreno", "movimenti orizzontali del terreno", "movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali", "perdita di capacità portante delle fondazioni", "collasso di opere di sostegno e banchine".

Per provare a delimitare le aree suscettibili di liquefazione (e di densificazione, conseguente alla dissipazione delle pressioni interstiziali durante e dopo l'evento sismico atteso) sono state utilizzate le informazioni geologiche-idrogeologiche riportate nella "Carta geologico-tecnica" associandole ad una prima analisi "qualitativa" per la stima del rischio di liquefazione.

Ci sono diversi criteri per valutare qualitativamente la suscettibilità alla liquefazione di un deposito sabbioso, tra cui il "Criterio storico", il "Criterio geologico", il "Criterio di composizione" ed il "Criterio di stato fisico".

Criterio storico, che considera il fatto che suoli liquefatti in passato possono liquefare ancora durante terremoti futuri: non si hanno informazioni particolari in merito al comune in esame e, a tal proposito, si riporta la seguente figura, dove vengono evidenziati i siti con indizi di liquefazione in seguito ai terremoti segnalati dal 1117 al 1990.

Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano presenti all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da "*New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction* - Galli P. (2000)". Dati analoghi sono riportati anche nel sito www.ceri.uniroma1.it.

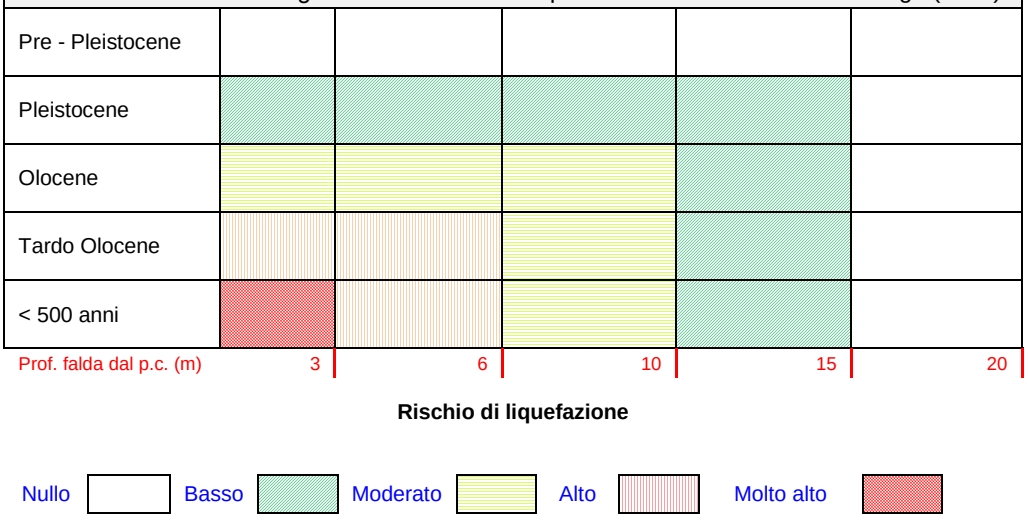


Criterio geologico, che tiene conto dell'età e dell'origine del deposito, della profondità della falda, della morfologia e dell'eventuale spessore degli strati sovrastanti non liquefacibili. A tal proposito, si riportano le seguenti tabelle.

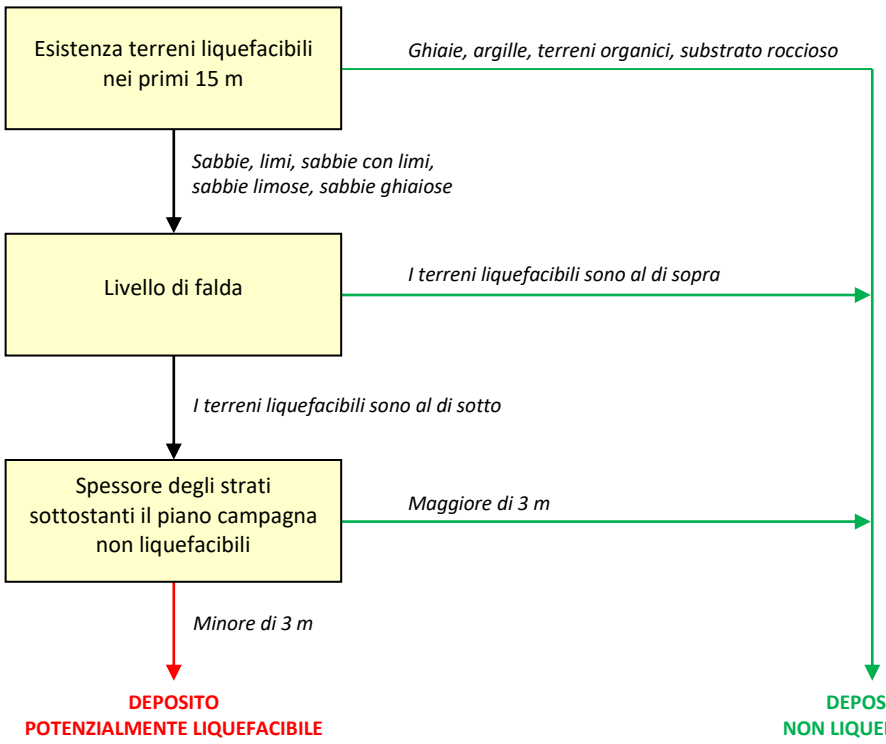
Criterio di Iwasaky et al. (1982)		
Classe	Unità geomorfologica	**Potenziale di liquefazione**
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile
C	Terrazzi, colline, montagne	Non Probabile

Probabilità di liquefazione			
Età del deposito	Profondità della falda		
	< 9 m	9 m ÷ 15 m	> 15 m
Olocene recente	Elevata	Bassa	Molto Bassa
Alto Olocene	Moderata	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene recente	Bassa	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene antico e depositi anteriori	Molto Bassa	Molto Bassa	Molto Bassa

Tabella ricostruita dalla Figura 2.4 del testo "La liquefazione dei terreni" – Giulio Riga (2007)



In aggiunta a tale inquadramento preliminare, riprendendo un lavoro a cura del Dott. Johann Facciorusso dell'Università di Firenze, esperto in campo di Microzonazione Sismica e di liquefazione, è stata fatta una prima valutazione qualitativa applicando un metodo derivato da quello proposto da Sherif e Ishibashi (1978).



Schema estratto da "Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio" – Par. 5.6 – Figura 5.9 di Johann Facciorusso, Claudia Madiai, Giovanni Vannucchi, Luca Martelli

Esistono, inoltre, delle condizioni (fattori predisponenti) che rendono alcuni terreni suscettibili di "liquefazione" ma, affinché questo avvenga, l'azione sismica (fattore scatenante) deve essere tale che, durante lo scuotimento sismico, le sollecitazioni indotte nel terreno determinino un aumento delle pressioni interstiziali fino ad eguagliare la pressione litostatica e la tensione di confinamento, annullando la resistenza al taglio ed inducendo fenomeni di fluidificazione. Secondo le NTC, un deposito NON è liquefacibile (nel senso che si può omettere la verifica alla liquefazione) quando si manifesta **almeno una** delle seguenti circostanze:

1. eventi sismici di magnitudo M inferiore a 5;
2. accelerazioni massime attese al p.c. in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
3. profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna suborizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
4. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1n} > 180$, dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove S.P.T. normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa, e q_{c1n} è il valore della resistenza determinata in prove CPT e normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
5. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella Fig. 7.11.1(a) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ ed in Fig. 7.11.1(b) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$.

Sulla base di tutti i criteri sopra esposti e delle condizioni geologiche locali è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se è necessario assegnare la possibilità di instabilità per liquefazione a qualche ambito geomorfologico del territorio di Sant'Ilario d'Enza.

In particolare, dalle verifiche condotte è emerso che la potenziale instabilità per liquefazione può essere esclusa nel territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza in quanto:

- **le misurazioni freatimetriche effettuate nei fori dei sondaggi realizzati e quelle relative a prove geognostiche pregresse, rilevano la falda a profondità maggiori di circa 15 m dal p.c. locale;**
- **le indagini geognostiche effettuate (misure sismiche, sondaggi prove penetrometriche) mostrano che la litologia prevalentemente che ospita la falda acquifera è tappresenatta da un materiale prevalentemente ghiaioso.**

In conclusione:

nel Comune di Sant'Ilario d'Enza **non sono state inserite le zone ZA_{LQ}** (Zona di attenzione per liquefazione).

7.3. Carta delle frequenze

La misura delle vibrazioni ambientali (note anche come rumore sismico ambientale o microtremori) o della sismicità di fondo (*weak motion*) consente di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

Durante le indagini di MS dell'area aquilana dopo il terremoto del 6 aprile 2009, i risultati di tali analisi si sono rilevati estremamente utili sin dalle prime fasi di elaborazione delle carte di Livello 1.

L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica.

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la "Carta delle frequenze" ed hanno permesso l'identificazione di alcune criticità locali. I siti selezionati per le indagini geofisiche sono stati determinati sulla base delle differenti unità litologiche presenti nell'area, al fine di verificare e valutare l'influenza dei litotipi e delle loro geometrie sulla risposta sismica locale. In allegato fuori testo sono state riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

Dal punto di vista ingegneristico–strutturale il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscano le sollecitazioni sismiche maggiori quando c'è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un'onda sismica e quella naturale dell'edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell'edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno.

Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico–strutturale.

Nell'ambito del presente studio, le frequenze di risonanza sono state ottenute utilizzando il software applicativo Grilla in dotazione a Tromino®, secondo la procedura descritta in Castellaro et al. (2005) e Albarello e Castellaro (2011), che prevede quanto segue:

- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;

- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti ancora presenti;
- verifica dell'affidabilità delle curve H/V secondo i criteri di qualità SESAME (2004).

SINTESI DEI RISULTATI

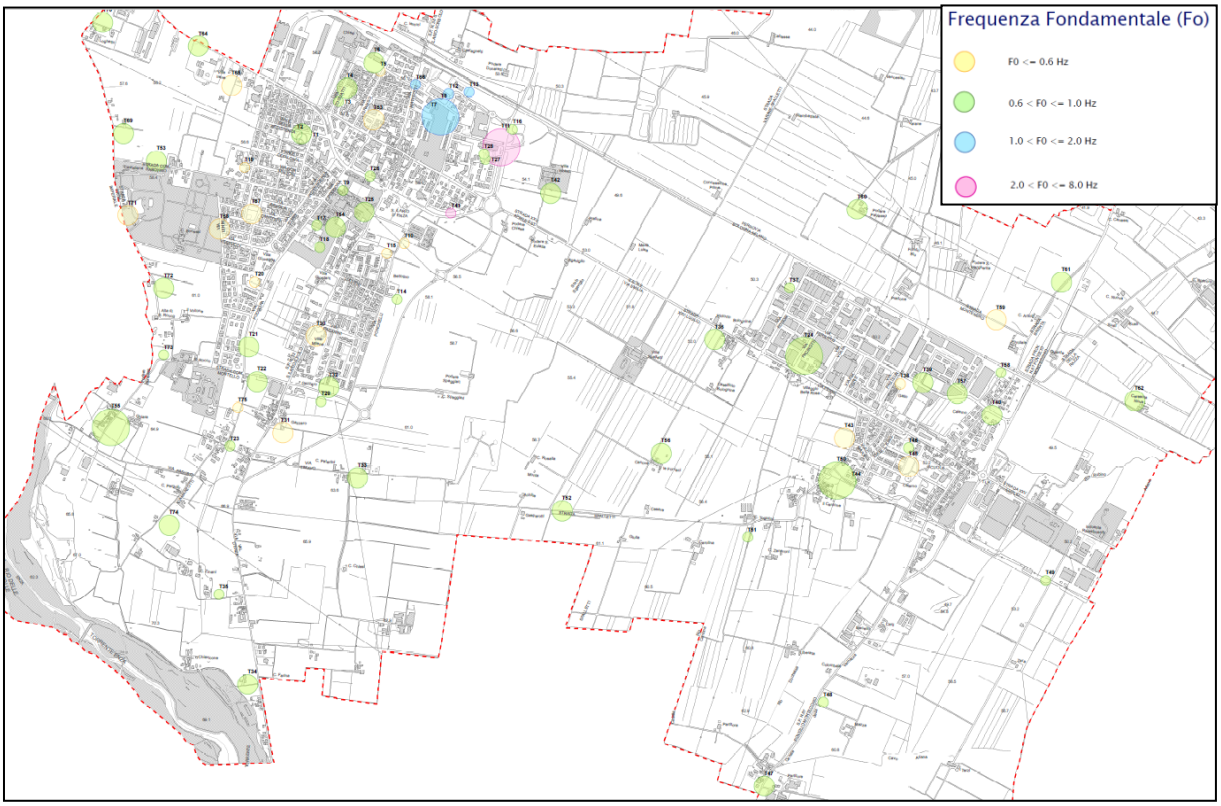
In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità: nel nostro caso, la frequenza fondamentale di risonanza F_0 risulta legata, probabilmente, al contrasto di rigidità presente tra la copertura e il sottostante substrato geologico.

I risultati delle analisi sono stati cartografati, come visibile nell'estratto della "Carta delle frequenze" di seguito riportato, tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_0 (4 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco.

Osservando la "Carta delle frequenze", realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Sant'Ilario d'Enza presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V non superiori a 3;
- la frequenza fondamentale predominate è localizzata alle medio-basse frequenze, ad un valore compreso tra 0,5 Hz e 1,0 Hz riferibile al contatto con il *bedrock like*. Solo n°4 misure rilevano una discontinuità a frequenze comprese tra 1,0 Hz e 2,0 Hz e solo n°2 misure hanno una F_0 maggiore di 2,0 Hz associabile a contrasti di impedenza localizzati nella copertura sedimentaria.

Si fa presente che le misure H.V.S.R. quantificano l'amplificazione sismica locale in termini di frequenza e ampiezza in base al solo contributo stratigrafico. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici e alle morfologie sepolte.



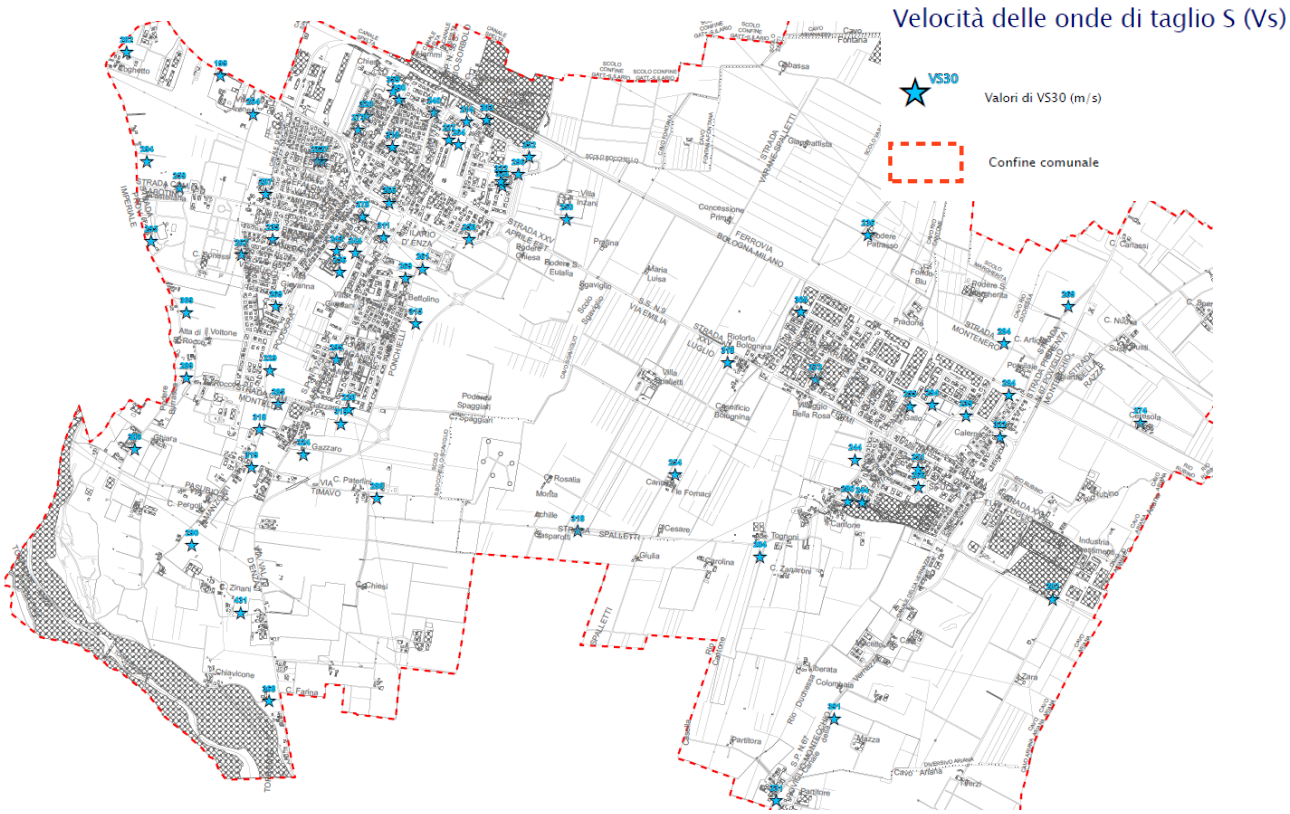
7.4. Carta delle velocità delle onde di taglio S

Oltre agli elaborati sopra descritti, in questa fase di approfondimento è necessario produrre la "Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)", di cui si riporta un estratto a seguire.

Essa prevede l'ubicazione su una carta in scala almeno 1:10.000 di tutti i punti di misura di Vs con indicazione, per ogni punto, del valore di Vs,30 (m/s) nelle aree di pianura dove lo spessore della copertura (H) è maggiore di 50 metri.

Nello specifico, per il territorio indagato si sono utilizzati i risultati prodotti dalle indagini Re.Mi. per ricavare gli spessori e le velocità delle onde S.

Dalla sua consultazione è possibile osservare che su tutto il territorio comunale le velocità nei primi 30 m dal piano campagna locale sono comprese tra circa 200 m/s e 340 m/s, confermando la omogeneità litologica già evidenziata nella "Carta geologico tecnica".
Tuttavia, si può notare un incremento di tale parametro a sud del comune in prossimità del Fiume Enza dove le Vs,30 risultano comprese tra circa 330 m/s e 430 m/s.



8. VERIFICHE NUMERICHE DI LIVELLO 3

L'obiettivo dei livelli successivi di approfondimento della MS è di compensare le incertezze del Livello 1 e Livello 2 con approfondimenti conoscitivi e di fornire quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie a causa di assetti tettonico-strutturali "complessi" e dei fenomeni di deformazione permanente.

In particolare, la quantificazione numerica degli effetti è rappresentata dai fattori di amplificazione FA calcolati tramite analisi di risposta sismica locale.
Questi fattori sono espressi sia in termini di rapporto di accelerazione massima orizzontale (FA PGA=PGA/PGA_0) sia di rapporto di Intensità di Housner (SI/SI_0) per prefissati intervalli temporali ($FA_{0,1\text{-}0,5s}$, $FA_{0,5\text{-}1,0s}$), dove PGA_0 e SI_0 sono rispettivamente l'accelerazione massima orizzontale e l'Intensità di Housner al suolo di riferimento ricavabili dal database regionale (disponibile nel sito internet del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli regionale) e PGA e SI sono le corrispondenti grandezze di accelerazione massima orizzontale e Intensità di Housner calcolate alla superficie dei siti esaminati.
L'Intensità di Housner SI è definita da:

$$SI = \int_{T_1}^{T_2} PSV(T_0, \xi) dT_0$$

dove PSV è il pseudospettro di risposta in velocità, T_0 è il periodo proprio e ξ è lo smorzamento.
È stato considerato uno smorzamento del 5% e tre intervalli di periodo proprio T_0 ottenendo tre valori di intensità spettrale:

$$\mathbf{SI1}: 0.1s \leq T_0 \leq 0.5s$$
$$\mathbf{SI2}: 0.5s \leq T_0 \leq 1.0s$$
$$\mathbf{SI3}: 0.5s \leq T_0 \leq 1.5s$$

Seguendo ciò che è riportato nelle linee guida regionali, nel caso in questione, i fattori di amplificazione **PGA**, **SI1**, **SI2** e **SI3** dovrebbero essere calcolati riferendosi all'allegato A2 1.2 (PIANURA PADANA E COSTA ADRIATICA) riportato nella DGR 2193_2015 ed, in particolare, ai settori indentificati come PIANURA 1 e PIANURA 2
Tale procedura è valida per modificazioni del moto sismico indotto dalle specifiche caratteristiche litostratigrafiche locali e non tiene conto degli effetti topografici, degli effetti 2D e di eventuali aggravi del moto dovuti a deformazioni permanenti.

In particolare, nel caso del comune di Sant'Ilario d'Enza, le indagini effettuate durante il presente studio hanno evidenziato la presenza di deposti ghiaiosi sabbioso-limosi con spessori compresi tra 100 – 150 m a copertura del substrato geologico.

I parametri relativi alle zone definite come Pianura 1 e Pianura 2 sono definiti per settori di pianura con sedimenti alluvionali prevalentemente fini e alternanze di limi, argille e sabbie, caratterizzati dalla presenza di una importante discontinuità stratigrafica responsabile di un contrasto di impedenza significativo, tale da essere considerato coincidente con il tetto del substrato rigido, a profondità ≤ 100 m dal p.c. nel caso di Pianura 1 e a circa 150 m dal p.c. nel caso di Pianura 2.
Tale descrizione risulta essere abbastanza discordante con i profili stratigrafici ottenuti dalle elaborazioni delle indagini sismiche e dei sondaggi geognostici effettuati per il presente studio che evidenziano la presenza nel sottosuolo di un materiale alluvionale prevalentemente ghiaioso con matrice limo-sabbiosa e intercalazioni di strati argillosi. Inoltre, le misure geofisiche hanno mostrato, nella maggior parte delle prove, una diminuzione della velocità di propagazione delle onde S con la profondità (inversione di rigidità) legata all'intercalazione di livelli argillosi all'interno delle ghiaie di cui non è possibile tenere in considerazione nella procedura semplificata (abachi) per la stima dei fattori di amplificazione.

Pertanto, le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte utilizzando delle modellazioni numeriche lungo profili stratigrafici monodimensionali rappresentativi del comune di Sant'Ilario d'Enza.

Tutte le simulazioni hanno considerato gli effetti amplificativi del moto sismico dovuti alla stratigrafia mediando i risultati ottenuti dalle misure sismiche effettuate sul territorio.
In particolare, considerando tutte le sismo-stratigrafie ricavate dall'elaborazione delle indagini sismiche, si sono ottenuti n°9 modelli medi rappresentativi, in termini di frequenza e di velocità delle onde di taglio, di diverse porzioni del territorio con i quali si sono effettuate le modellazioni numeriche.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è stata quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo **FLAC 8.0** (ITASCA, 2015), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

In particolare, la quantificazione numerica degli effetti è rappresentata dai fattori amplificativi PGA (fattore di amplificazione a basso periodo in termini di accelerazione nell'intervallo 0.1-0,5s), SI1 (fattore di amplificazione in termini di pseudovelocità nell'intervallo 0,1-0,5s), SI2 (fattore di amplificazione in termini di pseudovelocità nell'intervallo 0,5-1,0s), e SI3 (fattore di amplificazione in termini di pseudovelocità nell'intervallo 0,5-1,5s).

8.1. Descrizione del metodo

Il codice di calcolo FLAC 2D v.8.0 (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2016) è basato sul metodo delle differenze finite con un procedimento di tipo esplicito. La flessibilità nella modellazione della geometria del problema, la disponibilità di elementi strutturali, l'elevato numero di modelli costitutivi implementati e la possibilità di svilupparne anche di nuovi, rendono FLAC idoneo allo studio di tutti i problemi riguardanti il comportamento meccanico di mezzi continui (terreni, rocce, ecc.) e di strutture interagenti. Sviluppato inizialmente per le applicazioni di ingegneria geotecnica e ingegneria mineraria in campo statico, esso ha trovato successivamente, con l'introduzione del modulo dinamico, largo impiego anche per la soluzione di problemi di risposta sismica locale. Il codice di calcolo FLAC, anche per i problemi in campo statico, risolve le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \qquad (8.1)$$

dove:

- ρ è la densità
- x_j la componente i - esima del vettore posizione
- $\dot{u}_i$ la componente i - esima del vettore velocità
- g_i la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione i
- τ_{ji} la generica componente del tensore degli sforzi.

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

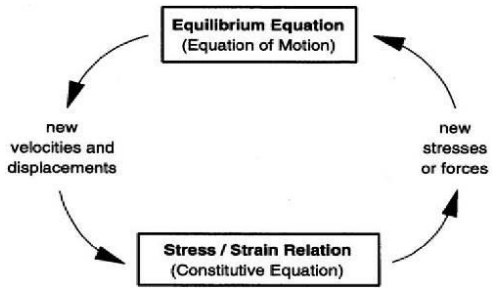
$$\tau_{ji} = M\left(\tau_{ji}\,;\,\dot{e}_{ij}\,;\,k\right) \qquad (8.2)$$

dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{e}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

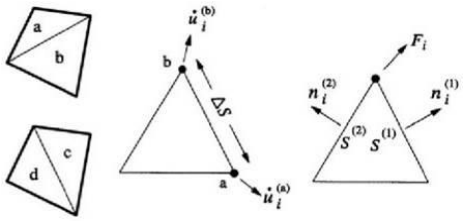
$$\dot{e}_{ij} = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \qquad (8.3)$$

I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (*mesh*) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali, anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia.

I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come la (8.1) in un sistema di equazioni algebriche. Se i metodi agli elementi finiti hanno come punto centrale la definizione delle funzioni di forma, che descrivono la variazione delle grandezze che interessano il problema (tensioni, deformazioni) attraverso ciascun elemento, nei metodi alle differenze finite si prescinde da questa definizione della funzione di forma, e le equazioni algebriche vengono scritte direttamente in termini di variabili di campo (tensioni, spostamenti) definite nei nodi della *mesh*. In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione e attraverso le equazioni dei legami costituivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.



Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_t richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati.

Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.

Le equazioni alle differenze finite per ogni triangolo si ottengono dalla forma generalizzata del teorema della divergenza di Gauss:

$$\int_S f \cdot \hat{n} \cdot ds = \int_A \text{div } f \cdot dA \qquad (8.4)$$

in cui:

- n è il versore normale al contorno S del dominio triangolare
- f la funzione generica (scalare, vettore o tensore)
- A la superficie del dominio triangolare di contorno S
- d_s la lunghezza incrementale lungo il contorno S.

Sostituendo ad f un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s \left(\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)} \right) n_j \, \Delta s \qquad (8.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (8.3) e la (8.5) è, quindi, possibile calcolare tutte le componenti del tensore velocità di deformazione. La legge costitutiva è poi utilizzata per calcolare un nuovo valore del tensore delle tensioni. Calcolate le tensioni, vengono calcolate le forze equivalenti applicate ai nodi. Le tensioni agiscono in ciascun triangolo come trazioni sui lati del triangolo stesso; ogni trazione è considerata equivalente a due forze agenti sui due nodi all'estremità del lato. Su ogni nodo del triangolo agiscono, quindi, due forze relative ai due lati convergenti nel nodo stesso:

$$F_i = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_i^{(1)} \, S^{(1)} + n_i^{(2)} \, S^{(2)} \right) \qquad (8.6)$$

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta ΣF_i; se $\Sigma F_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (8.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{\left(t+\frac{\Delta t}{2}\right)} = \dot{u}_i^{\left(t-\frac{\Delta t}{2}\right)} + \left[\sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \qquad (8.7)$$

dove l'apice indica il tempo in corrispondenza del quale è valutata la variabile e m è la massa associata a ciascun nodo pari alla somma di un terzo delle masse dei triangoli convergenti nel nodo. Dalla relazione precedente si determinano nuovi valori della velocità e, quindi, del tensore velocità di deformazione per un nuovo ciclo.

Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt, corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore ad un *time step* critico Δt_{cr} definito dalla:

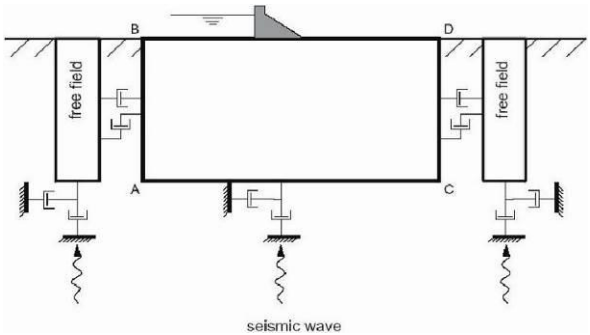
$$\Delta t_{cr} = \min\left\{\frac{A}{V_p \Delta x_{max}}\right\} \qquad (8.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, Δx_{max} la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e V_P la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il *timestep* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidezza del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (8.8). Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh,* in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min}:

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \qquad (8.9)$$

La λ_{min} è la lunghezza d'onda che corrisponde alla massima frequenza di interesse ed è legata ad essa dalla velocità di propagazione delle onde di taglio. I metodi alle differenze finite, così come quelli agli elementi finiti, si basano sulla discretizzazione, tramite una *mesh* di nodi, di una porzione finita dello spazio, per cui appropriate condizioni al contorno vanno imposte ai confini artificiali di tale regione. In ogni problema di propagazione di onde sismiche, parte dell'energia si allontana indefinitamente dalla regione di interesse verso il semispazio circostante per fenomeni di diffrazione e riflessione, dando luogo ad una perdita di energia indicata come *smorzamento di radiazione*. Al fine di modellare correttamente questo fenomeno, FLAC consente di minimizzare la riflessione delle onde sui contorni della *mesh,* imponendo su questi condizioni di campo libero (*free field boundaries*) o viscose (*quiet boundaries*). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.

I contorni *free-field* consistono sostanzialmente in colonne monodimensionali di larghezza unitaria, situate ai lati del modello, che simulano il comportamento di un mezzo infinitamente esteso (figura seguente).



In pratica, essi riproducono il moto libero del terreno che si avrebbe in assenza della configurazione bidimensionale e allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free-field* attraverso smorzatori viscosi che materialmente assorbono l'energia delle onde incidenti sui contorni, applicando delle forze viscose proporzionali alla differenza tra il campo di velocità esistente al bordo e quello in condizioni *free-field*. Prima dell'applicazione delle condizioni *free-field* durante l'analisi dinamica, il modello deve essere in condizioni di equilibrio statico, per cui è necessario eseguire una analisi statica preliminare per determinare lo stato tensionale e deformativo all'interno del modello. All'atto dell'applicazione

delle condizioni *free-field,* tutte le variabili di stato determinate dall'equilibrio statico vengono quindi applicate alle colonne monodimensionali ai bordi del modello.

I contorni *free-field* sono di notevole utilità, in quanto consentono di evitare l'allontanamento dei confini laterali, altrimenti necessario in assenza di confini assorbenti, per la minimizzazione delle onde riflesse dai contorni.

I contorni *quiet* sono invece costituiti, secondo la formulazione di Lysmer e Kuhlemeyer (1969), da smorzatori viscosi attaccati alla griglia e agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni *quiet* possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della *mesh* per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni *free-field.*

Le sollecitazioni dinamiche possono essere applicate sia ai bordi della *mesh* sia ai suoi nodi interni in una delle seguenti forme:

- storia temporale di accelerazioni;
- storia temporale di velocità;
- storia temporale di tensioni;
- storia temporale di forze.

Nell'applicare la sollecitazione dinamica, bisogna però tenere conto di alcune limitazioni che derivano da particolari incompatibilità tra forme di applicazione dell'input e delle condizioni al contorno. Se, ad esempio, queste sono rappresentate da *quiet boundaries* (come avviene solitamente per il bordo inferiore della *mesh*), il loro effetto viene annullato se si applica un accelerogramma o una storia di velocità.

Quindi, in questo caso, la base è modellata come rigida, cioè perfettamente riflettente, dando luogo a irrealistiche sovrastime del moto sismico. Per simulare correttamente una base elastica occorre applicare ai *quiet boundaries,* alla base della *mesh,* una storia temporale di tensioni. A tal fine, un accelerogramma di input deve essere integrato per ottenere una storia temporale di velocità e questa viene infine convertita in tensioni tramite le seguenti relazioni:

$$\sigma_n = 2(\rho V_P)v_n \qquad \sigma_s = 2(\rho V_S)v_s \qquad (8.10)$$

dove:

- ρ è la densità;
- σ_n, σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;
- V_P, V_S rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);
- v_n, v_s rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

In definitiva, un input costituito da onde S sarà quindi applicato come una storia temporale di tensioni tangenziali, mentre le onde P tramite una storia temporale di tensioni normali al contorno. Entrambe le sollecitazioni sono applicate con incidenza verticale.

La non linearità e le proprietà dissipative dei terreni possono essere modellate in FLAC secondo differenti modalità: attraverso l'adozione di un legame costitutivo propriamente non lineare o, a partire dalla versione 5.0 (Itasca, 2005), tramite semplici modelli di *smorzamento isteretico*. Le proprietà dissipative possono altresì essere modellate attraverso la formulazione di Rayleigh.

L'adozione di una legge sforzi-deformazione non lineare rappresenta, teoricamente, il modo più efficace per tenere conto della degradazione di rigidezza al procedere della deformazione e della dissipazione di energia per isteresi. Questi modelli possono essere accoppiati con modelli di filtrazione per simulare la generazione e dissipazione di eccessi di pressioni neutre e/o fenomeni di liquefazione e consentono, inoltre, la valutazione delle deformazioni permanenti. Però, dal punto di vista pratico, i modelli non lineari sono spesso complessi e richiedono la definizione di molti parametri e lunghi processi di calibrazione.

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo G / G0 e D / D0, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico* (*hysteretic damping*) nella recente versione 5.0 del codice.

Durante ciascuno *step* di calcolo, in funzione del valore medio del tensore di velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo, in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento. Il modello isteretico implementato utilizza solo curve continue che esprimono la variazione del modulo di taglio con la deformazione tangenziale; pertanto, i parametri da fornire in input che definiscono la forma di tali curve vanno ricavati attraverso regressione dei dati sperimentali. Analisi di calibrazione dello smorzamento isteretico sono necessarie prima di un suo uso nella pratica corrente.

Nel caso di analisi lineari, o per modellare comunque lo smorzamento a basse deformazioni che spesso i legami costitutivi non lineari non riescono a cogliere, si può utilizzare la formulazione di Rayleigh. Essa conduce ad uno smorzamento dipendente dalla frequenza, in contrasto con le evidenze sperimentali sul comportamento dei terreni. Il suo impiego richiede, pertanto, una oculata scelta dei parametri che lo definiscono, per limitare la variazione dello smorzamento con la frequenza (Lanzo et al., 2003 e 2004). Lo smorzamento di Rayleigh è stato originariamente formulato per le analisi strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento **C** proporzionale alla matrice di massa **M** e a quella di rigidezza **K**:

$$\mathbf{C} = \alpha_R \mathbf{M} + \beta_R \mathbf{K} \qquad (8.11)$$

dove α_R e b_R sono i coefficienti di Rayleigh che hanno dimensione rispettivamente di s^{-1} e s. È possibile dimostrare (Chopra, 1995) che lo smorzamento ξ_j associato al j-esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

$$\xi_j = \frac{1}{2}\left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j\right) \qquad (8.12)$$

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j.

I coefficienti di Rayleigh vengono comunemente determinati attraverso due procedure, a seconda che si fissi il valore dello smorzamento modale in corrispondenza di una o due frequenze naturali opportunamente selezionate (dette frequenze di controllo). Il codice FLAC adotta la prima procedura in accordo alla quale i coefficienti di Rayleigh sono espressi dalle:

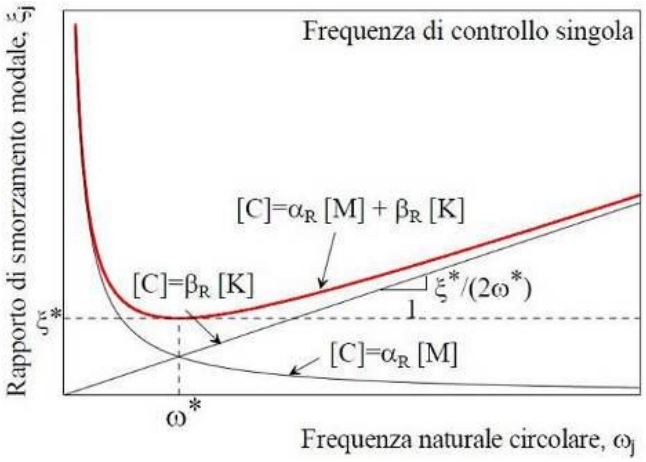
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \qquad (8.13)$$

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω.

Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ* del materiale e la frequenza ω*. A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ* e frequenza ω* costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi risultati di un'analisi modale, con rapporto di smorzamento modale dell'intero sistema variabile con la frequenza circolare naturale ω_j secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2}\left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*}\right) \qquad (8.14)$$

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come ξ_j assuma un minimo (pari al valore imposto ξ*) in corrispondenza della frequenza di controllo ω*, mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di ω*.



La formulazione di Rayleigh viene applicata a livello del singolo elemento della *mesh* per cui, tra i dati di input, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce ξ* e la frequenza di controllo ω* (o meglio il valore f*). La scelta di f* è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute rispetto a ξ*.

In generale, f* deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominati dell'input. In prima approssimazione, si può collocare f* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominate dell'input (frequenza corrispondente al massimo dello spettro di Fourier o di risposta). Se questi valori sono distanti è comunque opportuno esaminare con analisi parametriche l'influenza sui risultati delle diverse scelte di f*.In definitiva, per ciascun materiale occorre fornire i seguenti parametri di input:

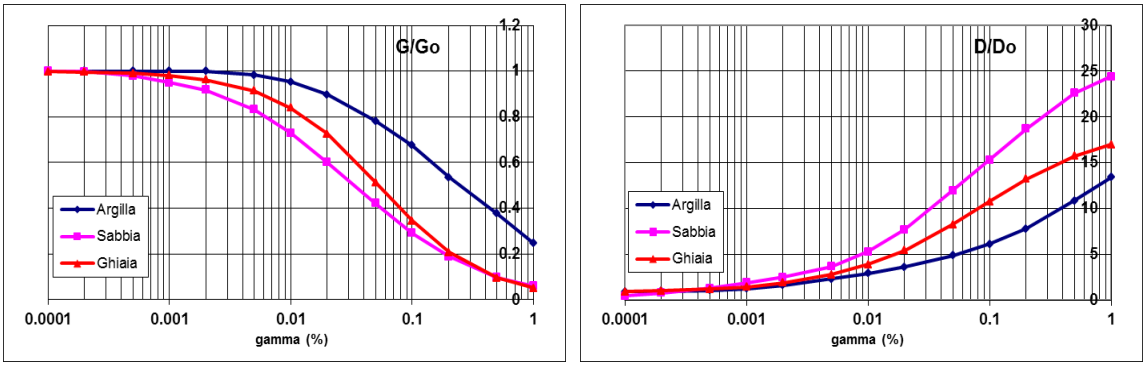
- peso dell'unità di volume;
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio (G_0) e di elasticità volumetrico (k), o, in alternativa modulo di Young (E) e coefficiente di Poisson (v);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (ξ*) e frequenza di controllo (f*) se si adotta la formulazione di Rayleigh.

Il codice offre notevoli potenzialità di dati in output, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

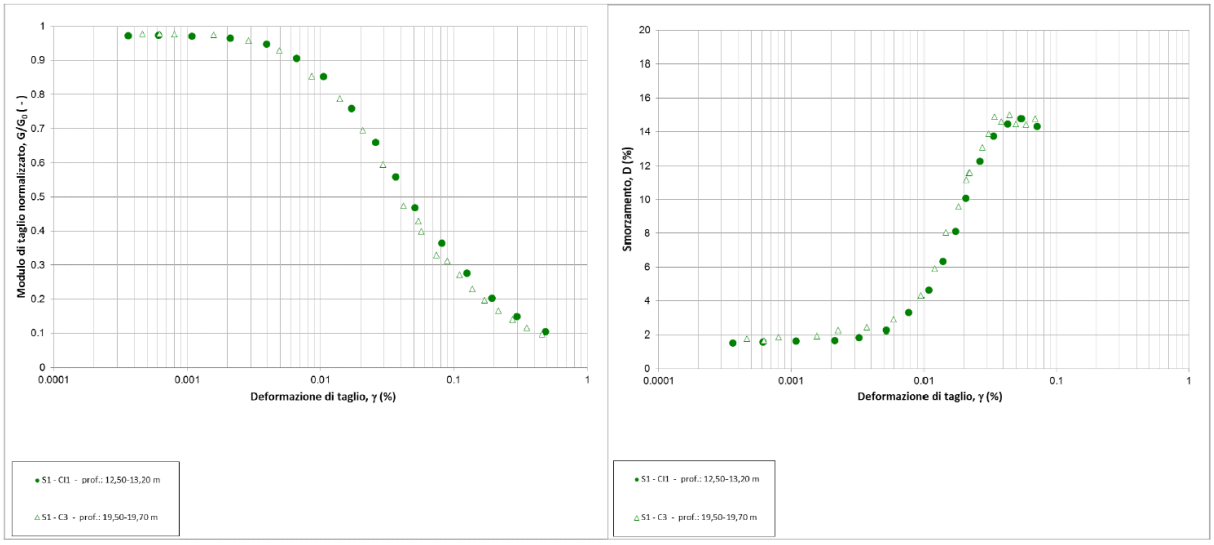
8.2. Analisi numeriche condotte

Per quantificare l'azione sismica in superficie, in funzione dell'assetto stratigrafico locale, sono state ricostruite delle sismo-stratigrafie del sottosuolo sulle quali sono state successivamente condotte le modellazioni numeriche, come precedentemente spiegato.

Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free-field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale (1D). Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *bedrock - like* (smorzamento 0,001%) e smorzamento isterico per i materiali più superficiali granulari tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.

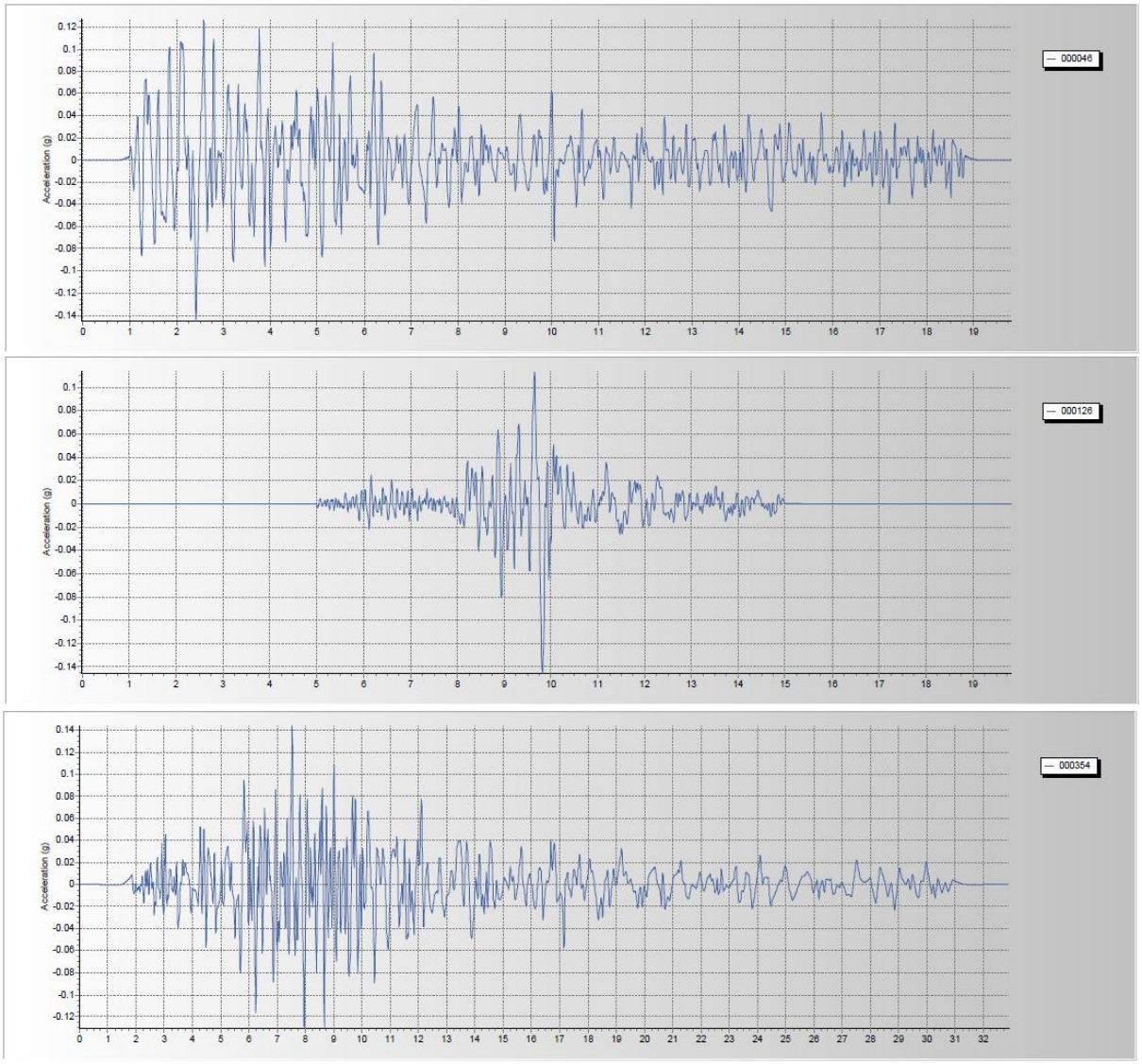


Mentre le prove di laboratorio dinamiche condotte sui campioni indisturbati prelevati durante il sondaggio geognostico effettuato in Via Roma, in prossimità della scuola materna "G. Fiastri", hanno permesso di ricostruire le curve di degrado dei materiali più fini e coesivi.



L'*input* sismico utilizzato è rappresentato da una terna di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spetri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia sub - orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. Dynamic Analysis della ITASCA, 2016). In particolare, gli accelerogrammi impiegati

sono quelli riportati nelle nuove linee guida per la microzonazione sismica della Regione Emila-Romagna (DGR2193 del 21-12-15), e di seguito riportati.

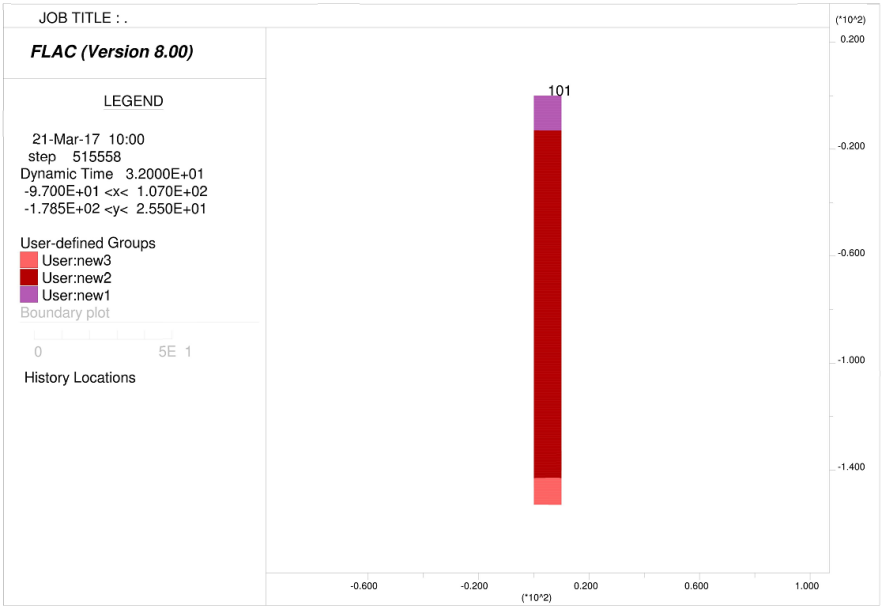


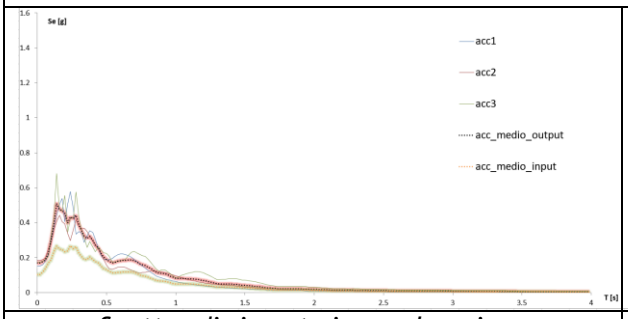
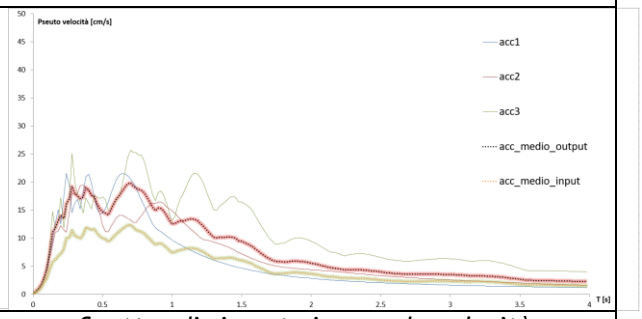
Le *history* (storia temporale) ricavate al tetto del modello (per ogni *input* sismico applicato) rappresentano le storie accelerometriche orizzontali attese nel sito d'indagine. Le n°3 *history* ottenute sono state successivamente plottate in uno spettro di risposta elastico e mediate in una curva rappresentativa.

Di seguito si riporta, per i n°9 modelli analizzati, il modello sismo-stratigrafico utilizzato per le analisi e i "Fattori di Amplificazione PGA, SI1, SI2 e SI3" calcolati con i relativi spettri di risposta elastici.

MODELLAZIONE N°1

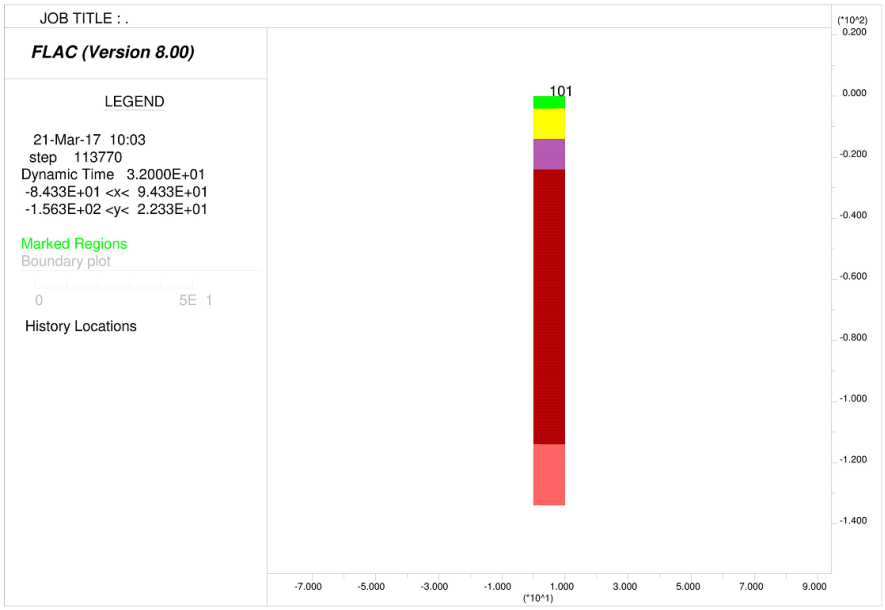
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A34T34-A35T35-A47T47-A48T48	0,0 - 13	380
	13 - 143	600
	Semisp.	750

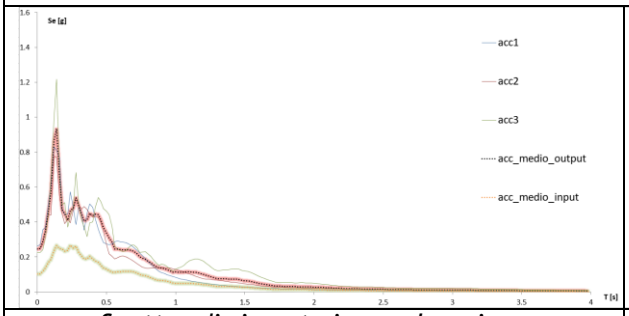
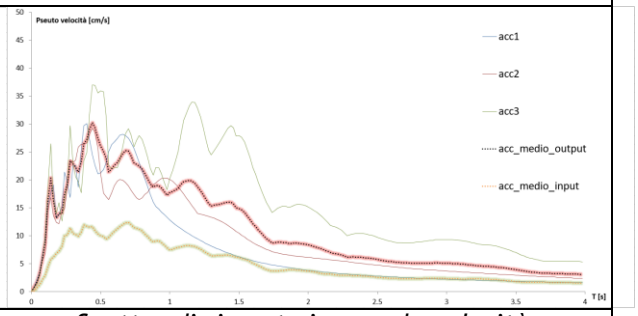


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 1,69	$SI1_{0,1-0,5}$ = 1,62; $SI2_{0,5-1,0}$ = 1,62; $SI3_{0,5-1,5}$ = 1,61

MODELLAZIONE N°2

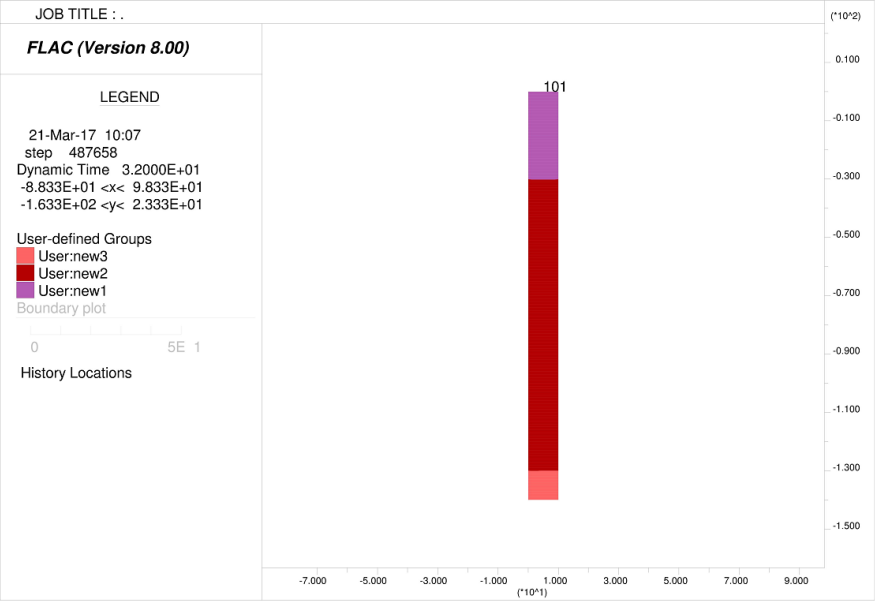
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A38T38-A39T39-A43T43-A44T44-A45T45-A46T46-A50T50-A51T51-A56T56-A57T57	0,0 - 4,0	150
	4,0 - 14	300
	14 - 24	220
	24 - 114	350
	Semisp.	600

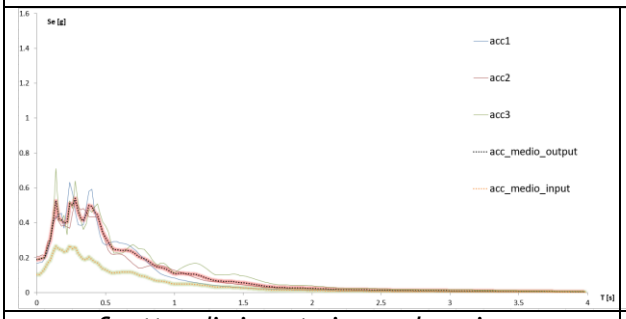
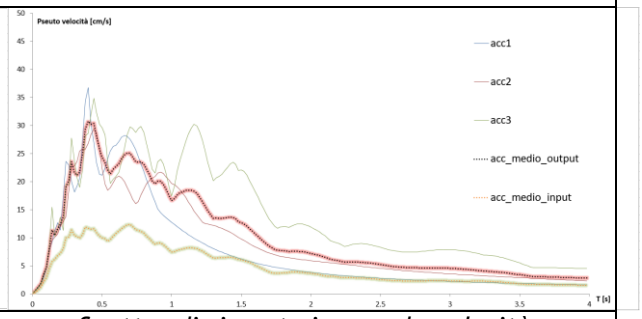


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 2,44	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,25; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,12; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,23

MODELLAZIONE N°3

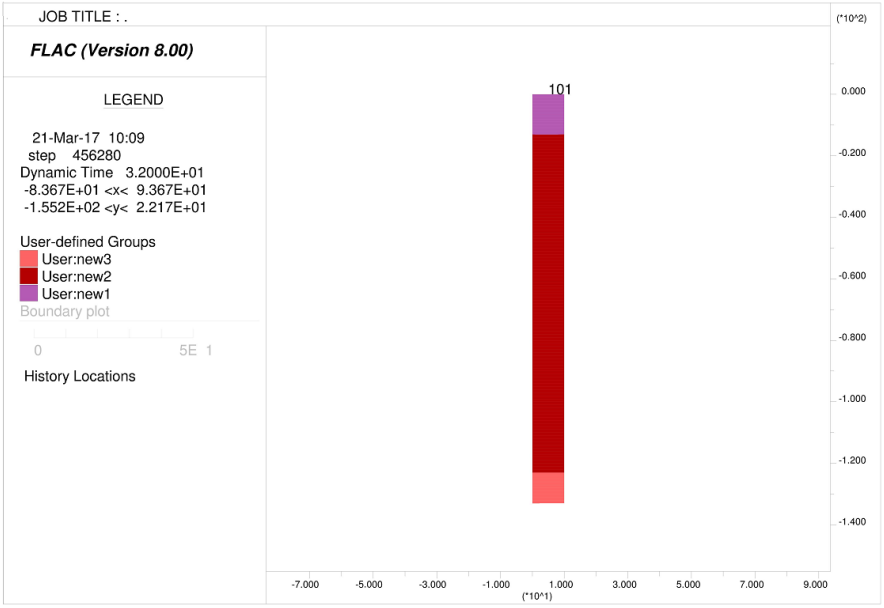
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A58T58-A40T40-A49T49	0,0 - 30	300
	30 - 130	460
	Semisp.	720

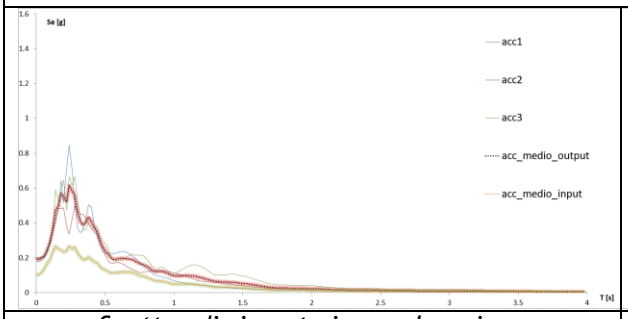
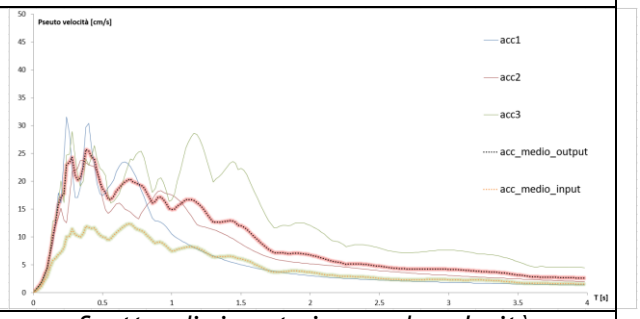


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 1,90	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,17; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,15; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,15

MODELLAZIONE N°4

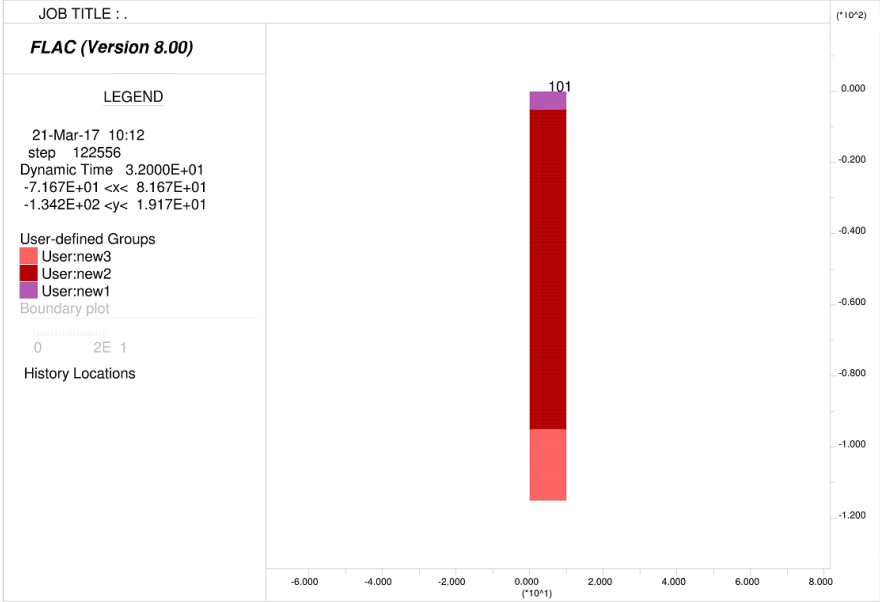
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A23T23-A26T26-A31T31-A75T75-A74T74	0,0 - 13	270
	13 - 123	400
	Semisp.	700

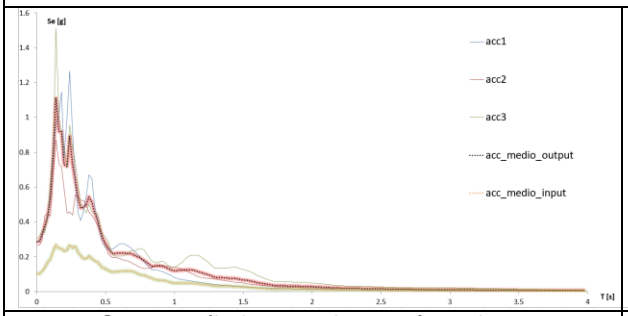
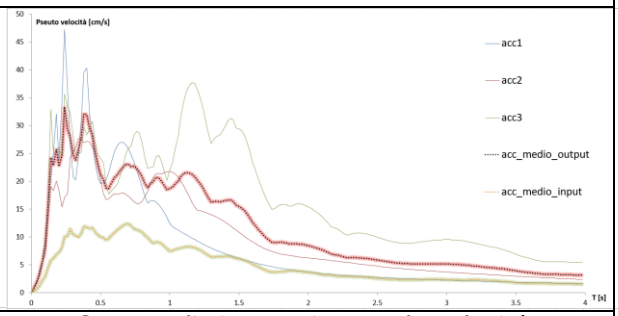


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 1,90	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,06; $SI2_{0,5-1,0}$ = 1,75; $SI3_{0,5-1,5}$ = 1,85

MODELLAZIONE N°5

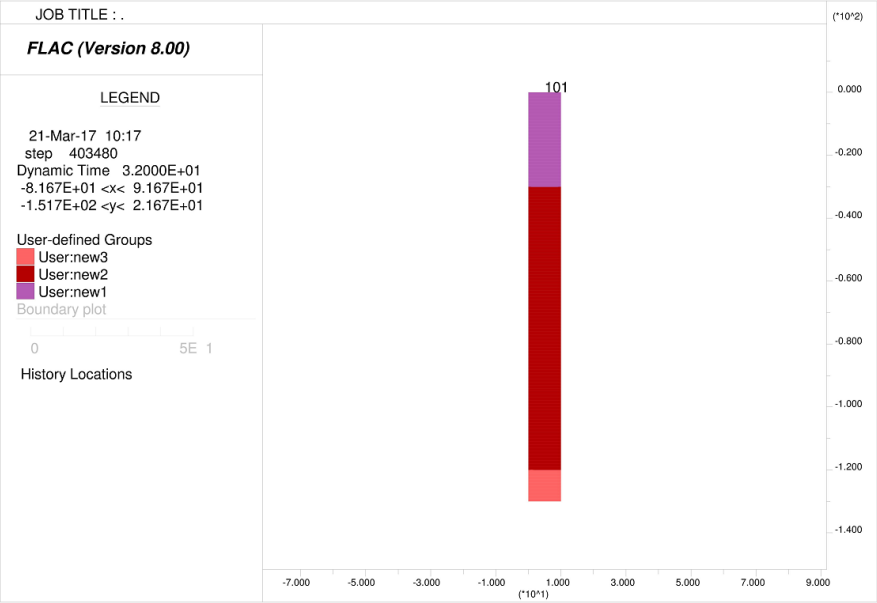
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A21T21-A22T22-A30T30-A32T32-A60T60-A59T59-A61T61-A62T62-A36T36-A37T37	0,0 - 5,0	140
	5,0 - 95	320
	Semisp.	650

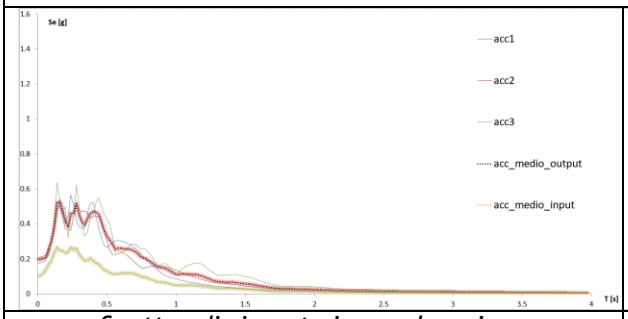
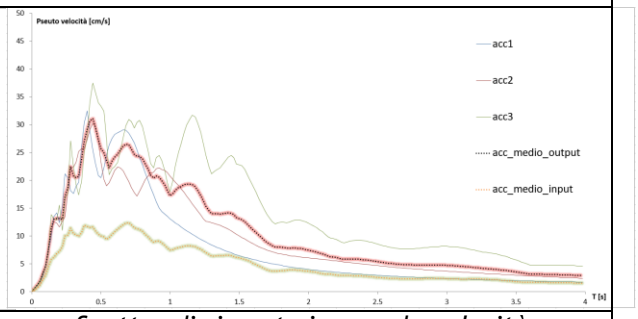


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 2,85	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,69; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,01; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,23

MODELLAZIONE N°6

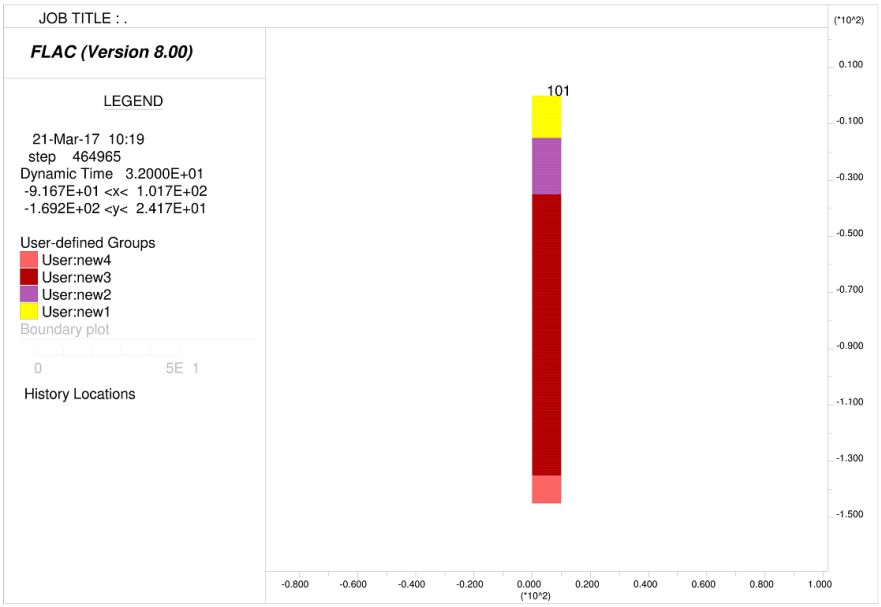
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A41T41-A26T26-A25T25-A10T10-A14T14-A15T15-A17T17-A18T18-A54T54-A20T20	0,0 - 30	270
	30 - 120	410
	Semisp.	650

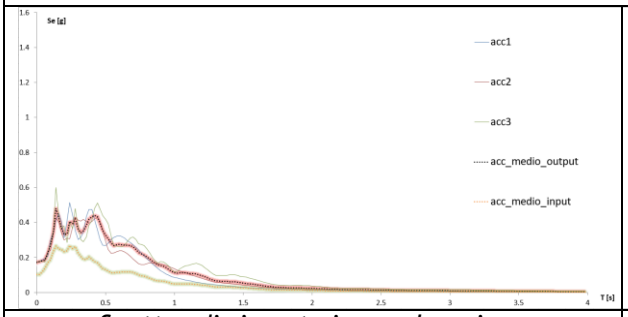
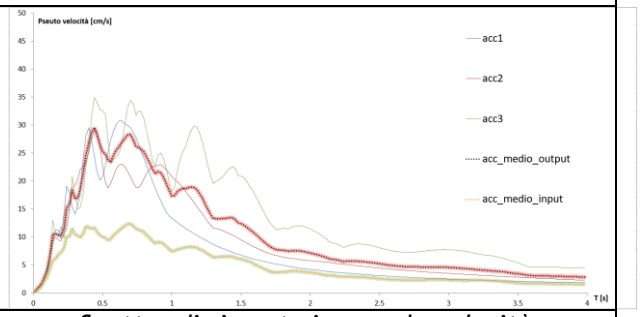


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 1,94	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,15; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,24; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,25

MODELLAZIONE N°7

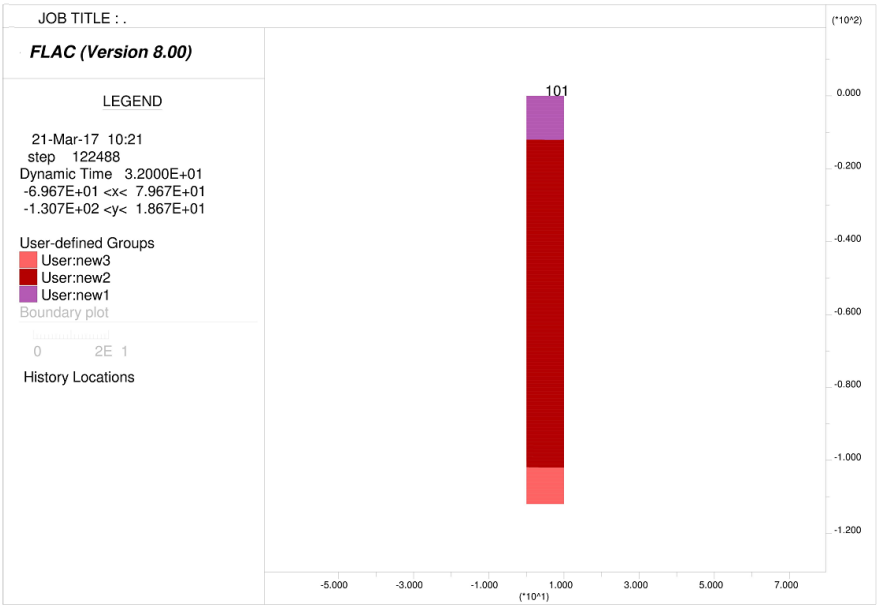
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A5T5-A6T6-A7T7-A8T8-A9T9-A63T63	0,0 - 15	340
	15 - 35	290
	35 - 135	500
	Semisp.	700

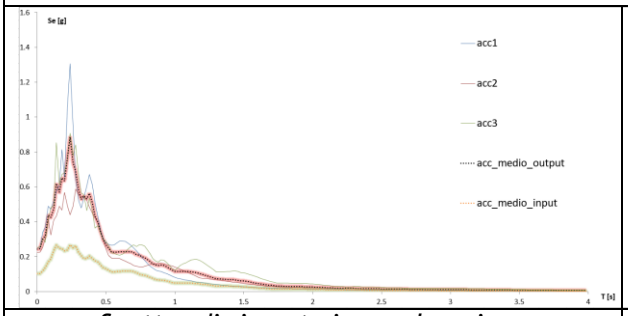
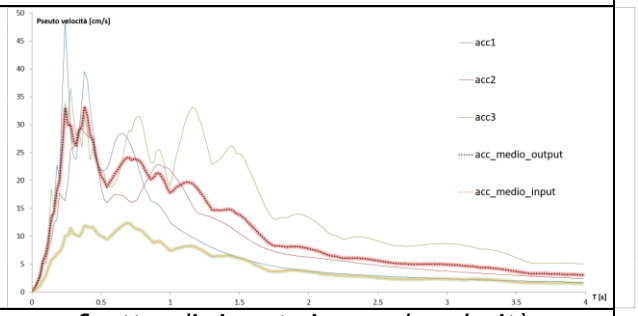


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 1,72	$SI1_{0,1-0,5}$ = 1,92; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,35; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,28

MODELLAZIONE N°8

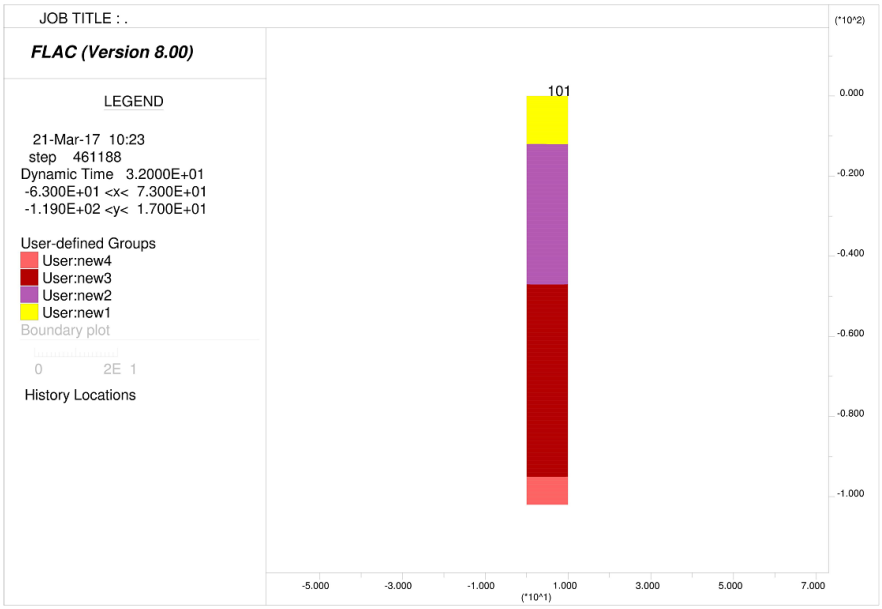
Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
T1-T2-T19-T65-T64-T70-T69-T53-T67-T68-T71-T72-T73-T55-T24	0,0 - 12	220
	12 - 102	380
	Semisp.	650

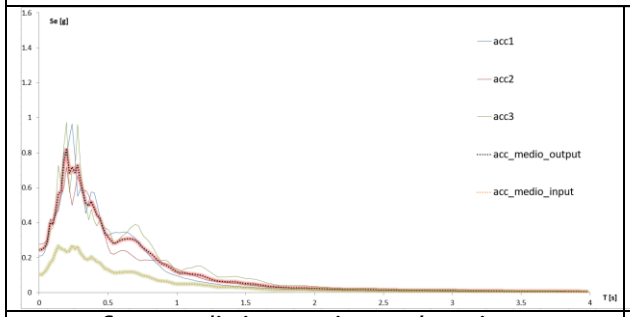
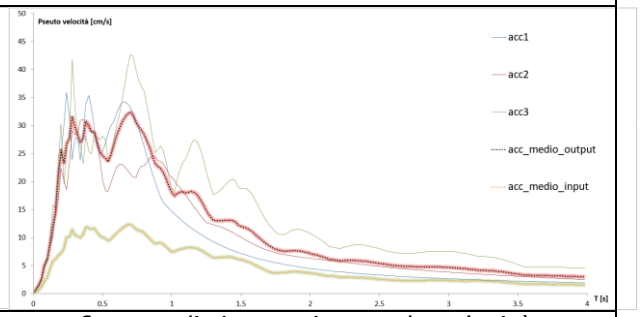


Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1\text{-}0,5}$ = 2,43	$SI1_{0,1\text{-}0,5}$ = 2,58; $SI2_{0,5\text{-}1,0}$ = 2,10; $SI3_{0,5\text{-}1,5}$ = 2,19

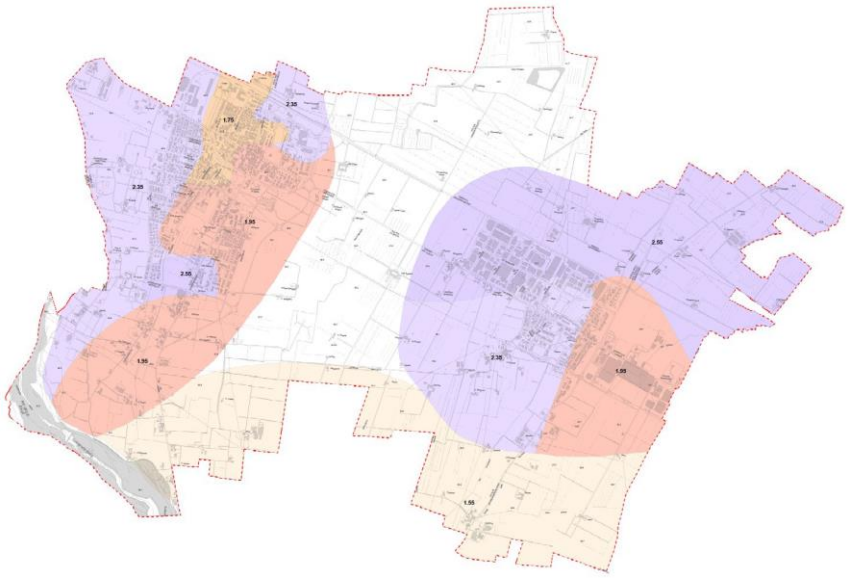
MODELLAZIONE N°9

Misure utilizzate per creare il modello	Modello sismo-stratigrafico utilizzato	
	Spessore (m)	Vs (m/s)
A66T66-A12T12-A13T13-A16T16-A11T11-A28T28-A27T27	0,0 - 12	220
	12 - 47	390
	47 - 97	500
	Semisp.	700



Punto 101	
	
Spettro di risposta in accelerazione	*Spettro di risposta in pseudo-velocità*
$PGA_{0,1-0,5}$ = 2,44	$SI1_{0,1-0,5}$ = 2,60; $SI2_{0,5-1,0}$ = 2,58; $SI3_{0,5-1,5}$ = 2,39

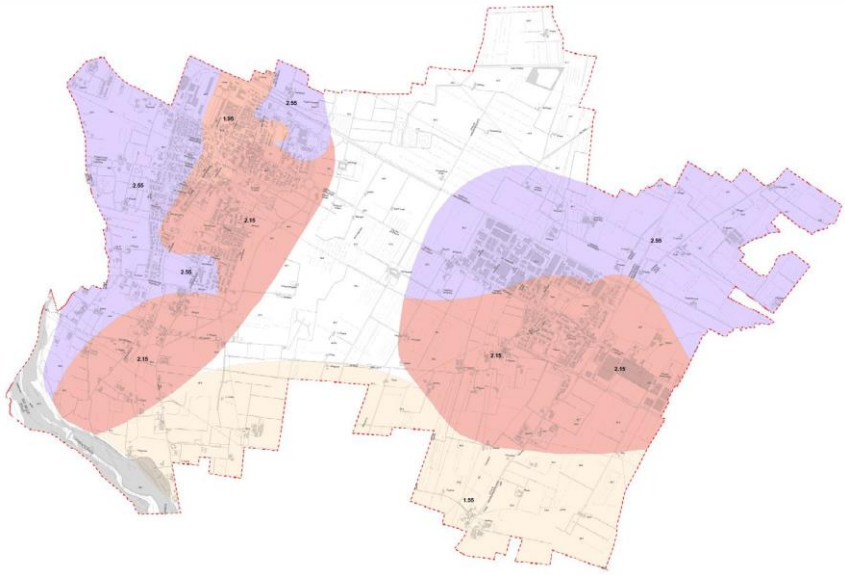
A partire dai risultati ottenuti è stato possibile ottenere la "Carta dei fattori di amplificazione PGA", la "Carta dei fattori di amplificazione SI1 (0,1-0,5s)", la "Carta dei fattori di amplificazione SI2 (0,5-1,0s)", e la "Carta dei fattori di amplificazione SI3 (0,5-1,5s)".



Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

FA PGA = 1.5 – 1.6
FA PGA = 1.7 – 1.8
FA PGA = 1.9 – 2.0
FA PGA = 2.1 – 2.2
FA PGA = 2.3 – 2.4
FA PGA = 2.5 – 3.0

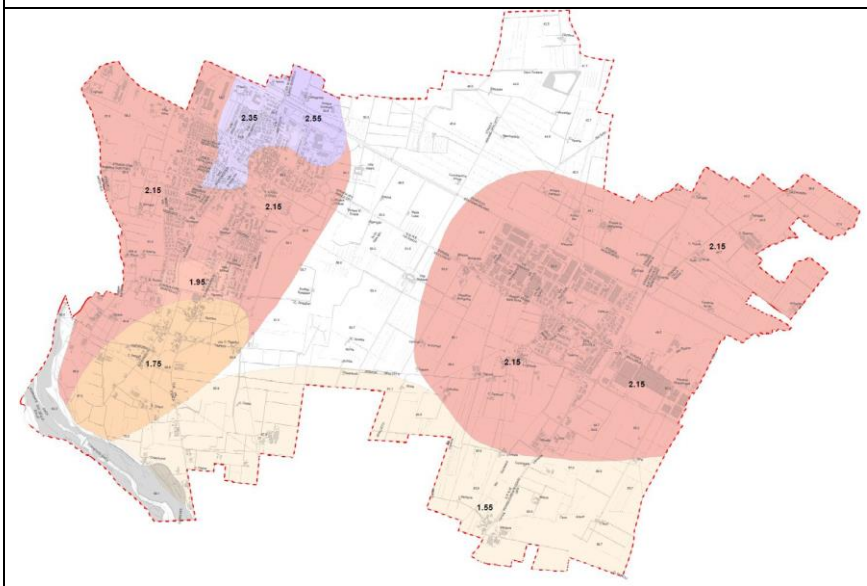
FA - PGA



Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

FH 0.1–0.5 S = 1.5 – 1.6
FH 0.1–0.5 S = 1.9 – 2.0
FH 0.1–0.5 S = 2.1 – 2.2
FH 0.1–0.5 S = 2.5 – 3.0

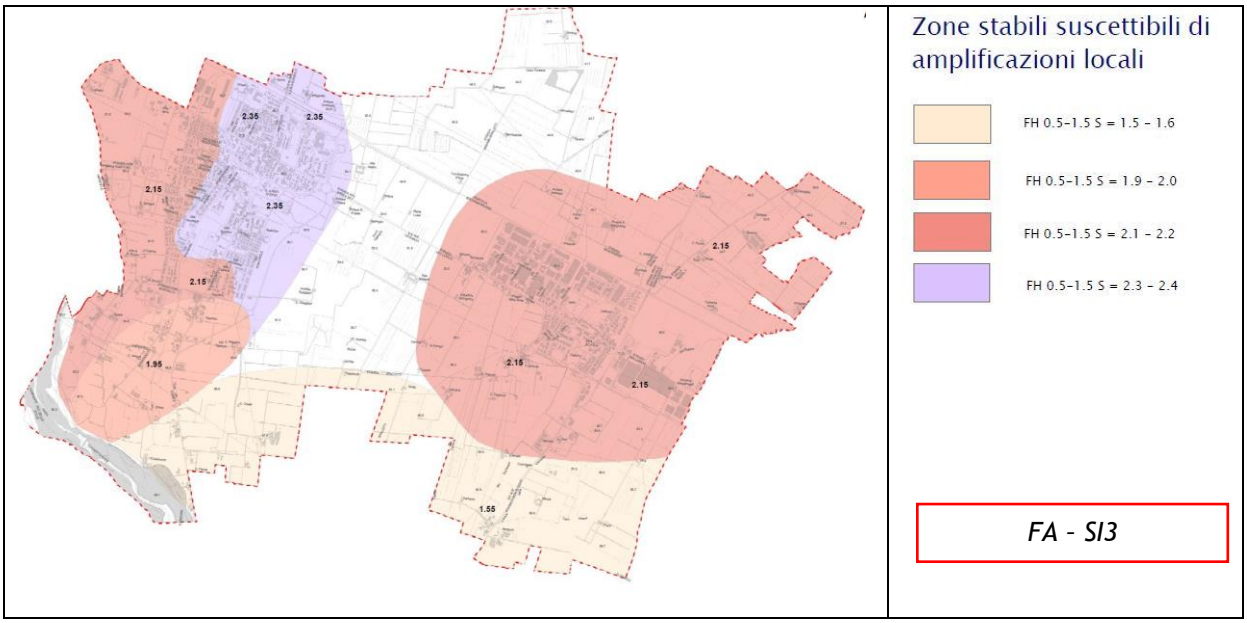
FA - SI1



Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

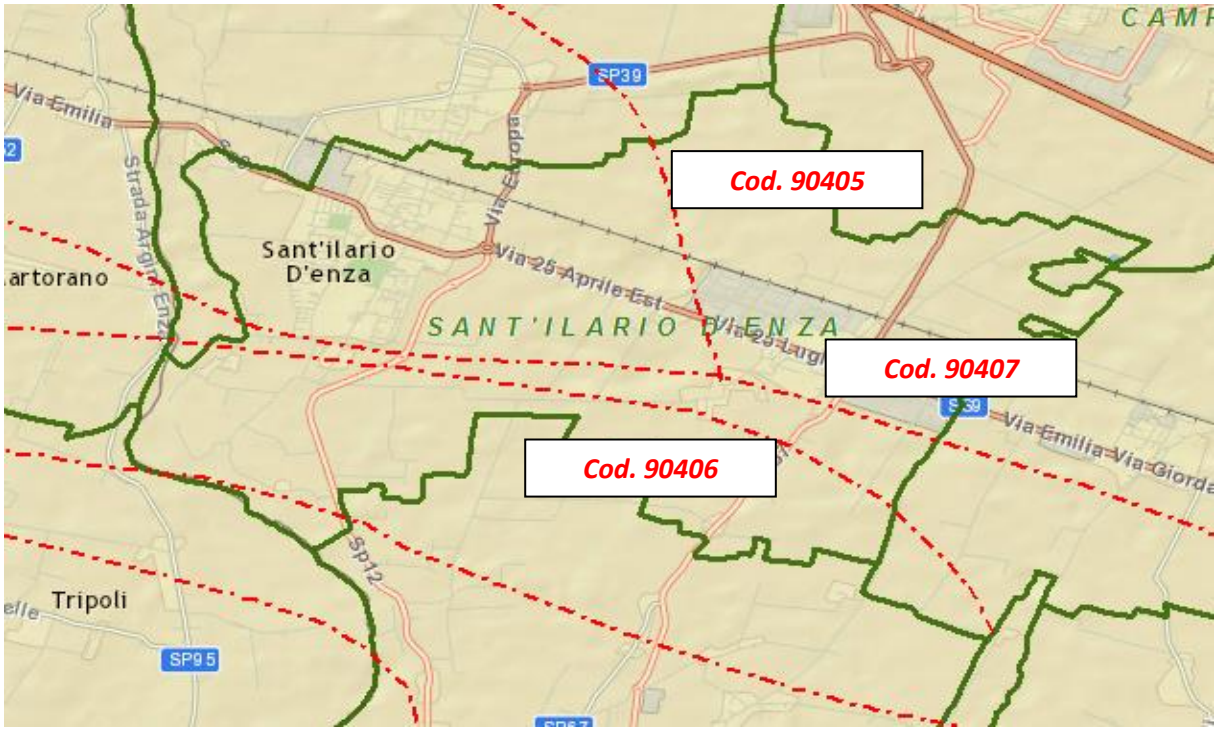
FH 0.5–1.0 S = 1.5 – 1.6
FH 0.5–1.0 S =1.7 –1.8
FH 0.5–1.0 S = 1.9 – 2.0
FH 0.5–1.0 S = 2.1 – 2.2
FH 0.5–1.0 S = 2.3 – 2.4
FH 0.5–1.0 S= 2.5 – 3.0

FA - SI2


Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
FH 0.5-1.5 S = 1.5 - 1.6
FH 0.5-1.5 S = 1.9 - 2.0
FH 0.5-1.5 S = 2.1 - 2.2
FH 0.5-1.5 S = 2.3 - 2.4
FA - SI3

9. MODELLAZIONE NUMERICA RELATIVA ALLE “Faglie attive-capaci”

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA, ha permesso di ubicare all’interno del territorio comunale alcune faglie attive e capaci, disposte indicativamente come nella figura riportata a seguire, e presenti anche nelle cartografie del Livello 2 di MS del comune di Sant’Ilario d’Enza.



L’esatta ubicazione delle faglie risulta alquanto incerta poiché celate al di sotto delle coperture sedimentarie e non sono presenti, in superficie, indicatori morfologici in grado di accertarne la presenza. Inoltre, la capacità di creare deformazione in superficie durante un evento sismico di magnitudo rilevante risulta, ad oggi, di dubbia attribuzione. A seguire si riportano le caratteristiche delle principali lineazioni presenti nel territorio comunale.

Nome faglia	S. Ilario - Parma	Parma - Reggio	Gazzaro-Parma
Tipo Faglia	Reverse	Reverse	Reverse
Codice faglia	90405	90407	90406
Macrozona	3	3	3
Regione	Emilia Romagna		
Sistema	Parma-Reggio System		
Ordine	Primaria	Primaria	Primaria
Direzione media	120	110	110
Lunghezza (km)	13	27	12
Ultima attività (anni)	Pleistocene sup.	300.000-700.000	300.000-700.000
Affidabilità dato sull’attività	Low	Media	Media
Intervallo ricorrente (anni)	-	-	-
Velocità di slittamento (mm/anno)	-	-	-
Massima lunghezza attesa di rottura	-	-	-
Massimo scivolamento atteso (m)	-	-	-
Massima magnitudo prevista (Mw)	6.2	6.7	6.3
Qualità dello studio	Low	Fair	Fair

In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione).

Le condizioni preliminari affinché si debbano eseguire studi di dettaglio sulle faglie attive e capaci sono:

- l'area oggetto di studi di MS ricade in area epicentrale di terremoti storici con Mw>5.5;
- la letteratura scientifica disponibile già riporta la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche;
- evidenze di attività recente delle faglie rilevate sul campo da geologi, durante i rilievi geologico-tecnici per la stesura delle carte di MS.

Gli elementi generalmente indicativi dell'attività recente di una faglia sono di ordine sia geomorfologico (anomalie nelle forme del paesaggio, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari, scarpate di faglia) sia, ovviamente, tettonico (faglie che dislocano terreni tardo pleistocenici-olocenici).

Nel caso di Sant'Ilario d'Enza, i primi due indicatori sono confermati mentre non ci sono indizi superficiali della recente attività sismica né dalla consultazione di ortofoto né da rilievi sul campo effettuati dallo scrivente.

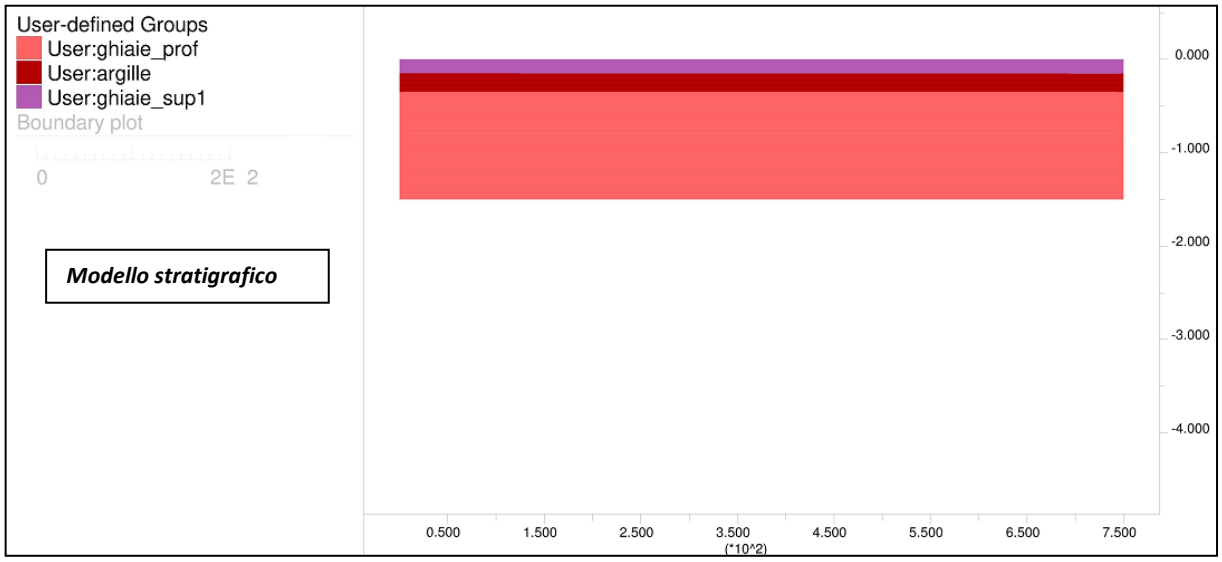
Dalle considerazioni sopra riportate, non è possibile, ad oggi, accertare ma soprattutto localizzare con precisione la presenza di una faglia attiva e capace di creare dislocazioni in superficie all'interno del territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza.

Dato il rischio sismico che una attività di dislocazione tettonica può provocare in superficie, si è deciso, comunque, di effettuare uno studio approfondito sulla propagazione della rottura per faglia all'interno dei depositi quaternari che caratterizzano il sottosuolo di Sant'Ilario d'Enza, attraverso una modellazione numerica con il codice di calcolo *FLAC 8.0 (Itasca, 2016*). In particolare, la modellazione ha lo scopo di simulare l'evolversi della deformazione lungo un piano di faglia, valutando l'ampiezza dell'area deformata dall'eventuale fagliazione in superficie e la deviazione della traccia del piano di faglia reale dalla sua proiezione verticale.
La prima fase si è sviluppata attraverso la creazione di un modello sismo-stratigrafico rappresentativo dell'area in esame: si è considerato un modello bidimensionale orizzontale esteso per circa 700 m e per 150 m di profondità dal p.c. locale. La base del modello rappresenta l'interfaccia con il basamento la cui profondità è stata ipotizzata sulla base dei dati disponibili in bibliografia, dalle sezioni geologiche presenti sul portale geologico della Regione Emilia-Romagna e dai risultati ottenuti dalle indagini sismiche condotte.

Il comportamento geotecnico dei depositi è stato assimilato a un modello costitutivo Mohr-Coulomb e si è considerato un modello sismo-stratigrafico medio rappresentativo dell'intero territorio comunale così costituito:

1° strato: 0,0 – 15,0 m dal p.c. locale:
Ghiaie mediamente addensate
Angolo di attrito θ: 30°
Coesione: nulla

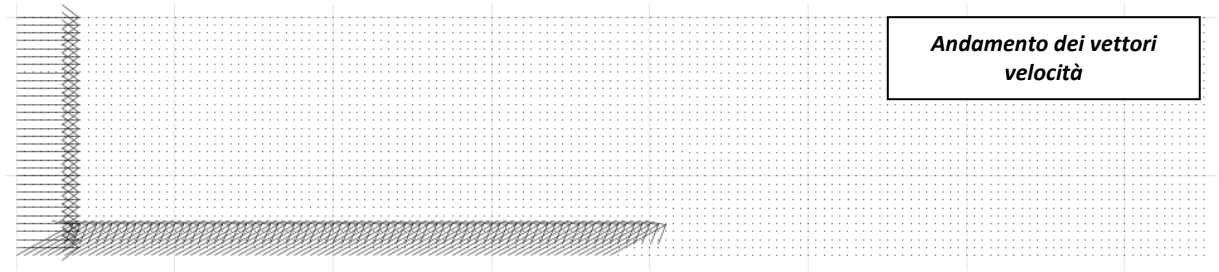
2° strato: 15,0 – 30,0 m dal p.c. locale:
Argille mediamente consistenti
Angolo di attrito θ: 20°
Coesione: 30.000 Pa
3° strato: 30,0 – 150,0 m dal p.c. locale:
Ghiaie addensate
Angolo di attrito θ: 38°
Coesione: nulla



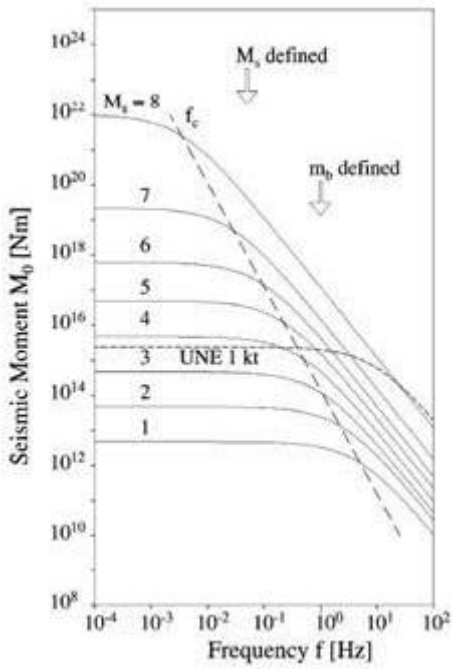
Modello stratigrafico

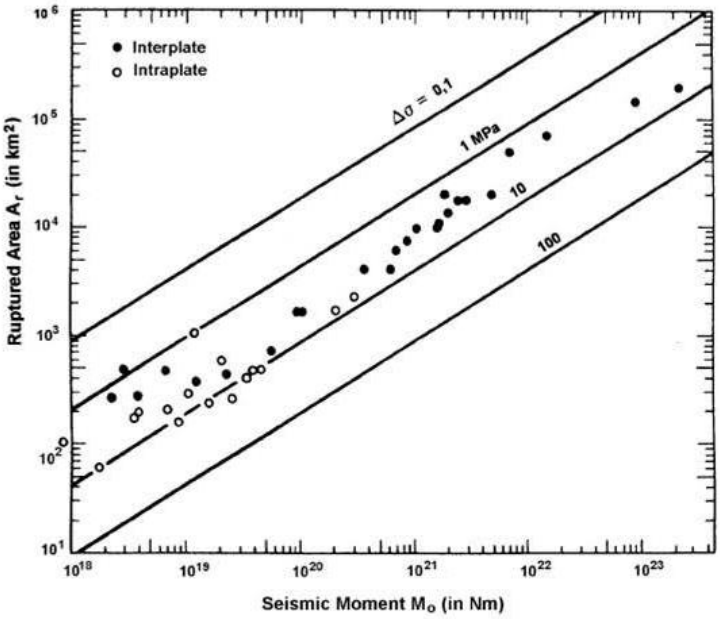
Relativamente alle condizioni al contorno, nella fase di creazione del modello si è imposta una condizione di spostamento nullo in direzione orizzontale ai lati del modello, e spostamento nullo sia lungo la verticale che l'orizzontale alla base dello strato.

Dopo aver creato il modello, si è simulato lo spostamento lungo il piano di faglia: si è ipotizzata una faglia inversa con inclinazione di 30° conformemente all'inclinazione del sistema di faglie che caratterizza la Sorgente Composita (CS) ITCS 0009 in cui ricade il comune di Sant'Ilario d'Enza. Pertanto, si sono applicati dei vettori velocità al confine laterale e inferiore della porzione del modello dislocante. I vettori alla base si sono imposti paralleli al piano di faglia, mentre quelli laterali lungo la direzione orizzontale entrante (per simulare la compressione dovuta alla faglia inversa).


Andamento dei vettori velocità

Riguardo l'ampiezza dei vettori in termini di velocità, essa è correlata al numero di *step* di calcolo che effettua il programma e alla dislocazione tettonica massima che la faglia è in grado di produrre. Questo parametro è stato ottenuto a partire da delle relazioni empiriche e grafiche che correlano la magnitudo momento massima attesa nell'area, il momento sismico scalare, l'area di faglia e la rigidezza crostale.

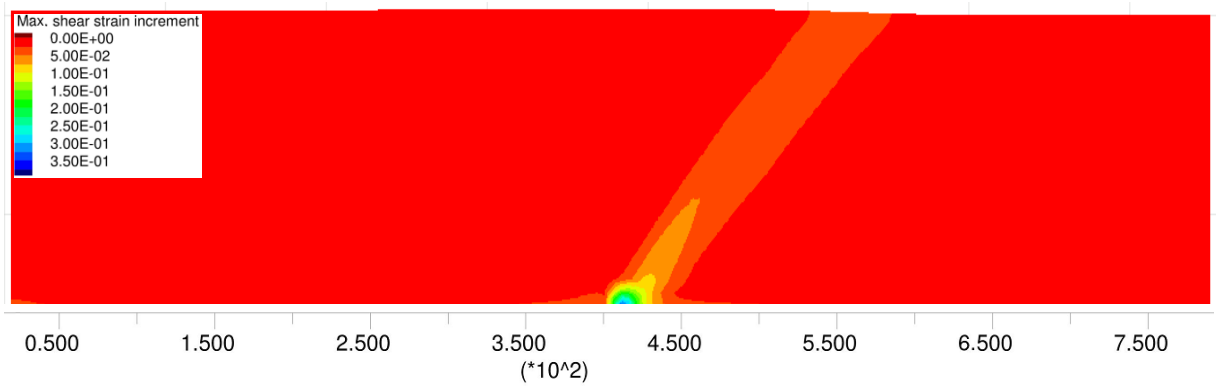




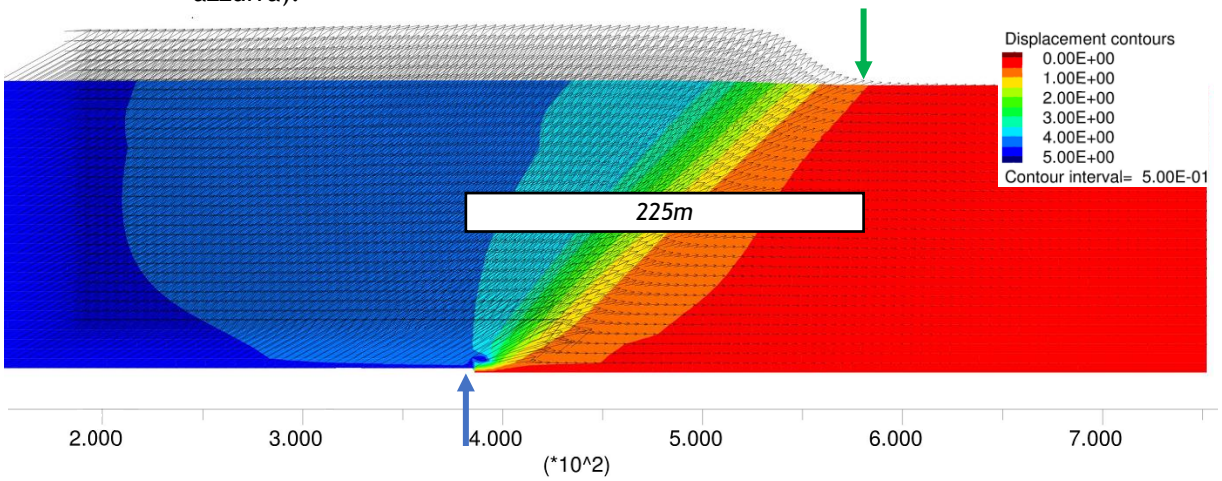
Considerando per l'area di indagine una magnitudo momento massima di circa 6 Mw, una rigidezza di 30 GPa e un momento sismico di 10^{18}, si è ricavato una dislocazione tettonica massima di circa 5 m. Imponendo tale spostamento e un numero di step pari a 50000, i vettori hanno un'ampiezza dell'ordine di 10^{-4} m/s.

Nelle modellazioni effettuate, si è deciso di considerare il campo delle grandi deformazioni che consente di poter modellare il movimento di ogni nodo della griglia e quindi simulare un comportamento non lineare del materiale. I risultati delle modellazioni effettuate riguardanti la propagazione della rottura della faglia inversa attraverso il deposito di spessore 150 m, hanno prodotto i seguenti risultati:

- plottando lo *shear strain increment (ssi)* si può osservare l'andamento della *shear band*, ossia dell'area all'interno della quale il materiale subisce una deformazione di taglio. Essa inizia nel punto di intersezione del piano di faglia con l'interfaccia *bedrock* – terreno e si propaga verso la superficie. I valori di *strain* sono risultati di 3.5e-1 nel punto di rottura e di 5.0e-2 in prossimità della superficie mostrando, quindi, una diminuzione di un ordine di grandezza. I massimi valori di deformazione si sono riscontrati fino a circa 50-70 m dal punto di rottura;



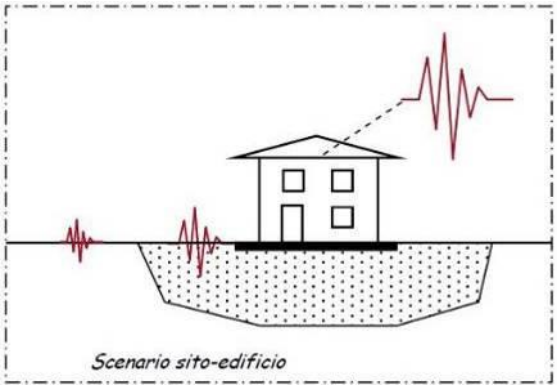
- l'andamento dei vettori spostamento evidenzia che alla base del modello si è ottenuta una dislocazione massima di 5 m e che la loro ampiezza si annulla in superficie a circa 225 m (freccia verde) dal punto di rottura ipotizzato (freccia azzurra).



Dalle considerazioni sopra riportate è possibile affermare che le deformazioni in superficie si localizzano a circa 225 m di distanza rispetto alla proiezione in pianta della faglia stessa a causa delle caratteristiche geotecniche dei materiali e a quelle della faglia stessa; risultano quindi inapplicabili le linee guida sulla microzonazione sismica che prevedrebbero un *buffer* massimo di attenzione pari a 400 m. Inoltre, l'andamento dello *shear strain increment* non permette di escludere a priori la possibile rottura in superficie ma i valori massimi di deformazione sono individuati nei primi 50-70 m al di sopra del *bedrock* geologico.

10. METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI

Il metodo geofisico-strumentale mira a identificare la presenza, in un edificio, di comportamenti ritenuti critici in termini di risposta sismica, attraverso l'interpretazione di misure dirette di tremore ambientale effettuate all'interno dell'edificio e nel sito che lo ospita.
Per interpretare il comportamento del sito in termini di frequenze principali di oscillazione, viene applicata la tecnica H.V.S.R. (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali e verticale), mentre per poter meglio individuare il comportamento dell'edificio è preferibile usare la tecnica S.S.R. (Standard Spectral Ratio). Quest'ultima procedura consiste nel calcolare il rapporto tra gli spettri misurati all'interno dell'edificio ai vari piani, in modo tale da riconoscere al meglio le frequenze proprie dei modi di vibrare dell'edificio stesso.
Il metodo parte dall'assunto che, per un'adeguata valutazione della propensione al danneggiamento di una struttura, si deve tenere conto sia del comportamento sismico dell'edificio, sia del comportamento del sito su cui esso è ubicato (figura seguente).



Le misure di tremore sono utilizzate, in particolare, per riconoscere strumentalmente alcuni indicatori di vulnerabilità del sistema unitario sito-edificio.
Nello specifico, le misure di tremore sul sito consentono di:

- definire la presenza di un significativo contrasto di impedenza che può causare l'incremento dell'azione sismica in superficie (tecnica H.V.S.R.);
- valutare la frequenza naturale del sito (tecnica H.V.S.R.);
- identificare la presenza di variabilità laterale della geometria del *bedrock* (rotazione delle componenti spettrali).

Le misure di tremore effettuate all'interno di un edificio consentono invece di:

- risalire alle frequenze naturali delle strutture (tecnica S.S.R.);
- stimare e individuare la propensione a subire effetti torsionali (tecnica S.S.R.).

Conoscendo le frequenze naturali del sito e dell'edificio è possibile, quindi, valutare la propensione alla doppia risonanza tra sito e struttura.

La frequenza naturale di un edificio è considerata il parametro fondamentale per valutare l'azione sismica a partire dallo spettro di progetto; generalmente, essa viene stimata attraverso formule empiriche, anche se molteplici studi hanno dimostrato che i valori così ottenuti non sono sempre in buon accordo con quelli rilevabili con misure dirette (si veda ad esempio Gallipoli et al. 2009). La frequenza naturale può essere direttamente stimata individuando i picchi presenti nei rapporti tra gli spettri dell'edificio e quelli del sito.
La verifica dell'eventuale effetto della doppia risonanza tra sito ed edificio è altrettanto importante, nonostante non sia espressamente contemplata nelle norme tecniche, poiché può causare un incremento dell'azione sismica sulla struttura.

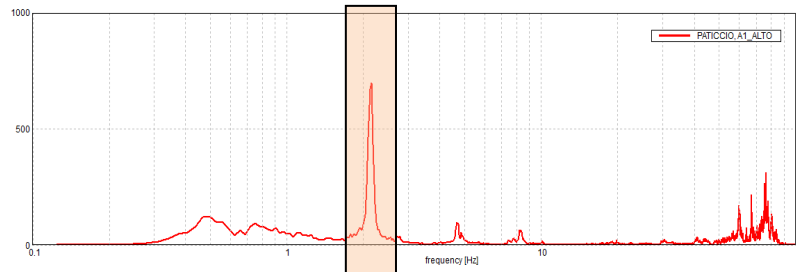
Tale possibile sincronizzazione si valuta semplicemente comparando la frequenza naturale del sito con quella dell'edificio. Le misure geofisiche di tremore sull'edificio consentono anche di individuare la propensione a subire effetti torsionali; la loro eventuale presenza può incrementare le sollecitazioni su alcuni elementi strutturali, aumentando, di conseguenza, la vulnerabilità dell'edificio.

Si riportano a seguire le misurazioni condotte su alcune strutture presenti nel comune di Sant'Ilario d'Enza per la caratterizzazione diretta degli indicatori di vulnerabilità sismica.
I risultati ottenuti e riportati nelle pagine seguenti, evidenziano che la metodologia proposta consente una valutazione rapida ed economica degli indicatori collegati alla danneggiabilità degli edifici ed è adatta a definire delle strategie di mitigazione di rischio sismico, anche su vasti territori. A differenza di altre metodologie di stima indiretta, quali ad esempio formulazioni empiriche o modellazioni FEM, il metodo consente di ottenere degli indicatori di vulnerabilità misurati direttamente sulla struttura che, pertanto, sono soggetti al solo errore di misura e non a tutte le incertezze che caratterizzano i metodi indiretti.
Si deve tuttavia sottolineare che il metodo geofisico-strumentale non può e non deve sostituirsi a valutazioni e calcoli strutturali o a prove dinamiche attive, né tanto meno è in grado di identificare direttamente quali siano le eventuali carenze strutturali di un edificio in termini di risposta sismica.
Alla luce di quanto appena esposto, si auspica che tale metodologia venga utilizzata su altre strutture e infrastrutture presenti nel territorio comunale di Sant'Ilario d'Enza, per valutarne la loro predisposizione a subire danni in caso di terremoto.



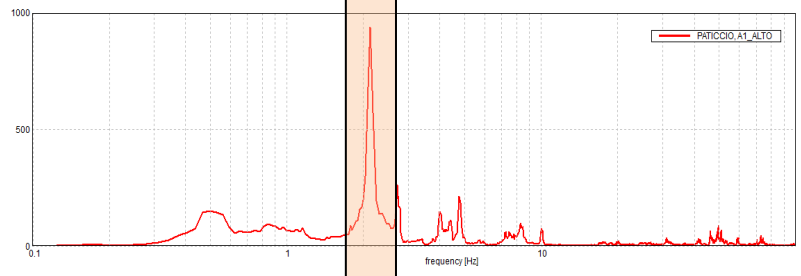


Acquedotto Sant'Ilario



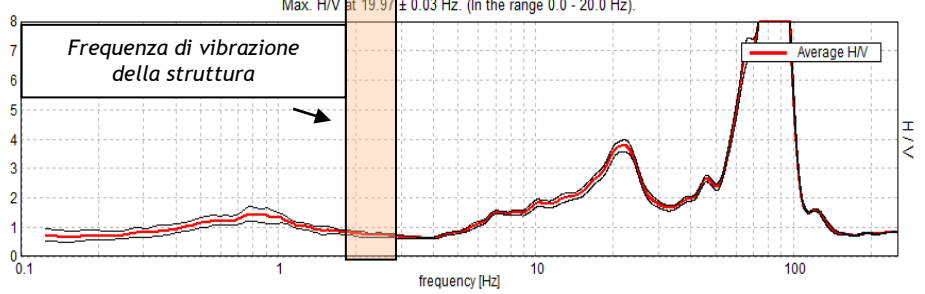
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈2,2 Hz.



Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈2,2 Hz.



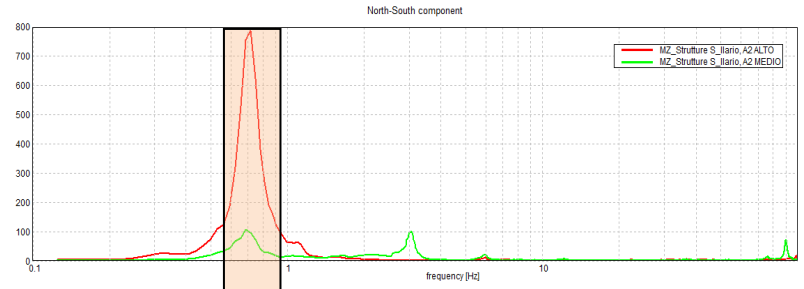
Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

Assenza di contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare amplificazione alle frequenze della struttura analizzata



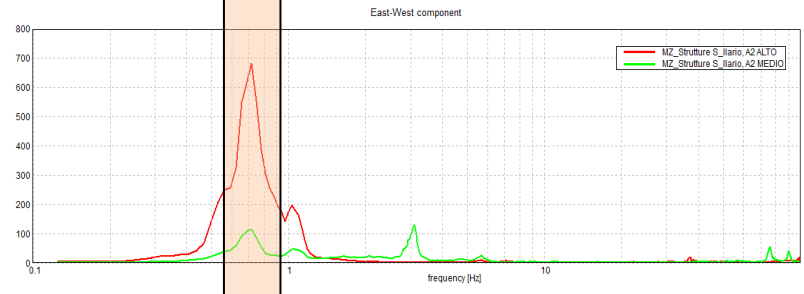


Acquedotto di Calerno



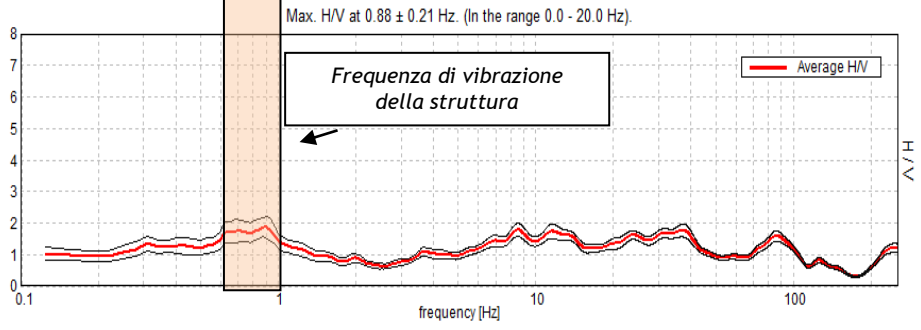
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈0,7 Hz.



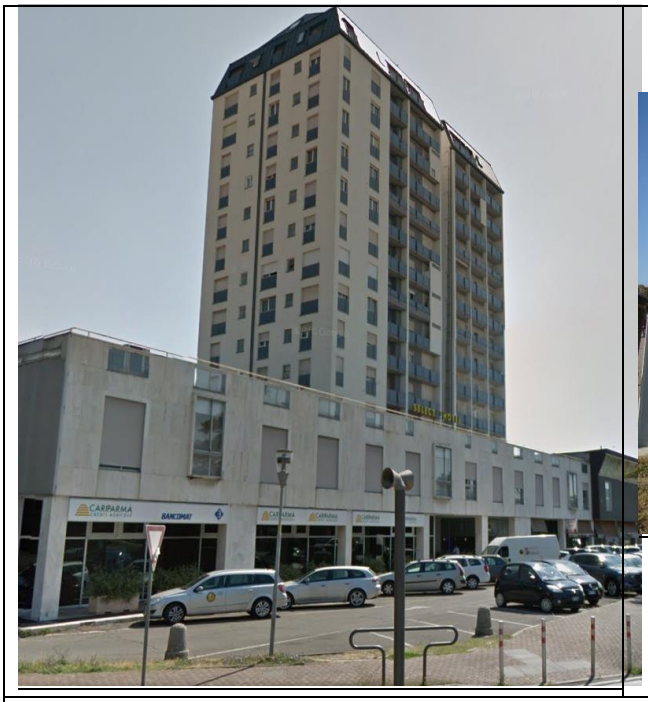
Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈0,7 Hz.



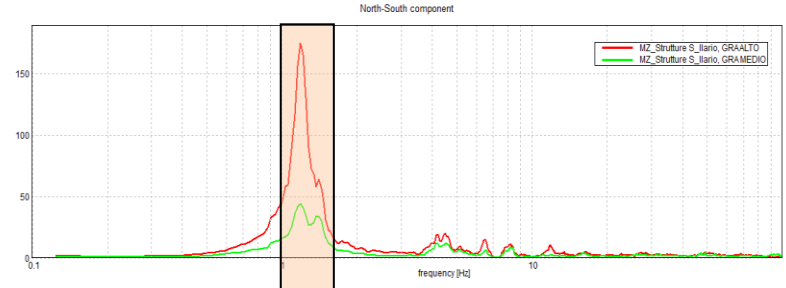
Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

Presenza di un contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare possibili amplificazioni alle frequenze della struttura analizzata.



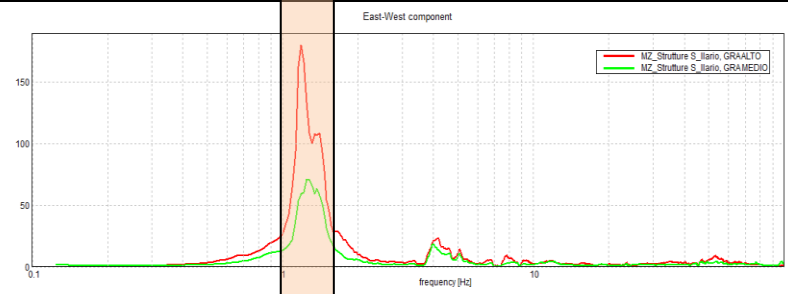


Grattacielo in Viale Podgora nel comune di Sant'Ilario d'Enza



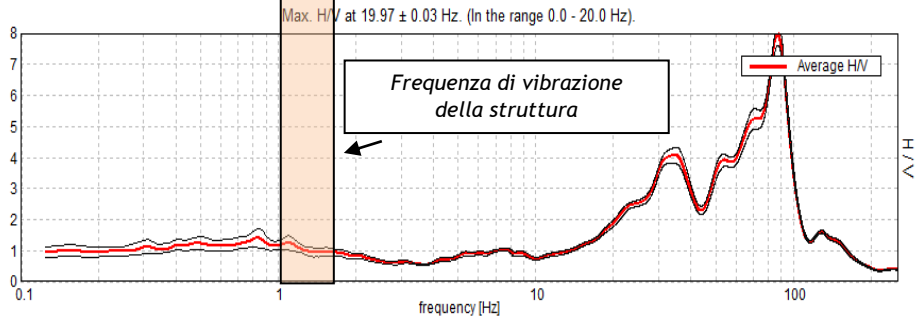
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈1,4 Hz.



Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈1,4 Hz.



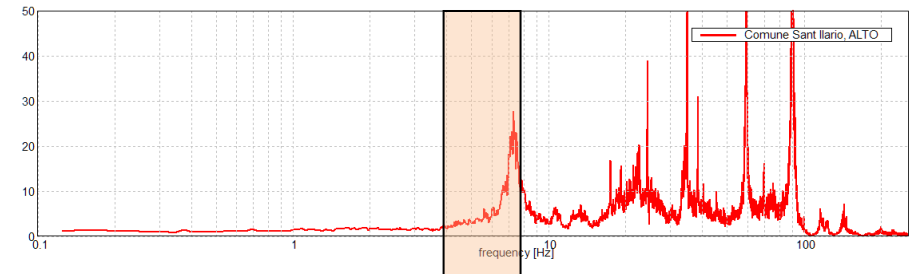
Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

Assenza di contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare amplificazione alle frequenze della struttura analizzata



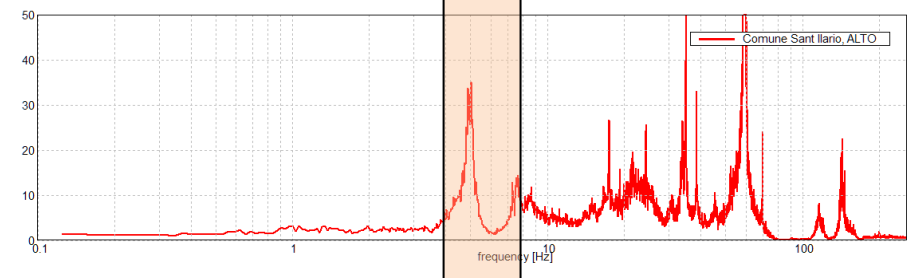


Scuola materna
Fiastri



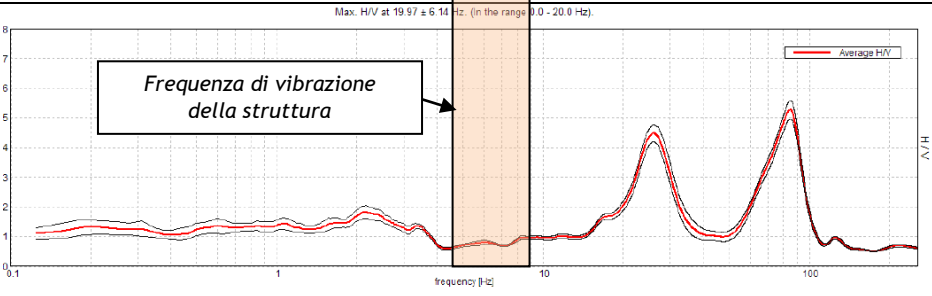
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,2 Hz.



Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,1 Hz.



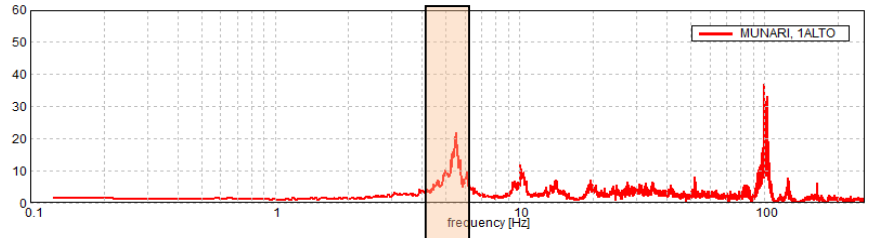
Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

Assenza di contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare amplificazione alle frequenze della struttura analizzata.



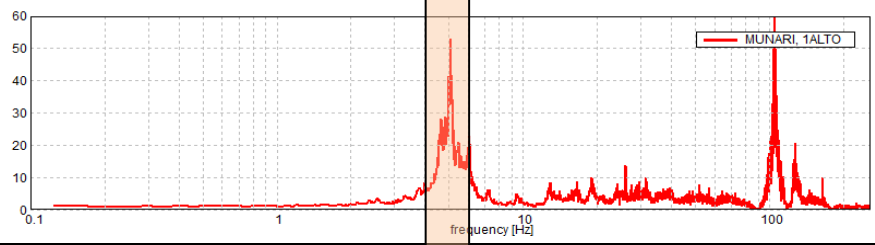


Scuola primaria B. Munari



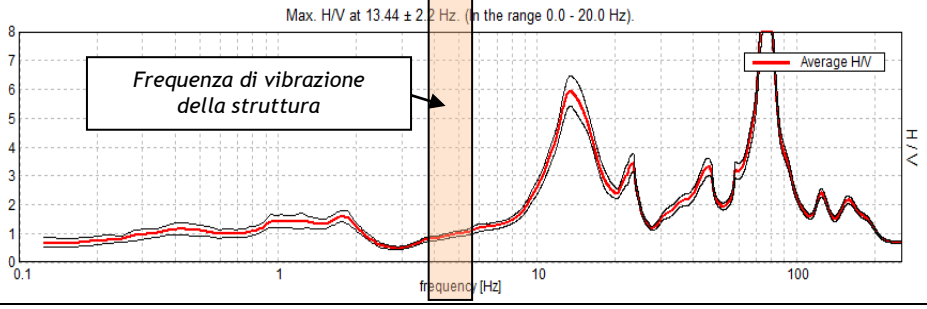
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,5 Hz.



Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,1 Hz.



Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

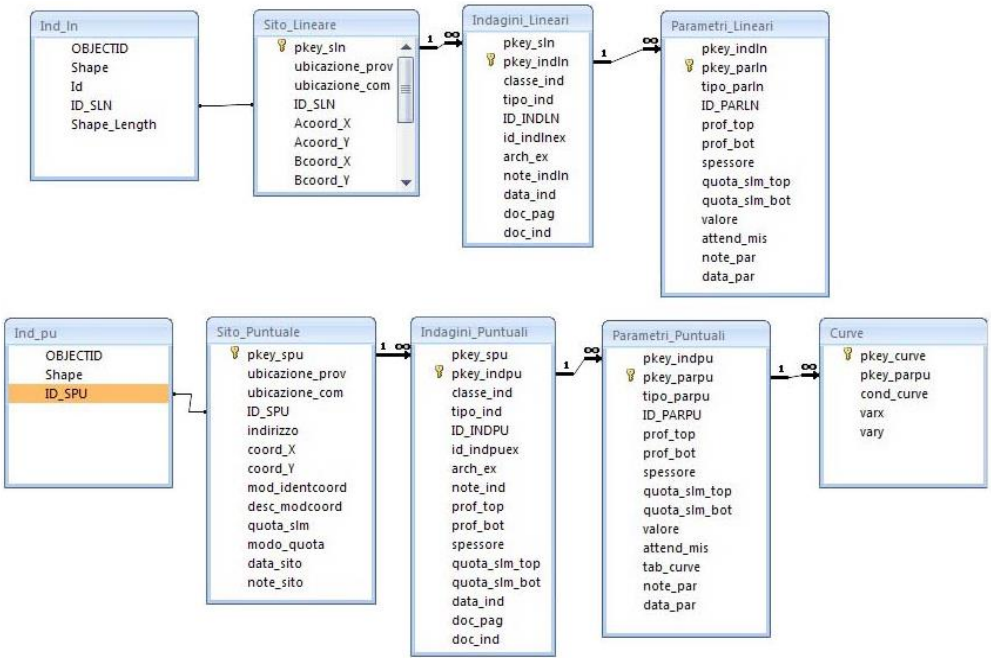
Assenza di contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare amplificazione alle frequenze della struttura analizzata.

11. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle linee guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.0 - emanati dalla "Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica" nel giugno 2015. Gli Standard sopraccitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, anch'essa è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.0.
Il contenuto informativo della "Carta delle indagini" si esplica attraverso la relazione tra gli *shapefiles* (Ind_pu e Ind_ln) e le tabelle ad essi collegate, appositamente strutturate per archiviare i dati alfanumerici dei siti, delle indagini e dei parametri delle indagini.



Relazione fra tabelle e shapefiles
(Figura 2.1-1 "Standard di Rappresentazione e archiviazione informatica" - versione 4.0b)

Lo *shapefile* Ind_pu rappresenta la primitiva puntuale che posiziona spazialmente il relativo punto d'indagine, identificato univocamente nel campo ID_SPU; quest'ultimo costituisce la chiave di collegamento (*join*) alla tabella **Sito_Puntuale**, destinata all'archiviazione dei parametri di georeferenziazione dei punti d'indagine. La tabella **Indagini_Puntuali** descrive le tipologie d'indagine eseguite e le informazioni necessarie alla tracciabilità, mediante collegamento esterno con la relativa documentazione in formato pdf. Infine, nella tabella **Parametri_Puntuali** sono archiviati i parametri associati alle prove descritte nella tabella Indagini_Puntuali.

Lo *shapefile* Ind_In costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella **Sito_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella Indagini_Lineari.

Il contenuto informativo riportato nella "Carta delle frequenze naturali dei terreni" è definito dal campo VALORE della tabella Parametri_Puntuali, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell'intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz. La restituzione grafica dei valori di frequenza e la loro ampiezza è stata rappresentata secondo le indicazioni delle Linee Guida della Regione Emila_Romagna.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdl_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* Ind_pu e Ind_ln, nella cartella Indagini.

La "Carta geologico-tecnica" e le carte di Microzonazione Sismica di Livello 3 sono state realizzate in formato vettoriale e rappresentano le informazioni contenute nelle cartelle GeoTec ed MS3. La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi.

Nome file	Tipo *shapefile*	Descrizione
Geoidr	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
Geotec	Poligonale	Unità geologico tecniche

Nella Cartella MS23 sono contenuti i seguenti *shapefile*

Nome file	Tipo *shapefile*	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili

Nella cartella Vestiture sono presenti n°3 sottocartelle che sono

Cartella	*shapefile*	Descrizione
Carta delle frequenze	Frequenze_F0	Frequenze naturali dei depositi
Carta delle Vs	Vs	Valori di Vs,30
Carta di MS3	FA_MS3	Valori di amplificazioni

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è la C.T.R. della Regione Emilia-Romagna, le cui coordinate sono state convertite in WGS84 UTM33N FUSO EST.

All'interno della cartella BasiDati è stata inserita la C.T.R. in formato raster geo-referenziata nel sistema di riferimento richiesto dagli Standard 4.0, alla scala 1:10.000 utilizzata per il presente lavoro. Le coordinate delle tabelle (.mdb) e gli *shapefiles* di progetto sono nel sistema di riferimento WGS84 UTM33N FUSO EST.

Tutti gli spetti di risposta elastici calcolati sono stati salvati nella cartella "MS23/Spettri" della struttura di archiviazione dei file. Inoltre, in tale cartella sono presenti 2 sottocartelle relative agli spettri in pseudoaccelerazione e in pseudovelocità. Nella tabella seguente si riporta il numero progressivo assegnato ad ogni file e il corrispettivo modello elaborato nelle verifiche condotte per il Livello 3 di approfondimento.

Cartella: PSA	
Num. Spettro	**Modello elaborato**
01	Modello 1
02	Modello 2
03	Modello 3
04	Modello 4
05	Modello 5
06	Modello 6
07	Modello 7
08	Modello 8
09	Modello 9

Cartella: PSV	
Num. Spettro	**Modello elaborato**
01	Modello 1
02	Modello 2
03	Modello 3
04	Modello 4
05	Modello 5
06	Modello 6
07	Modello 7
08	Modello 8
09	Modello 9

12. BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) – Focal mechanism inversion in the Giudicarie – Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Bramerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) – Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica – Parti I e II – Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la Microzonazione Sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
3. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 – 62
4. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 – 102
5. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) – La Microzonazione Sismica. Metodi, esperienze e normativa
6. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice – Hall
7. Facciorusso J. et al. (2012) – Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio – L'esperienza della Regione Emilia – Romagna – a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia – Romagna
8. FLAC – ITASCA (2016)- Dynamic Analysis
9. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691–704
10. Gruppo di lavoro MPS (2004) – Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano – Roma
11. Kuhlmeyer R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE, 99(5), 421–427
12. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
13. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia", Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
14. Lanzo G., Silvestri F. (1999) – Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
15. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347–364
16. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) – A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique – Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 – 266
17. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) – Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy – Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
18. Mucciarelli M (2011) – Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici – Progetto ricerca 2007PTRC4C – Aracne editrice
19. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) – "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
20. SESAME Project (2005) – "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
21. Spallarossa D. e Barani S. (2007) – Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ε - Progetto DPC-INGV S1, http://esse1.mi.ingv.it/d14.html

13. ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini Scala 1:10.000
2. Carta geologico-tecnica Scala 1:10.000
3. Carta delle frequenze naturali dei terreni Scala 1:10.000
4. Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs) Scala 1:10.000
5. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FA PGA) Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FH 0.1–0.5 s) Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FH 0.5–1.0 s) Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica Livello 3 - (FH 0.5–1.5 s) Scala 1:10.000
9. Schede delle indagini
10. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative