



PROTEZIONE CIVILE
 Presidenza del Consiglio dei Ministri
 Dipartimento della Protezione Civile



**CONFERENZA DELLE REGIONI E
 DELLE PROVINCE AUTONOME**

Attuazione dell'articolo 11 dalla legge 24 giugno 2009, n. 77

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO COMUNE DI JOLANDA DI SAVOIA – RELAZIONE ILLUSTRATIVA –

Regione Emilia – Romagna Comune di Jolanda di Savoia



Regione Emilia – Romagna
 Comune di Jolanda di Savoia (FE)



**Unione dei Comuni
 Terre e Fiumi**

tra i Comuni di Copparo, Berro, Jolanda, Tresigallo, Formignano, Ra


Dir. area gestione del territorio:

Ing. Stefano Farina

Resp. del procedimento:

Geom. Silvia Trevisani

Soggetto realizzatore

 Synthesis s.r.l.
 P.zza del Popolo 13 int.5
 44034 Copparo (FE)

Gruppo di Lavoro

Responsabile del progetto:

Dr. Geol. Emanuele Stevanin

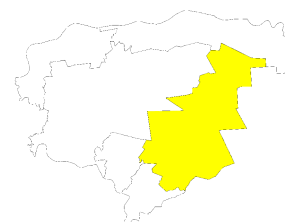
Collaboratori:

Dr.ssa Geol. Emma Biondani

Dr. Geol. Stefano Maggi

Dr. Massimiliano Stevanin

Data: 06/2017



INDICE

1. INTRODUZIONE	2
2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	4
2.1. Caratteristiche sismotettoniche generali	4
2.2. Storia sismica del territorio comunale	7
2.3. Pericolosità sismica di base sito specifica	8
3. ASSETTO GEOLOGICO, IDROGEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA	12
3.1 Assetto geologico e idrogeologico	12
3.2 Assetto geomorfologico e sua evoluzione	15
4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI RILEVATI ED ANALIZZATI	21
4.1. Parametri geotecnici	21
4.2. Parametri geofisici – Velocità delle onde di taglio S (Vs) e frequenze di risonanza	22
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO DI SINTESI	36
6. INTEPRETAZIONI ED INCERTEZZE	37
7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI	37
8. ELABORATI CARTOGRAFICI	38
8.1 Carta delle Indagini	38
8.2 Carta geologico-tecnica	39
8.2.1 SEZIONI LITOSTRATIGRAFICHE	39
8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni	42
8.4 Carta delle aree suscettibili di effetti locali (Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica - MOPS)	42
8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs)	44
8.6 Carta dei fattori di amplificazione	45
9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI DANNI PER EVENTI PASSATI	46
10. BIBLIOGRAFIA	47
11. ALLEGATI	47



1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro, eseguito ai sensi della Delibera della Giunta Regionale DGR 2193/2015 della Regione Emilia Romagna, ha come obiettivo quello di definire la componente *pericolosità* del rischio sismico, *distinta in pericolosità sismica di base e pericolosità sismica locale*, del territorio comunale di Jolanda di Savoia (FE).

La pericolosità sismica di base dipende dalle caratteristiche sismogenetiche dell'area, dalla frequenza e dall'intensità (magnitudo) dei terremoti; essa viene definita a priori dalla DGR 2193/2015 Regione E-R (Allegato n. 4). La pericolosità sismica locale invece, è strettamente connessa con le caratteristiche geologiche e morfologiche locali del territorio in esame. Infatti, depositi, corpi geologici sepolti e forme del paesaggio, in caso di sisma, possono dare origine a modificazioni del moto del suolo in termini di frequenza, ampiezza e durata, con possibili effetti di amplificazione stratigrafica e/o topografica, innesco di processi di mobilità ciclica a carico della frazione granulare, sciolta, satura (sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi) con possibili liquefazioni, o infine l'innesco di processi di densificazione (cedimenti significativi) a carico della frazione fine soffice-molto soffice (argilla-torba).

Per individuare e definire gli scenari di pericolosità sismica locale, alla scala dell'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia (FE), si è proceduto mediante due fasi principali di analisi:

- la prima fase volta a individuare le aree territoriali potenzialmente suscettibili di effetti locali intesi come amplificazione del moto sismico o instabilità dei terreni causata da liquefazioni o densificazioni;
- la seconda fase, eseguita mediante il *II° livello di approfondimento* come previsto dalla DGR 2193/2015, volta a restituire la microzonazione sismica del territorio individuando e distinguendo le aree *stabili* suscettibili di amplificazioni stratigrafiche e/o topografiche del moto del suolo e le aree *instabili* dove è necessario un approfondimento di III° livello (analisi approfondita) in quanto potenzialmente suscettibili di liquefazione o densificazione in caso di sisma. La microzonazione sismica è pertanto la suddivisione del territorio oggetto di studio in sottozone, al loro interno omogenee, a differente pericolosità sismica locale.

In figura1-1 è evidenziato il territorio comunale oggetto di studio.

Il territorio comunale di Jolanda di Savoia è identificabile nella cartografia IGM alla scala 1:25.000 nei fogli:

186 II Tresigallo

Dal punto di vista cartografico il comune di Jolanda di Savoia è inoltre ricoperto dalla Carta Tecnica Regionale ricostruita alla scala 1:5.000. Gli elementi che interessano l'intero territorio sono i seguenti:

186081-186082-186083

186111-186112

186121-186122-186123-186124

186151

186161-186162-186163-186164

187013

187051-187052-187053-187054

187093-187094

187134

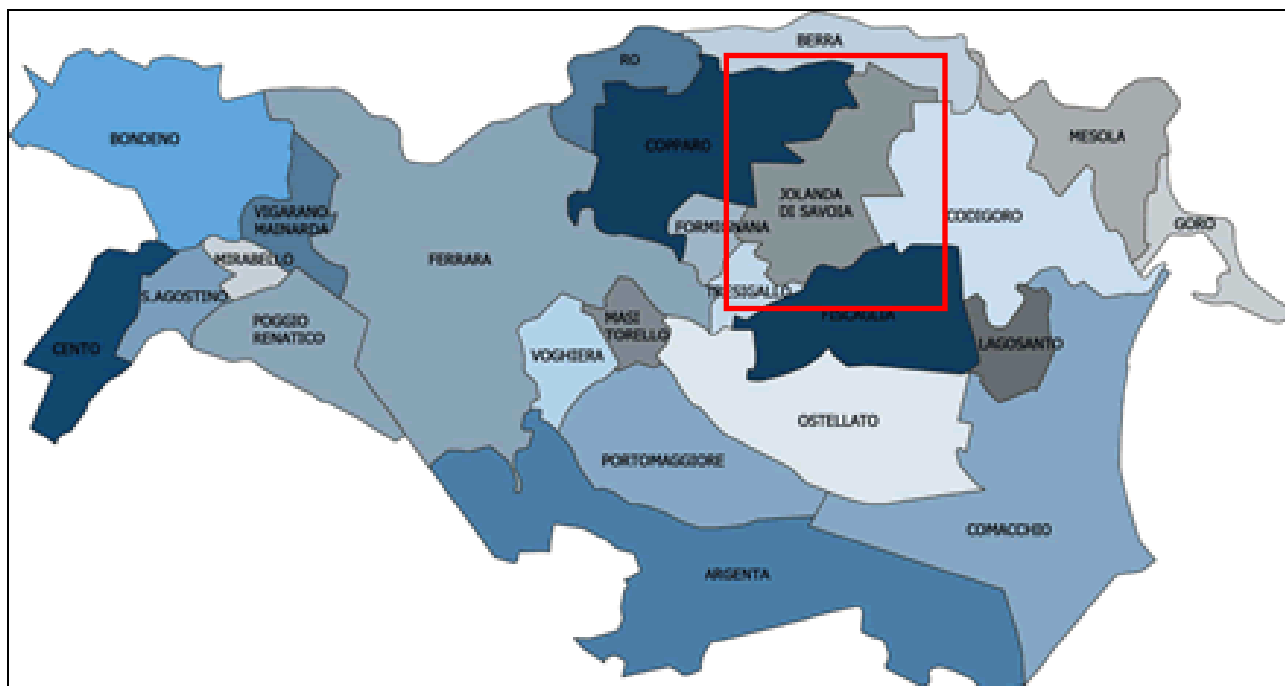


Figura 1-1: Suddivisione amministrativa della provincia di Ferrara; nel riquadro il territorio oggetto di studio

Di seguito si riportano gli step compiuti per portare a termine il presente lavoro, che nell'insieme, definiscono la metodologia di studio:

- inquadramento sismotettonico, storia sismica e definizione della *pericolosità sismica di base* del territorio comunale di Jolanda di Savoia secondo l'Allegato n. 4 DGR 2193/2015;
- inquadramento geologico, geomorfologico e idrogeologico a scala generale del settore della pianura padana in cui si colloca il comune di Jolanda di Savoia;
- raccolta, analisi ed esecuzione di prove geognostiche, dirette e indirette (geofisiche), utilizzate per la ricostruzione dettagliata e specifica dell'assetto geologico-stratigrafico del sottosuolo dell'area di studio; le prove di archivio sono state selezionate dal database interno di Synthesis S.r.l., dalla Banca Dati Geognostici della Regione Emilia-Romagna (Servizio Geologico Sismico e dei Suoli) e dall'archivio comunale di Jolanda di Savoia;
- redazione di specifici elaborati cartografici allegati alla presente, contenenti tutte le informazioni richieste e previste dalla normativa di riferimento e ricavate dall'analisi dei dati e delle prove citate nello step precedente;
- risultati dello studio espressi in termini di fattori di amplificazione locale di natura stratigrafica e topografica ($F.A.P.G.A. = PGA/PGA_0$, rapporto di accelerazione massima orizzontale al sito; $F.A. SI/SI_0$, rapporto di intensità di Housner per prefissati intervalli di periodo), frequenze di risonanza dei terreni, localizzazione delle aree suscettibili di instabilità in termini di liquefazione (depositi granulari, sciolti, in falda) e densificazione (depositi coesivi, soffici e molto soffici);
- indicazione delle aree in cui sarà necessario eseguire il III° livello di approfondimento e indicazione della tipologia di indagini e analisi da effettuare a corredo dello stesso.

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

2.1. Caratteristiche sismotettoniche generali

Il territorio comunale di Jolanda di Savoia è caratterizzato, nel complesso, da una sismicità di grado basso. Dalla Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna si evince che il territorio del Comune di Jolanda di Savoia è compreso all'interno di una zona con profondità delle isobate della base *del Sintema Emiliano-Romagnolo superiore* poste a 250 e 300 mt l.m.m. (depositi della Pianura Padana di età compresa tra 0.45-0.35 M.a. dell'Olocene). Questo significa che i depositi alluvionali posti a copertura del substrato sismico relativo alla categoria di sottosuolo "A", hanno spessori di almeno 300 metri. La categoria di riferimento "A" viene definita nella tabella 3.2.II delle Norme Tecniche per le Costruzioni, NTC (2008), come di seguito riportato:

“Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di Vs30 superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.”

In corrispondenza dell'abitato di Jolanda di Savoia si evidenzia, inoltre, la presenza di un sovrascorrimento sepolto riattivato, di età Pliocene – Pleistocene inferiore (4.5 – 1 M.a.).

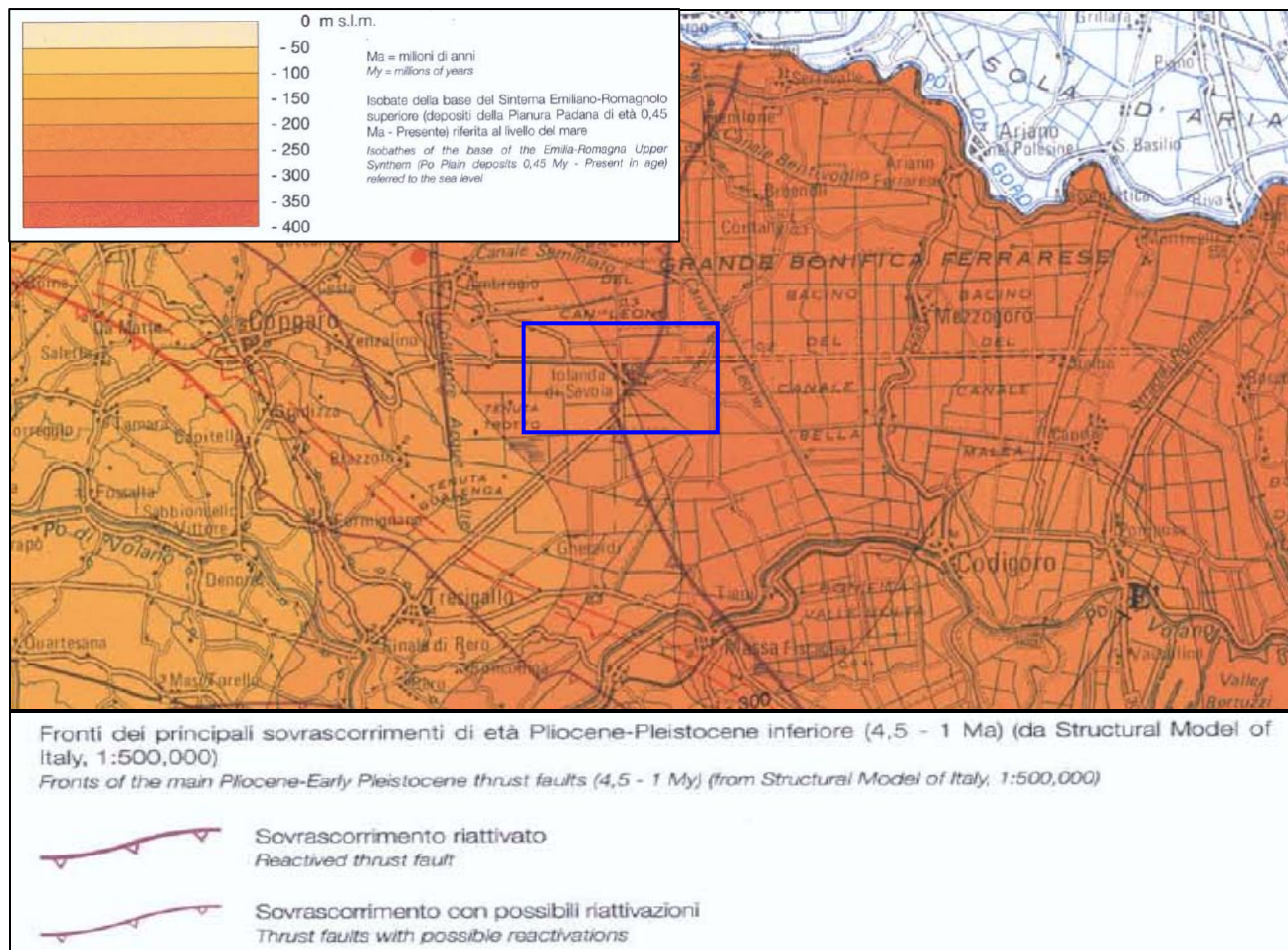


Figura 2.1-1: Estratto Carta Sismotettonica Regione Emilia-Romagna (nel riquadro l'area oggetto di studio).

Secondo l'ultima zonazione sismogenetica pubblicata ZS9 (30/06/2012), nella quale vengono individuate per tutto il territorio italiano n. 36 zone – sorgente, denominate dal numero 901 al numero 936, i cui limiti sono stati tracciati sulla base di informazioni tettoniche o geologico-strutturali e di differenti caratteristiche della sismicità, quali distribuzione spaziale e frequenza degli eventi, massima magnitudo rilasciata, ecc., il territorio comunale di Jolanda di Savoia, a testimonianza di una sismicità nel complesso bassa, non rientra in alcuna zona.

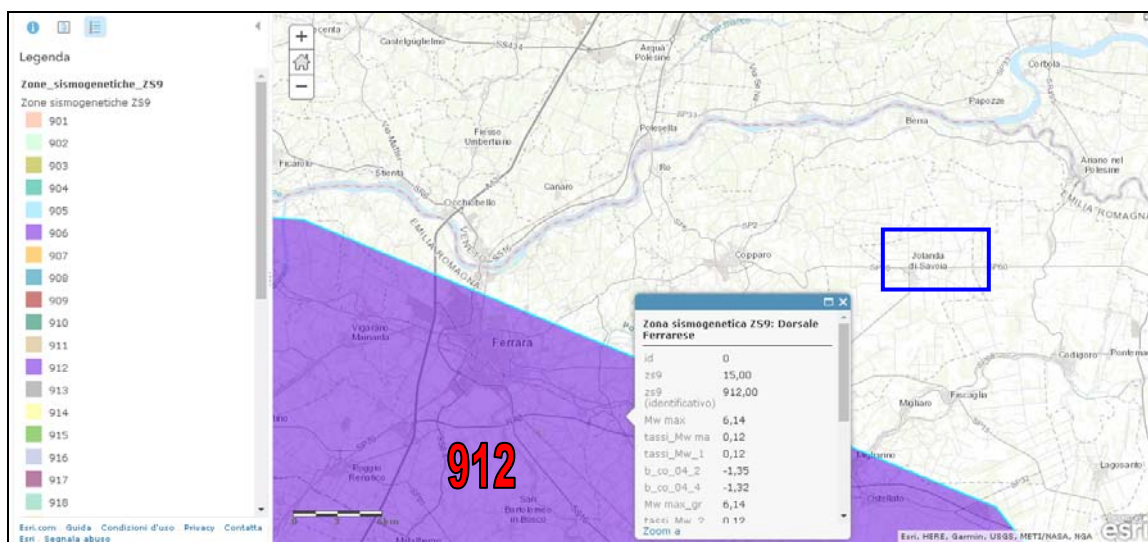


Figura 2.1-2: Carta Sismogenetica d'Italia - Zone Sismogenetiche ZS9 (nel riquadro l'area oggetto di studio).

L'area in esame, rispetto al sistema di pieghe ferraresi, si colloca in una zona posta al di fuori delle sorgenti sismogenetiche come mostrato dalle figure sotto riportate.

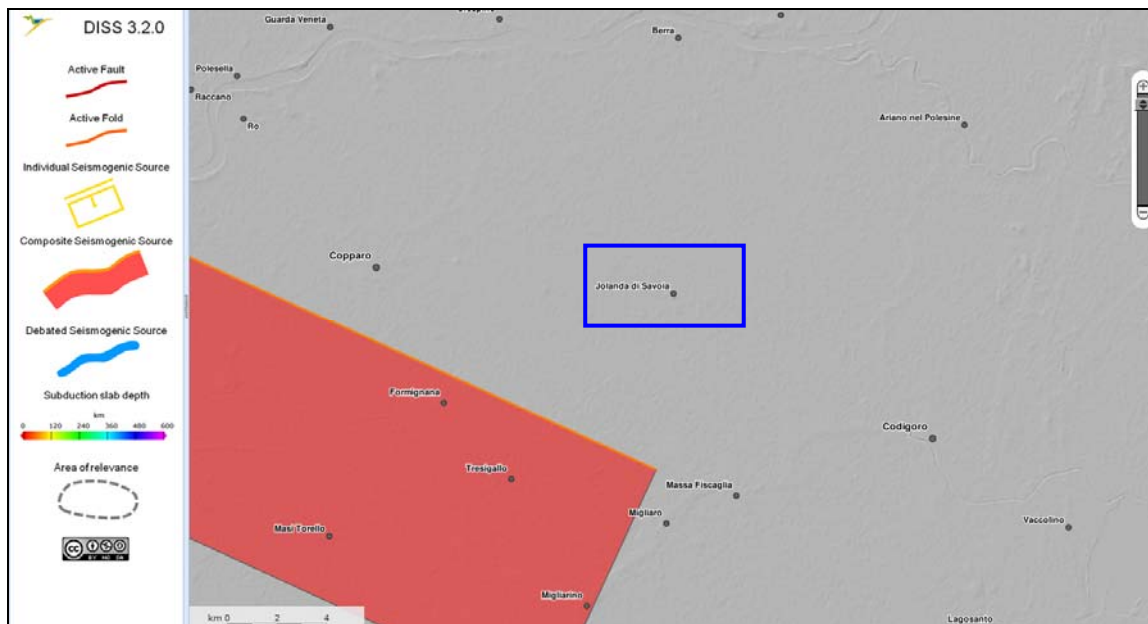


Figura 2.1-3: Individuazione delle strutture compressive e di fagliazione su DISS 3.2.0 (nel riquadro l'area oggetto di studio).

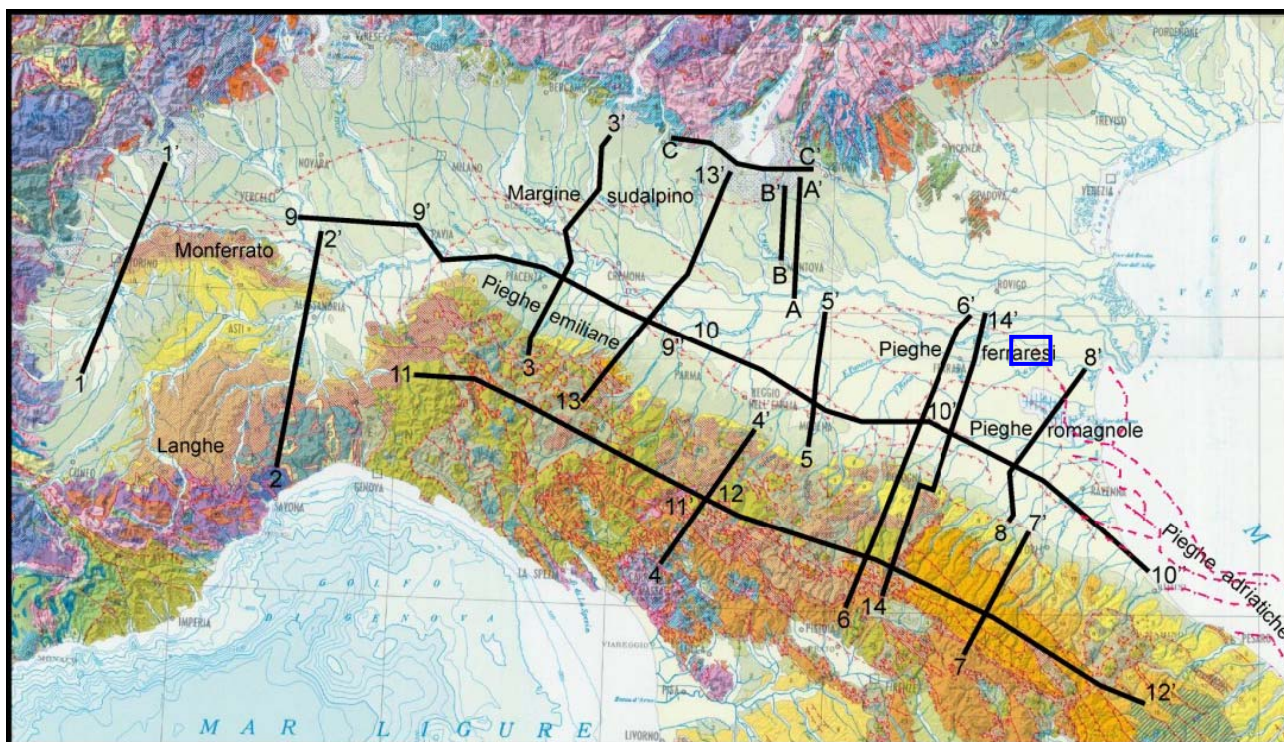


Figura 2.1-4: Traccia delle sezioni sismogeologiche, riportate sulla Carta geologica dell'Italia edita da Compagnoni e Galluzzo (2004). Le sezioni da 3-3' a 12-12' da Boccaletti et alii (2010). La sezione 14-14' è ripresa da Picotti e Pazzaglia (2008); nel riquadro l'area oggetto di studio.

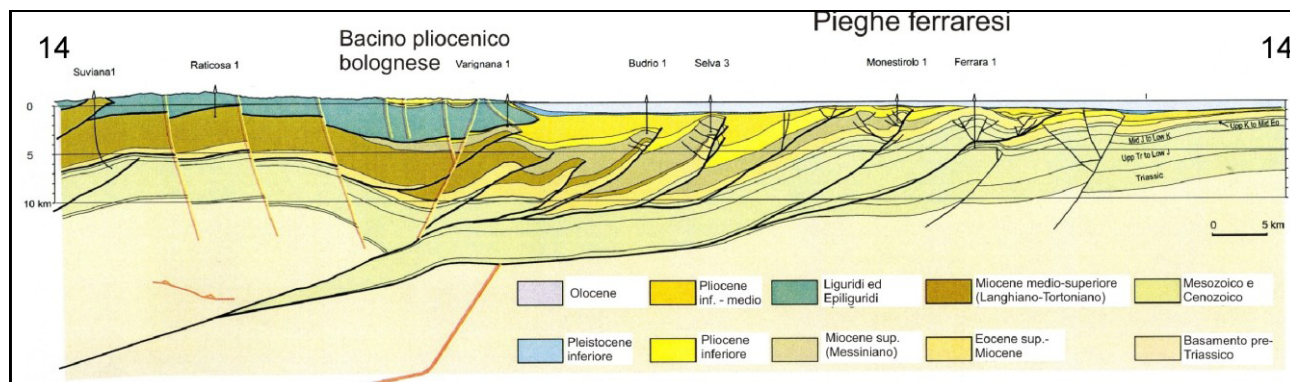


Figura 2.1-5: Sezione sismogeologica trasversale all'Appennino settentrionale (da Picotti et alii, 2009, modificata). La traccia della sezione è riportata in figura 2.1-4.

2.2. Storia sismica del territorio comunale

In questo paragrafo è descritta, sinteticamente, la storia sismica del comune di Jolanda di Savoia. In figura 2.2-1 sono evidenziati i principali eventi sismici verificatisi dall'anno 1000 a oggi. Dal grafico si evince che gli eventi sono di intensità piuttosto modesta (Magnitudo = 4) e molto sporadici; questo, almeno in parte, è dovuto ad una mancanza di dati in quanto queste zone erano disabitate e palustri fino ai tempi moderni.

L'evento principale, di intensità macrosismica IMCS = 4, percepito presso il comune di Jolanda di Savoia, è avvenuto nel 1963 e ha avuto epicentro in Romagna, nei pressi di Bagnacavallo (figura 2.2-2).

I dati riportati evidenziano e confermano ancora una volta un grado di sismicità basso per l'area in studio.

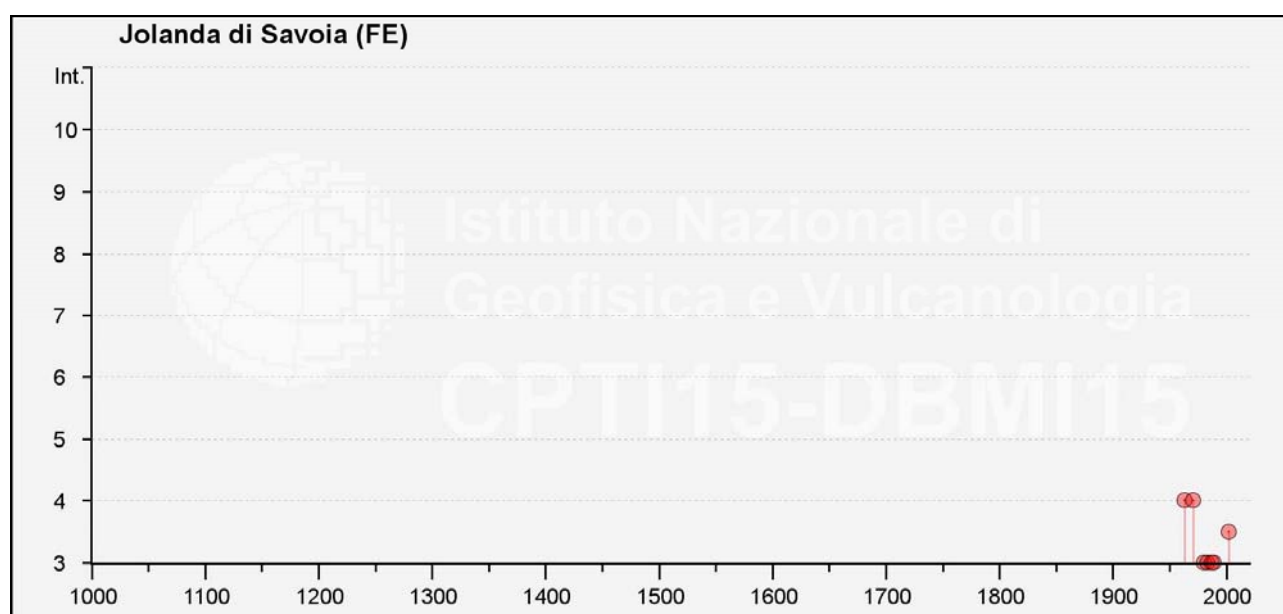


Figura 2.2-1: Eventi sismici Jolanda di Savoia (FE).

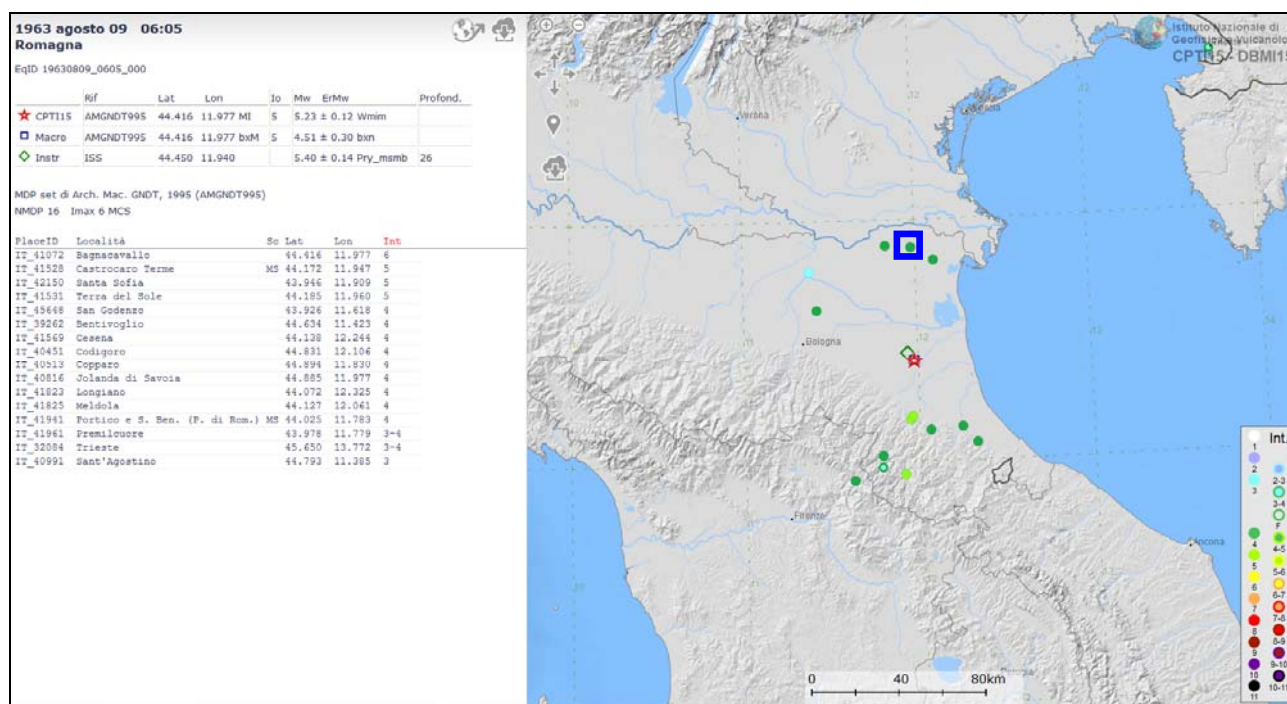


Figura 2.2-2: Localizzazione epicentro dell'evento principale (stella) che ha causato i maggiori effetti macrosismici sul comune di Jolanda di Savoia (FE). Nel riquadro l'area di interesse.

2.3. Pericolosità sismica di base sito specifica

Secondo quanto riportato sul sito: <https://ingvterremoti.wordpress.com/la-pericolosita-sismica/>, con *pericolosità sismica* si intende lo scuotimento del suolo atteso in un sito a causa di un terremoto. Essendo prevalentemente un'analisi di tipo probabilistico, si può definire un certo scuotimento solo associato alla probabilità di accadimento nel prossimo futuro. Non si tratta pertanto di previsione deterministica dei terremoti, obiettivo lungi dal poter essere raggiunto ancora in tutto il mondo, né del massimo terremoto possibile in un'area, in quanto il terremoto massimo ha comunque probabilità di verificarsi molto basse.

Nel 2004 è stata rilasciata dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, la mappa della pericolosità sismica riportata in figura 2.3-1, la quale fornisce un quadro delle aree più pericolose in Italia. La mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale (GdL MPS, 2004; rif. Ordinanza PCM del 28 aprile 2006, n. 3519, All. 1b) è espressa in termini di accelerazione orizzontale del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi ($V_{s30} > 800$ m/s; cat. A, punto 3.2.1 del D.M. 14.09.2005). L'Ordinanza PCM n. 3519/2006 ha reso tale mappa uno strumento ufficiale di riferimento per il territorio nazionale. I colori indicano i diversi valori di accelerazione del terreno che hanno una probabilità del 10% di essere superati in 50 anni. Indicativamente i colori associati ad accelerazioni più basse indicano zone meno pericolose, dove la frequenza di terremoti più forti è minore rispetto a quelle più pericolose, ma questo non significa che non possano verificarsi.

Il territorio comunale di Jolanda di Savoia ricade nella fascia a cui sono associati valori di accelerazione orizzontale di base $A_g = 0.050-0.100$ g

Nel 2008 sono state aggiornate le Norme Tecniche per le Costruzioni le quali prevedono che, per ogni luogo del territorio nazionale, l'azione sismica da considerare nella progettazione si basi sulla stima di pericolosità opportunamente corretta per tenere conto delle effettive caratteristiche del suolo a livello locale.

 Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesisr.com – info@synthesisr.com	STUDIO DI MICORZONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	--	-------------------------------------

Nell'allegato 4 della DGR 2193/2015, la pericolosità sismica di base di ciascun punto del territorio regionale è definita sulla base di una griglia di nodi ai quali è associato un valore di a_{refg} definito come l'accelerazione orizzontale di base espressa in frazioni percentuali dell'accelerazione di gravità ($g = 9.81 \text{ m/s}^2$).

In figura 2.3-2 è riportata un'immagine tratta da Google Earth, con tutti i nodi della griglia in cui è stato suddiviso il territorio regionale (allegato 4 - DGR 2193/2015). A ciascun nodo corrisponde uno specifico valore di a_{refg} . In figura 2.3-3 è riportato nel dettaglio il territorio comunale di Jolanda di Savoia con i nodi ricadenti in corrispondenza dell'area di studio e nelle immediate vicinanze. I valori di riferimento di a_{refg} , selezionati nel presente studio, sono associati ai punti griglia più vicini al comune capoluogo.

La pericolosità sismica di base secondo la DGR 2193/2015 è definita per un Periodo di Ritorno T_R pari a 475 anni con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni.

Considerando i nodi più vicini, troviamo valori di a_{refg} variabili tra 0.0703 (nord) e 0.0879 (sud).

Questi valori confermano un grado di sismicità di base dell'area basso, in accordo con quanto definito a scala nazionale.

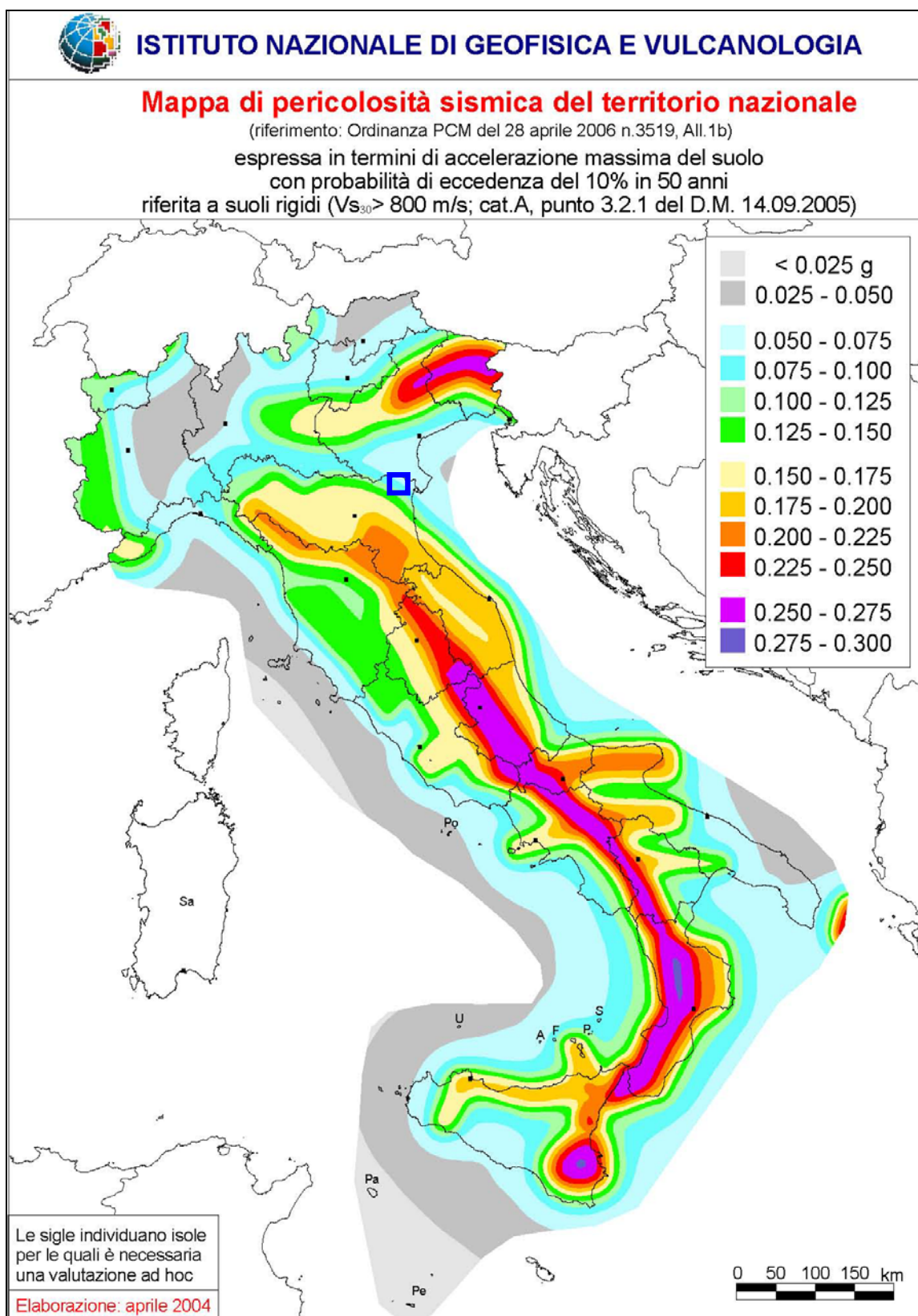


Figura 2.3-1: Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale. Nel riquadro l'area in studio.

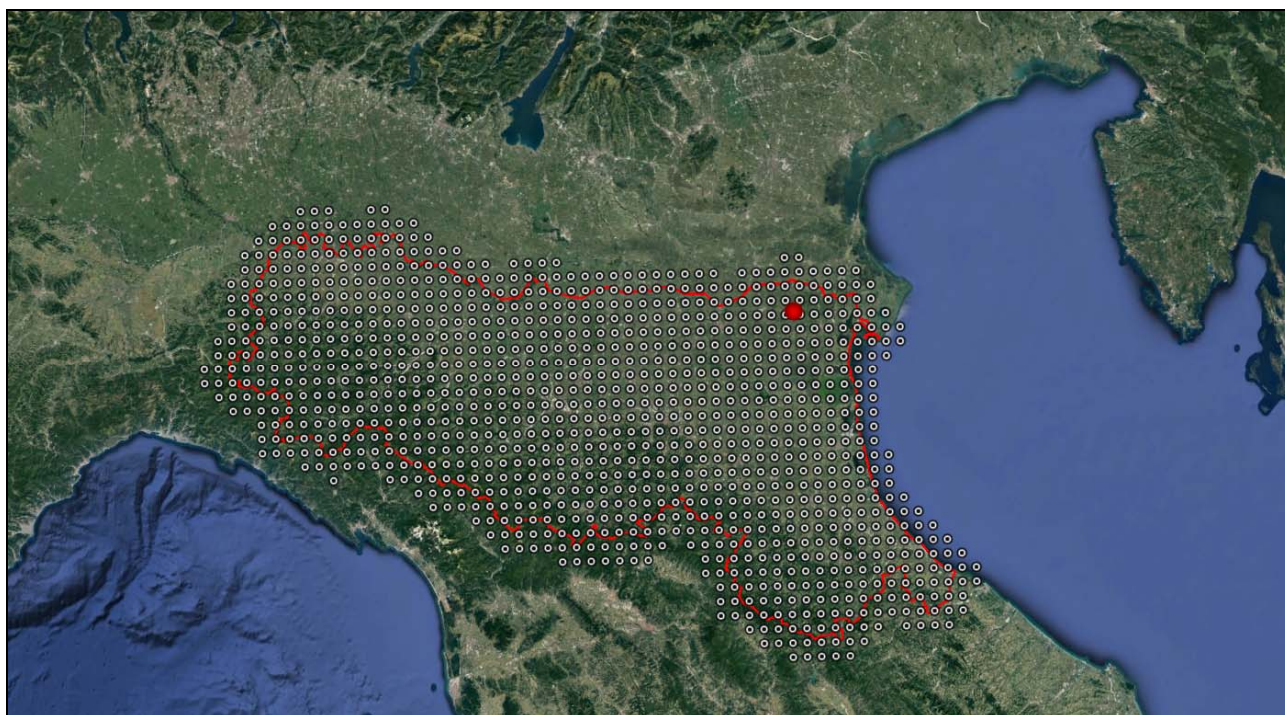


Figura 2.3-2: Griglia dei nodi relativi alla pericolosità sismica di Base a_{refg} dell'Emilia Romagna come da Allegato 4 DGR 2193/2015. La bandierina indica la posizione di Jolanda di Savoia (FE)



Figura 2.3-3: Zoom della figura precedente alla scala del territorio comunale di Jolanda di Savoia (FE).

3. ASSETTO GEOLOGICO, IDROGEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

3.1 Assetto geologico e idrogeologico

Il territorio comunale di Jolanda di Savoia si colloca nella bassa pianura padana ferrarese tra il fiume Po (corso principale) e il Po di Volano. Il paesaggio, piatto e uniforme, è situato nel mezzo del territorio della Grande Bonifica Ferrarese, avvenuta agli inizi del '900, che ha permesso alle terre di emergere dalle acque paludose per divenire nuovi appezzamenti coltivabili ed abitabili; ciò fu possibile grazie alla realizzazione di una fitta rete di canali e di idrovore per sollevare le acque e riversarle in mare.

Il territorio comunale di Jolanda di Savoia è caratterizzato da quote medie comprese tra circa -1 e 4 m s.l.m.; in località Due Magoghe è presente il luogo più basso di tutta l'Italia a quasi - 4 m s.l.m.

A grande scala la Pianura Padana rappresenta dal punto di vista geologico un grande bacino subsidente plio-quadernario di tipo sedimentario interessato da subsidenza differenziata sia nel tempo che nello spazio, con movimenti verticali controllati dai caratteri strutturali presenti in profondità.

La formazione della piana alluvionale e deltizia che oggi costituisce la Pianura Padana è relativamente recente; fino a circa 1 milione di anni fa l'area era completamente occupata dal mare e in particolare costituiva la propaggine occidentale del Mar Adriatico. L'alternanza di cicli deposizionali trasgressivo/regressivi e il recente graduale ritiro del mare dovuto alla progradazione dei sistemi deltizi, condizionato dalle oscillazioni eustatiche, ha fatto sì che alla fine del Pleistocene superiore, l'Adriatico venisse ad occupare la sua posizione attuale. La piana, lasciata libera dal mare, è stata colmata da depositi continentali che hanno ricoperto i depositi marini (prevalentemente pliocenici) mascherando così le strutture profonde che sono note solo grazie alle tecniche di ricerca di idrocarburi.

Dal punto di vista strutturale il fondo del bacino sedimentario della Pianura Padana non è regolare ma caratterizzato da numerose pieghe che ricalcano la struttura geologica della catena appenninica. I movimenti tettonici, soprattutto quelli ad andamento verticale, hanno rappresentato uno dei principali fattori di controllo dello sviluppo paleogeografico dell'area padana, influenzando direttamente la morfologia e la geometria dei corsi d'acqua, anche se non vanno dimenticati altri fattori determinanti dovuti alle oscillazioni climatiche, quali le variazioni del livello marino e del regime dei corsi d'acqua.

Le figure seguenti offrono una panoramica sintetica dell'assetto geologico-strutturale profondo e della geologia di superficie.

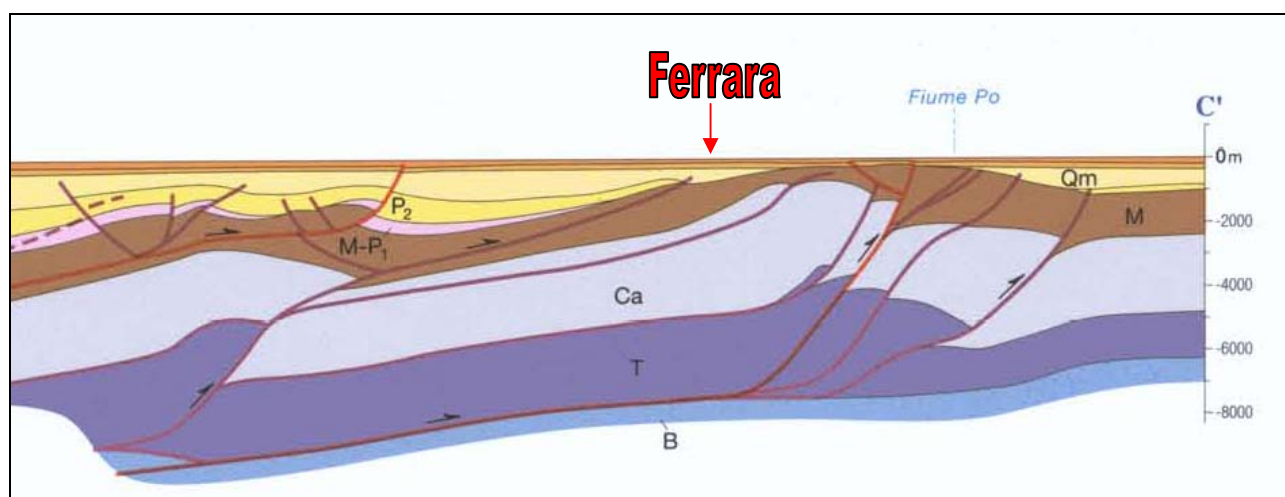


Figura 3.1-1: Dettaglio della sezione C-C' della Carta Sismotettonica della Regione E-R (assetto strutturale profondo della pianura padana sud-orientale)

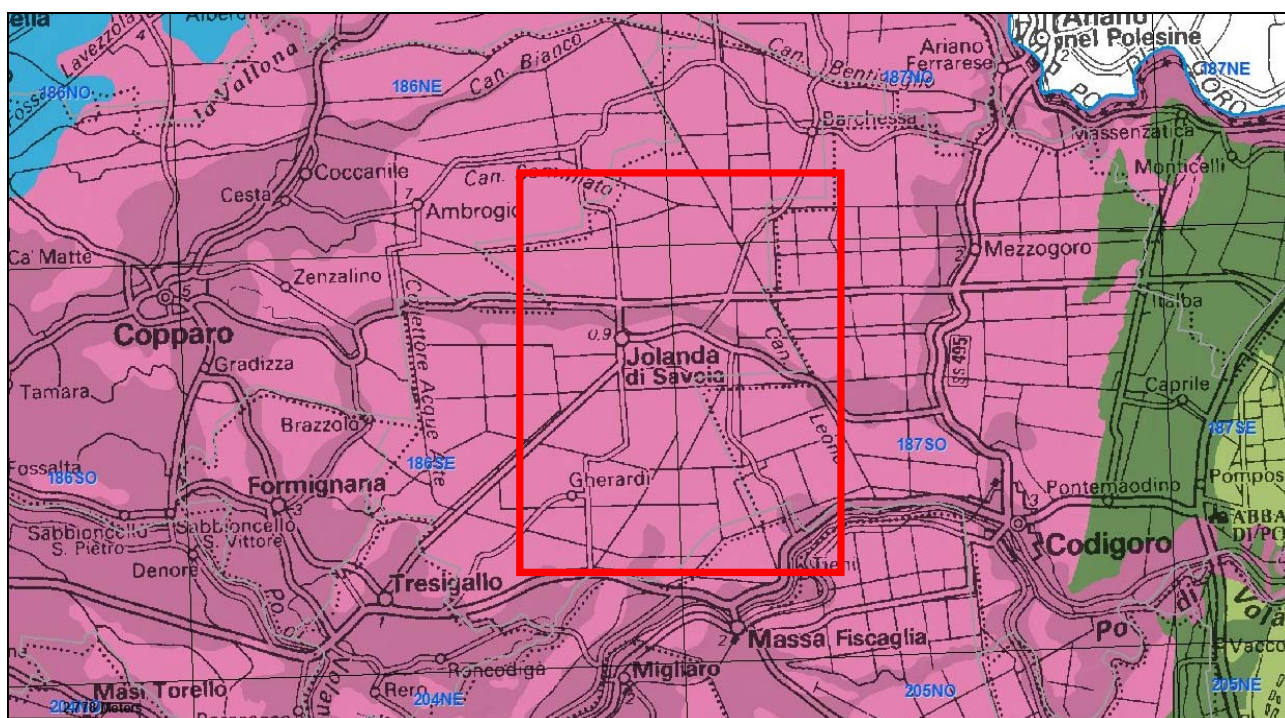


Figura 3.1-2: Geologia di superficie. Carta geologica della Regione Emilia-Romagna. Nel riquadro l'area in studio.

Passando ad una scala di maggior dettaglio, il settore di studio si identifica nella pianura fluvio-deltizia del Fiume Po, caratterizzata in profondità dalla prevalenza di corpi sabbiosi molto estesi lateralmente sovrastati da sedimenti fini (limi, argille e torbe). Le sabbie derivano dalla sedimentazione del Fiume Po e sono presenti in strati amalgamati tra loro in modo tale da formare livelli molto spessi, anche diverse decine di metri, ed estesi per svariati chilometri. Questi corpi sabbiosi sono presenti in genere a profondità variabili da circa 20 a circa 25 m e sono di età *pleistocenica* (*canali distributori principali – piana alluvionale pleistocenica*).

Procedendo verso la superficie, al di sopra delle sabbie pleistoceniche si trovano pacchi di sedimenti più fini di età *olocenica* costituiti prevalentemente da argille, limi e torbe che caratterizzano le aree cosiddette *interdistributrici*, ossia aree poste tra i diversi canali distributori che solcavano la piana deltizia. Localmente sono presenti sabbie e limi a testimonianza di antichi *canali distributori minori* o secondari e depositi di argine e tracimazione. Le aree interdistributrici venivano frequentemente interessate da allagamenti a seguito delle esondazioni dei canali distributori e pertanto erano interessate da sedimentazione relativamente più fine. Spesso è presente uno spessore di alcuni metri di argille e limi bioclastici che testimonia la presenza, in passato, di ampie zone di palude salmastra e laguna.

I depositi affioranti nel territorio comunale di Jolanda di Savoia sono classificati come appartenenti al Sintema Emiliano Romagnolo superiore, Subsintema di Ravenna–unità di Modena (AES8a) e al Subsintema di Ravenna (AES8).

Dal punto di vista idrogeologico, i depositi di pianura alluvionale e deltizia del Fiume Po costituiscono degli acquiferi confinati molto permeabili e molto estesi. L'acquifero più superficiale è regimato dall'infiltrazione efficace e dall'evapotraspirazione per effetto dello scolo delle acque superficiali e, in genere, della regimazione delle acque meteoriche, mentre i corpi porosi più profondi ricevono la ricarica in parte da Po (in zone più lontane ed esterne alla regione Emilia Romagna) e in parte dalle zone appenniniche ed alpine poste rispettivamente più a sud e più a nord.

In superficie, a scala di tutta al pianura padana emiliano-romagnola, è presente l'acquifero freatico di pianura costituito da sedimenti fini e da miscele di limo, sabbia e argilla, che rappresentano depositi di canale, argine, tracimazione e piana inondabile. Il suo spessore è assai modesto (< 10 m) e pertanto la sua importanza è trascurabile data anche la litologia prevalentemente fine dei depositi. Questo acquifero è in diretto contatto con i corsi d'acqua superficiali oltre che con tutte le attività antropiche.

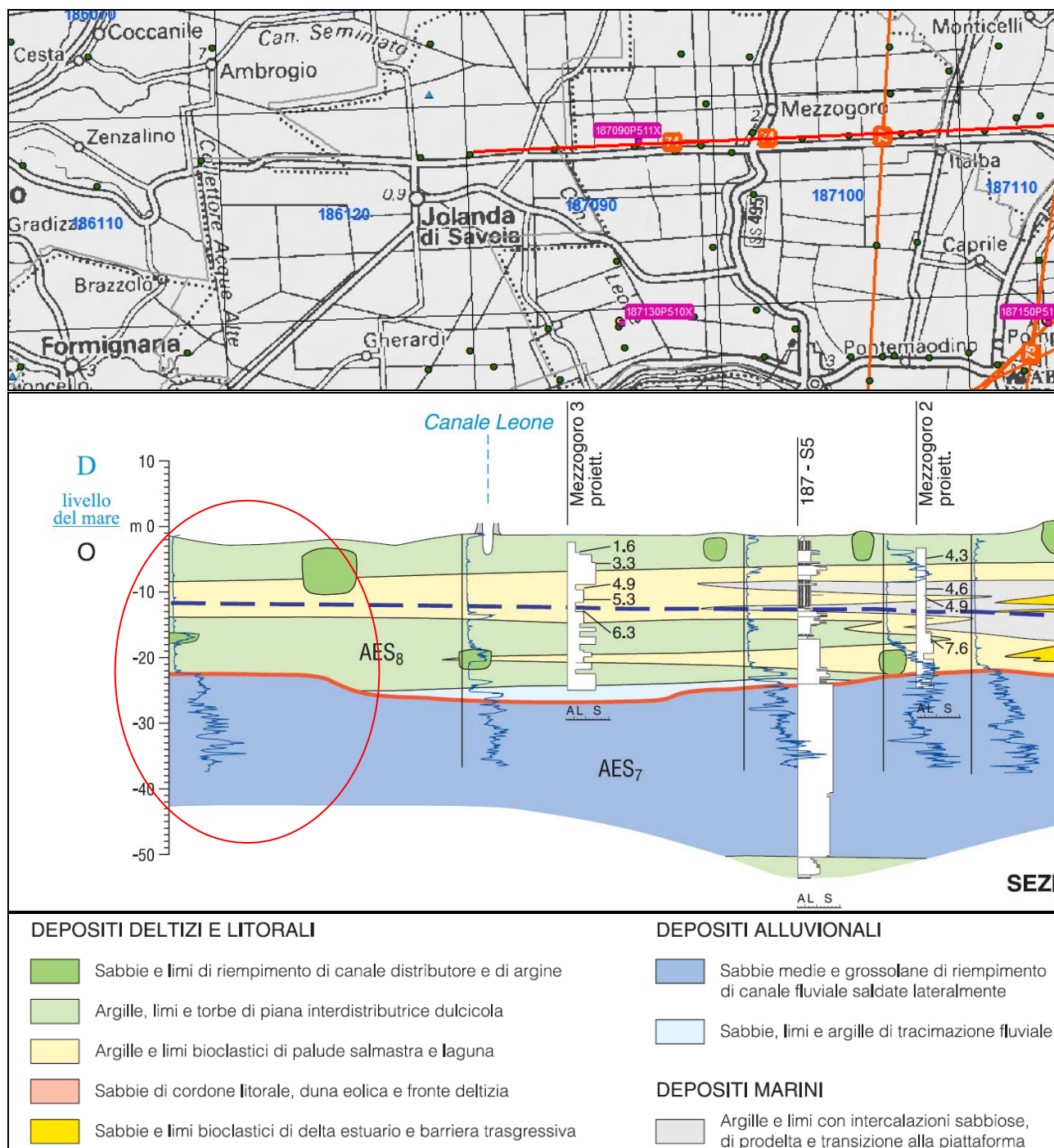


Figura 3.1-3: Stralcio della sezione geologica superficiale 074 – Regione Emilia-Romagna. Nel cerchio all'incirca il settore di studio.

 Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesissrl.com – info@synthesissrl.com	STUDIO DI MICORONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	---	-------------------------------------

3.2 Assetto geomorfologico e sua evoluzione

La formazione dell’assetto geomorfologico dell’area di studio viene ben definita nella pubblicazione “L’area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici” di Marco Bondesan, di seguito in parte riportata.

Come detto, durante il Pliocene, ultimo periodo dell’Era Terziaria, e nella prima parte del Quaternario, la pianura padana era occupata da un prolungamento dell’Adriatico, il golfo padano; nell’ultimo milione d’anni, la sedimentazione dei materiali detritici provenienti dagli adiacenti rilievi lo hanno colmato. Importanti sono stati anche i grandi mutamenti climatici dell’ultimo milione di anni, costituiti dall’alternarsi di periodi glaciali, accompagnati da notevoli abbassamenti del livello marino, a fasi interglaciali, nelle quali il mare tornava a risalire. Nell’Olocene, ultimi 10.000 anni, vi fu un’alternanza di intervalli di alcuni secoli di clima relativamente più freddo e piovoso, ad intervalli di clima più caldo; ai primi hanno in genere fatto riscontro le tendenze dei fiumi ad intasare di sedimenti i tratti inferiori dei loro alvei, e a straripare, più intense deposizioni nell’entroterra, maggiori estensioni del dominio palustre e talora anche rapidi processi di accrescimento degli apparati deltizi; i secondi sono stati invece spesso caratterizzati da una relativa maggior stabilità e semplicità della rete fluviale, nonché da parziali invasioni di acque marine nelle aree più depresse, prossime alla costa.

In tutta la Padania inferiore, per buona parte del Quaternario e soprattutto nell’Olocene, i fiumi si sono comunque mantenuti pressoché sempre in condizioni di prevalente sedimentazione.

Il seppellimento degli alvei fluviali più antichi con successive sedimentazioni alluvionali avvenne grazie ad effetti di crescita verticale (aggradazione) ed orizzontale (progradazione) sommati alla subsidenza. Con questa evoluzione si formarono numerose paludi.

Una tendenza evolutiva difficile da riconoscere è costituita dalla progressiva migrazione verso nord che ha subito l’asse medio dei deflussi padani.

Tra la fine dell’Età del Bronzo e l’inizio dell’Età del Ferro (Figura 3.2-1) le due principali linee lungo le quali le acque del Po defluivano in mare erano: il Po di Adria con foce presso Loreo, mentre a meridione una serie di alvei interessava il territorio tra Guastalla ed il bondenese. Oltre Bondeno, appartenevano a tale linea il primitivo Po di Ferrara, e le sue numerose diramazioni. È certa l’esistenza di bacini lagunari e di aree paludose in tutta la pianura.

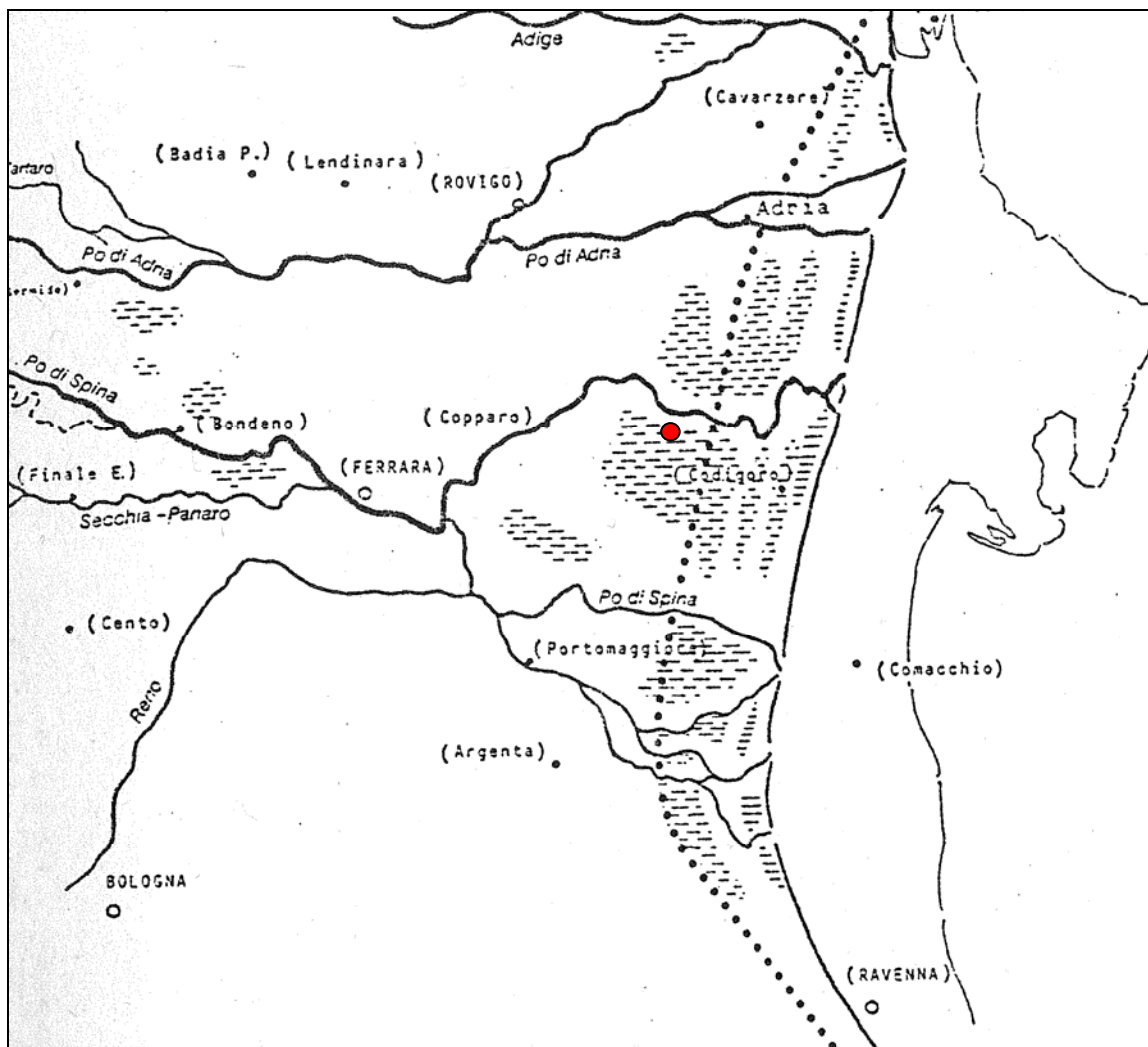


Figura 3.2-1: Territorio alla fine dell'età del Bronzo (circa X secolo a.C.)

Intorno all'VIII secolo a.C., in corrispondenza di una fase di peggioramento climatico, si sono verificati numerosi mutamenti idrografici, destinati a provocare la progressiva decadenza dei corsi padani nella'rea veneta ed il potenziamento di quelli ferraresi. Ad una rotta avvenuta presso Sermide può essere attribuito l'inizio della decadenza del Po di Adria e la nascita di un nuovo corso passante per Caltogara e Stellata, che confluiva nel Po di Ferrara presso Senetica. (Figura 3.2-2)

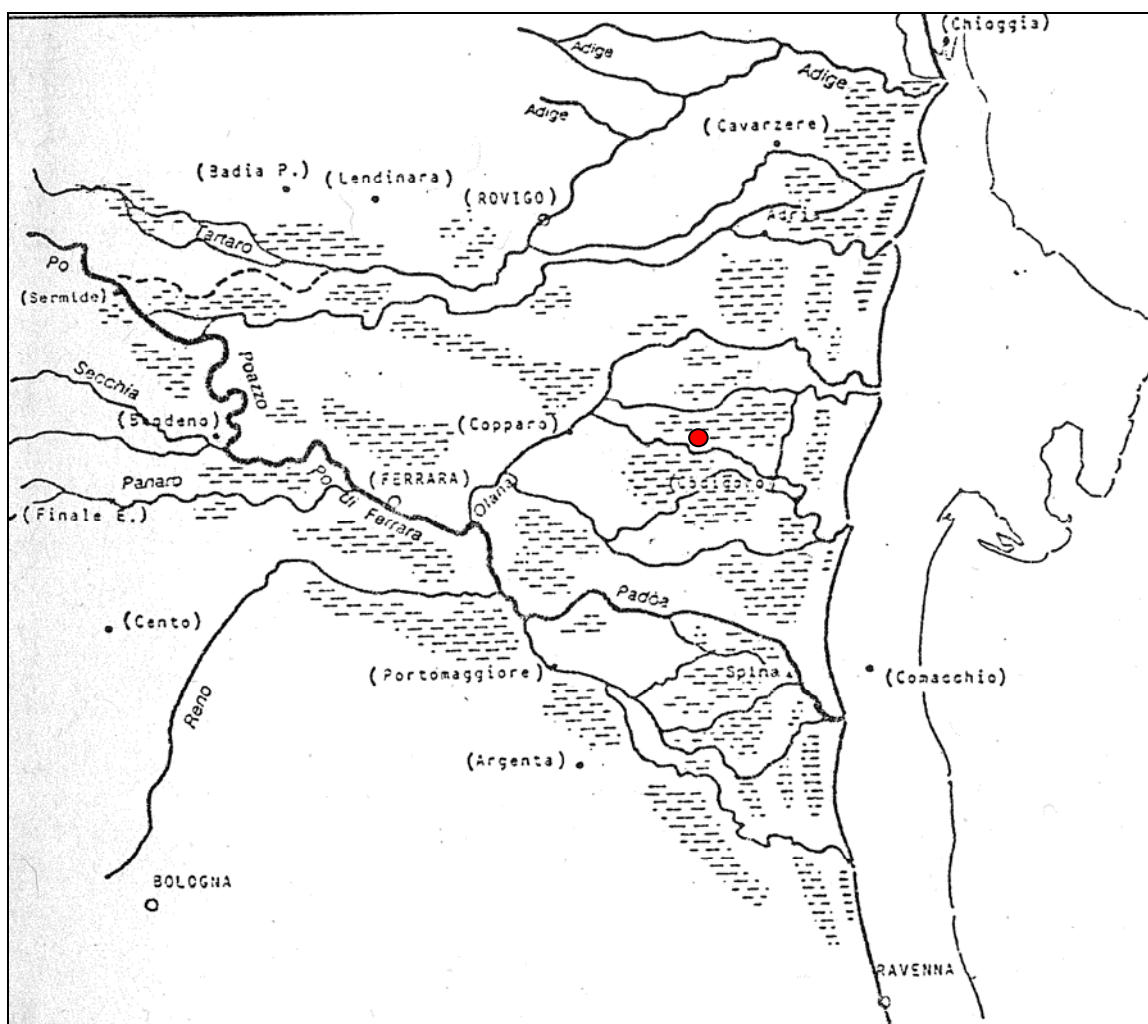


Figura 3.2-2: Territorio in età Etrusca (VI - IV secolo a.C.)

Un'importante diramazione di quest'ultimo, per Baura, Copparo e Berra è probabilmente responsabile della costruzione di una cuspidè deltizia, ancora oggi individuabile, poco a est di Massenzatica, nonché della costruzione di nuovi alvei nel ferrarese orientale.

Un netto miglioramento del clima e delle condizioni di abitabilità del territorio si produsse in Età Romana; il ramo principale del Po era a quel tempo lo stesso Po di Ferrara (Figura 3.2-3) che scendeva diretto fino a Cona, presso Codrea dava origine a più rami, fra cui i più importanti erano quello per Copparo, quelli che hanno dato origine al Volano e quello per Ostellato.

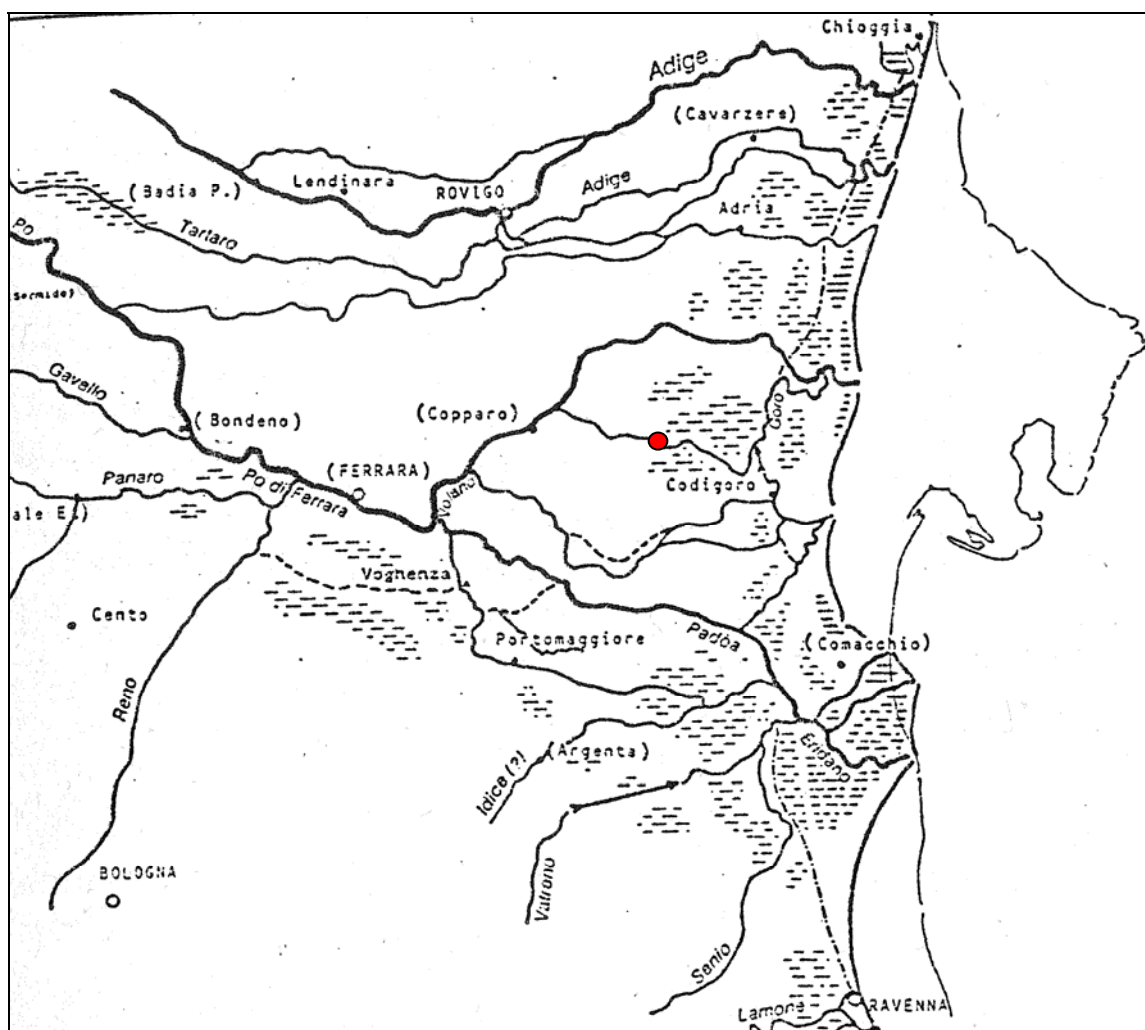


Figura 3.2-3: Territorio nella tarda età Romana (fine III secolo d.C.)

Dopo il III secolo d.C., in corrispondenza di un nuovo periodo di intensa piovosità caratterizzato da notevoli dissesti idrologici, si verificava un'ulteriore diffusione delle paludi.

I principali corsi del Po, alla fine dell'Alto Medioevo, erano costituiti dal Volano e del Primario; alla loro biforcazione nasceva la città di Ferrara.

Un relativo innalzamento del livello marino, accompagnato da fenomeni di ingressione di acque salmastre nei territori litoranei più ribassati dalla subsidenza, è attribuibile ad un intervallo climatico caldo fra il IX e il XII secolo.

Nel secolo XII, all'inizio di un nuovo ciclo piovoso, in seguito ad una serie di rotte avvenute presso Ficarolo, le acque del Po ripresero a versarsi a nord del Po di Ferrara, definendo un nuovo alveo (Figura 3.2-4). Attraverso una diramazione per Serravalle-Ariano venne fornito nuovo alimento al Po di Goro; il quale, presso Mesola, si divide in due rami di foce, quello propriamente detto di Goro, rivolto a nord-est, e quello dell'Abate, verso sud-est.

I successivi secoli furono caratterizzati dalla progressiva perdita di efficienza del Po di Ferrara e dei suoi rami di Volano e Primario.

Le numerose rotte, prodottesi con frequenza via via più intensa fra il XIV ed il XVI secolo in questi rami, portarono ad una sempre maggior diffusione delle paludi nel ferrarese sud-orientale.

Proseguiva nella bassa padana anche l'espansione del dominio salmastro, forse favorito da un lieve innalzamento marino che si registrò nei secoli XV e XVI.

Gli Estensi, con la Grande Bonificazione Estense, scavarono una complessa rete di canali in direzione ovest-est, per consentire il deflusso per gravità delle acque della grande palude compresa fra Copparo, Mesola e Pomposa, fino al mare.

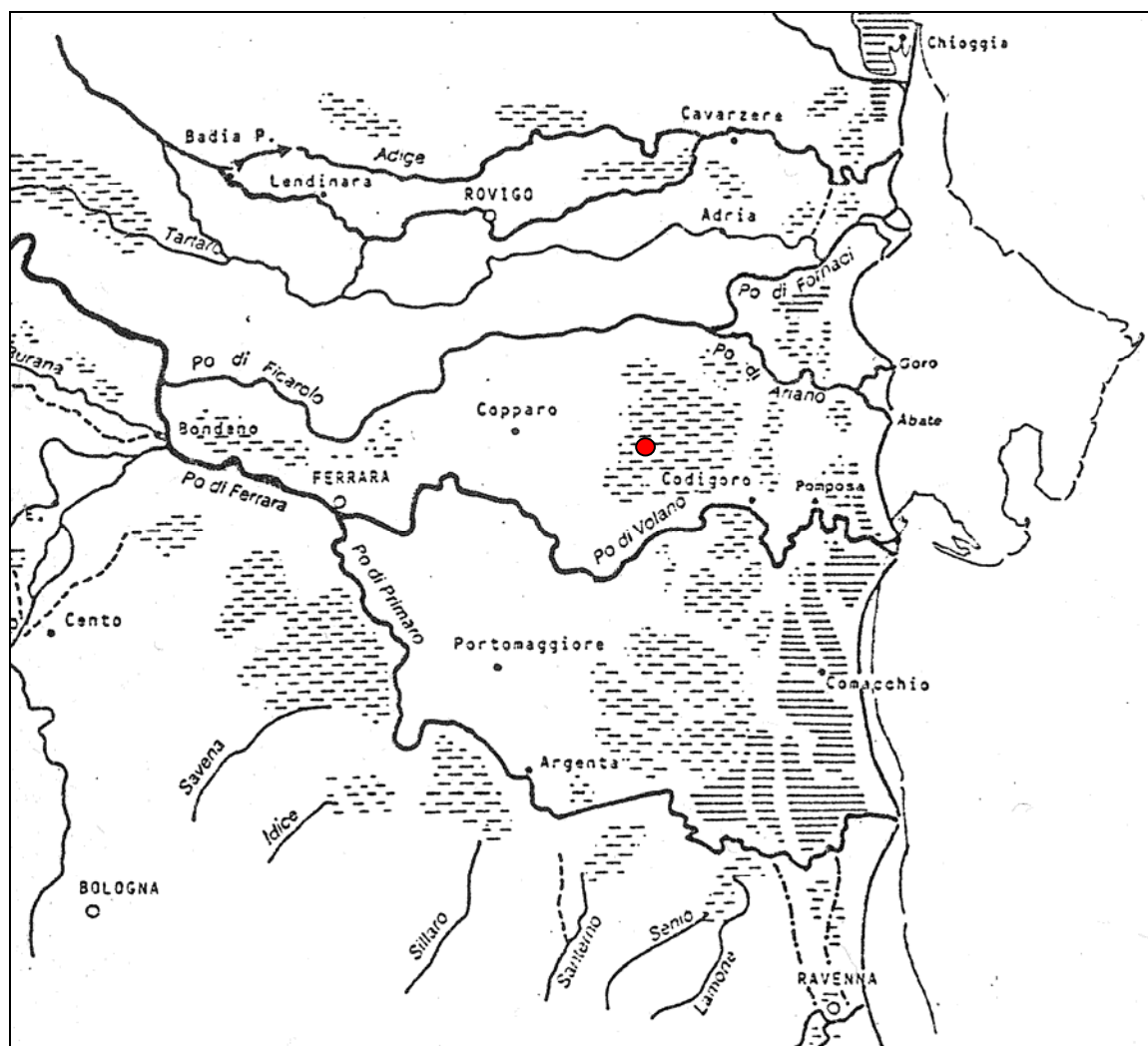


Figura 3.2-4: Territorio alla metà del XIV secolo

La fine del XVI secolo segnò la definitiva crisi del Po di Ferrara; il Po di Fornaci aveva intanto dato origine ad una complessa piattaforma deltizia, che alla fine del periodo rinascimentale era molto sviluppata (Figura 3.2-5). Il governo della Repubblica di Venezia decise di realizzare la deviazione verso sud-est del corso terminale del Po. Questa importante opera detta "taglio di Porto Viro" attuata tra il 1599 ed il 1604 segnò l'inizio della costruzione del delta moderno. Negli anni a seguire si realizzò l'occlusione del Po di Tramontana e si condusse il Po ad adottare definitivamente il nuovo corso artificiale.

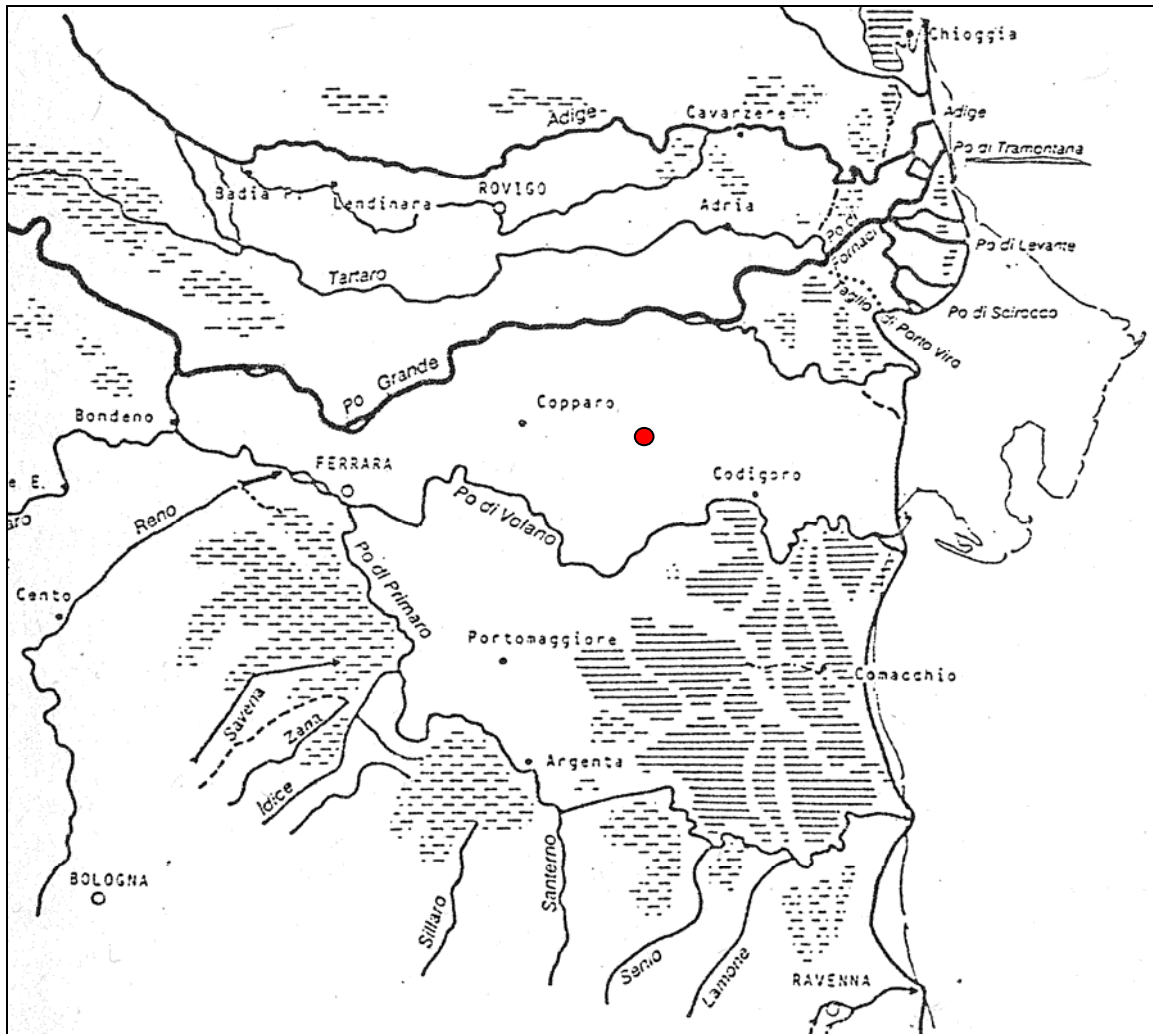


Figura 3.2-5: Territorio alla fine del XVI secolo

Nel XVII secolo vi furono problemi idraulici nell'area del ferrarese nord orientale: si disposero nuove sopraelevazioni degli argini dei fiumi e di vari canali di scolo per compensare gli effetti della subsidenza della fascia litoranea e l'allontanamento progressivo della costa.

Nella prima metà del XIX secolo la rete fluviale della bassa padana aveva ormai praticamente assunto la geometria attuale, essendo fallito il tentativo di riportare il Reno in Po con la costruzione del Cavo Napoleonico.

Le principali opere della moderna attività di bonifica furono legate all'introduzione delle macchine idrovore: nell'area a valle di Copparo, si prosciugò la grande palude¹.

¹ "L'area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici" di Marco Bondesan



4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI RILEVATI ED ANALIZZATI

Lo studio di microzonazione sismica è stato realizzato analizzando n. 91 indagini distribuite sul territorio comunale e costituite da indagini di tipo geotecnico, geologico e geofisico (si veda nello specifico il paragrafo 8.1).

L'ubicazione delle prove geognostiche è riportata nella Carta delle Indagini allegata alla presente relazione illustrativa.

Nella fattispecie sono state analizzate:

- n. 55 prove penetrometriche statiche meccaniche (CPT);
- n. 6 prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU);
- n. 2 prove penetrometriche con cono sismico (SCPTU);
- n. 12 pozzi per acqua;
- n. 4 indagini tipo *Multichannel Analysis of Surface Waves* (MASW);
- n. 12 misurazioni dei microtremori ambientali *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (HVSr).

Alcune prove geognostiche dirette (CPT-CPTU-SCPTU) ed alcuni pozzi per acqua hanno raggiunto una profondità d'indagine massima di circa 30 m, consentendo una dettagliata ed esaustiva ricostruzione del assetto litostratigrafico del sottosuolo.

Delle n. 55 prove penetrometriche statiche e delle n. 2 prove penetrometriche con cono sismico sopra elencate, n.4 CPT e n.1 SCPTU vennero eseguite durante la stesura del P.S.C. con lo scopo di ottenere una maggior copertura territoriale dei dati e maggiori informazioni riguardanti le aree ad elevato interesse urbanistico. Infatti, il capoluogo comunale Jolanda di Savoia, risulta un centro nel quale la pianificazione prevede aree di espansione di tipo urbano e produttivo oltre che aree di riqualifica urbana. Sui restanti agglomerati urbani non sono previsti interventi di tipo urbanistico.

La seconda prova penetrometrica con cono sismico e n. 1 indagine geofisica di tipo HVSr, sono state invece eseguite nel corso della campagna geognostica 2017.

L'indagine SCPTU e la misura HVSr sono state effettuate nelle vicinanze della chiesa di Jolanda di Savoia.

Qualche misura HVSr è stata recepita da uno studio dell'Università di Siena.

4.1. Parametri geotecnici

Le numerose prove analizzate hanno consentito di comprendere e sintetizzare l'assetto del sottosuolo alla scala dell'intero territorio comunale sia dal punto di vista litostratigrafico sia per quanto riguarda la consistenza e quindi la qualità dei terreni presenti.

Si distinguono in generale 3 tipologie di depositi:

- argille organiche e torbe prevalenti (paludi, zone depresse con ristagno prolungato delle acque di esondazione);
- limi argillosi e argille limose prevalenti con subordinate intercalazioni di limi sabbiosi (aree interdistributrici);
- sabbie e sabbie limose prevalenti (canali distributori, argini, tracimazioni).

I depositi francamente torbosi o costituiti da argille organiche sono molto diffusi a scala dell'intero territorio comunale con una discreta continuità orizzontale e spessori plurimetrici; si tratta dei terreni più soffici in assoluto, con valori molto scarsi di R_p ($R_p < 0.20 \text{ Kg/cm}^2$) ed elevata compressibilità.

	Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesisr.com – info@synthesisr.com	STUDIO DI MICORONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	---	---	-------------------------------------

I depositi argillosi e limoso argillosi di area interdistributrice, anch'essi presenti in modo omogeneo su tutto il territorio comunale, sono nel complesso caratterizzati da valori di R_p piuttosto modesti, a testimonianza di un grado medio di compattezza da soffice a moderato. In generale, i valori di coesione non drenata (C_u), ottenuti per correlazione con i valori di R_p misurati durante le numerose prove esaminate, sono mediamente inferiori a 0.70 Kg/cm^2 (70 KPa). Anche questi terreni sono sicuramente caratterizzati da un'elevata compressibilità.

Le sabbie dei canali distributori minori, nettamente subordinate in termini di distribuzione areale e spessori, si trovano in modo discontinuo lungo la piana interdistributrice e sono caratterizzate da valori di R_p che in media non superano i 50 Kg/cm^2 (o sono di poco superiori e in ogni caso $<100 \text{ Kg/cm}^2$); il loro grado di addensamento è generalmente medio-scarso. Si tratta probabilmente di sabbie molto sporche, limose o addirittura di limi sabbiosi.

Infine le sabbie di canale distributore del Po, costituenti la piana alluvionale pleistocenica, sono generalmente caratterizzate da valori elevati di resistenza alla punta (in media $R_p > 50-100 \text{ Kg/cm}^2$) e presumibilmente sono costituite da sabbie medio-grossolane addensate. Le sabbie pleistoceniche sono presenti con grande continuità alla scala dell'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia.

4.2. Parametri geofisici – Velocità delle onde di taglio S (V_s) e frequenze di risonanza

Come già descritto, al fine di caratterizzare l'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia, con la campagna geognostica 2017 sono stati realizzati n. 1 prova penetrometrica con cono sismico (SCPTU) al fine di definire il profilo delle velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s) e n. 1 misura a stazione singola del microtremore ambientale (HVSR), per definire la frequenza fondamentale di risonanza di terreni e per l'individuazione delle superfici di contrasto e impedenza nel sottosuolo. Sono state inoltre analizzate ulteriori n. 10 misure di tipo HVSR e n. 4 profili sismici in array con tecnica MASW al fine di definire il profilo delle velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s).

Le prove analizzate sono state così distribuite (si veda Carta delle Indagini in allegato):

- n. 2 profili MASW e n.2 misure HVSR presso una zona denominata "La Salana";
- n. 1 profilo MASW e n.1 misura HVSR presso il futuro campus didattico in zona "Le Venezie";
- n. 1 profilo MASW presso Località Gran Linea;
- n. 1 prova penetrometrica con cono sismico (SCPTU) in corrispondenza di un ambito di nuovo insediamento;
- n. 1 prova penetrometrica con cono sismico (SCPTU) sul retro della chiesa di Jolanda di Savoia;
- n.1 misura HVSR nelle vicinanze della chiesa di Jolanda di Savoia;
- n.7 misure HVSR in corrispondenza di qualche corte rurale e gruppo risicolo.

Le figure sotto riportate mostrano i modelli di sottosuolo rilevati dalle misure di V_s e le misure dei microtremori HVSR con evidenza dei valori di V_{s30} rilevati e delle principali frequenze di risonanza che caratterizzano specificatamente il sito investigato.

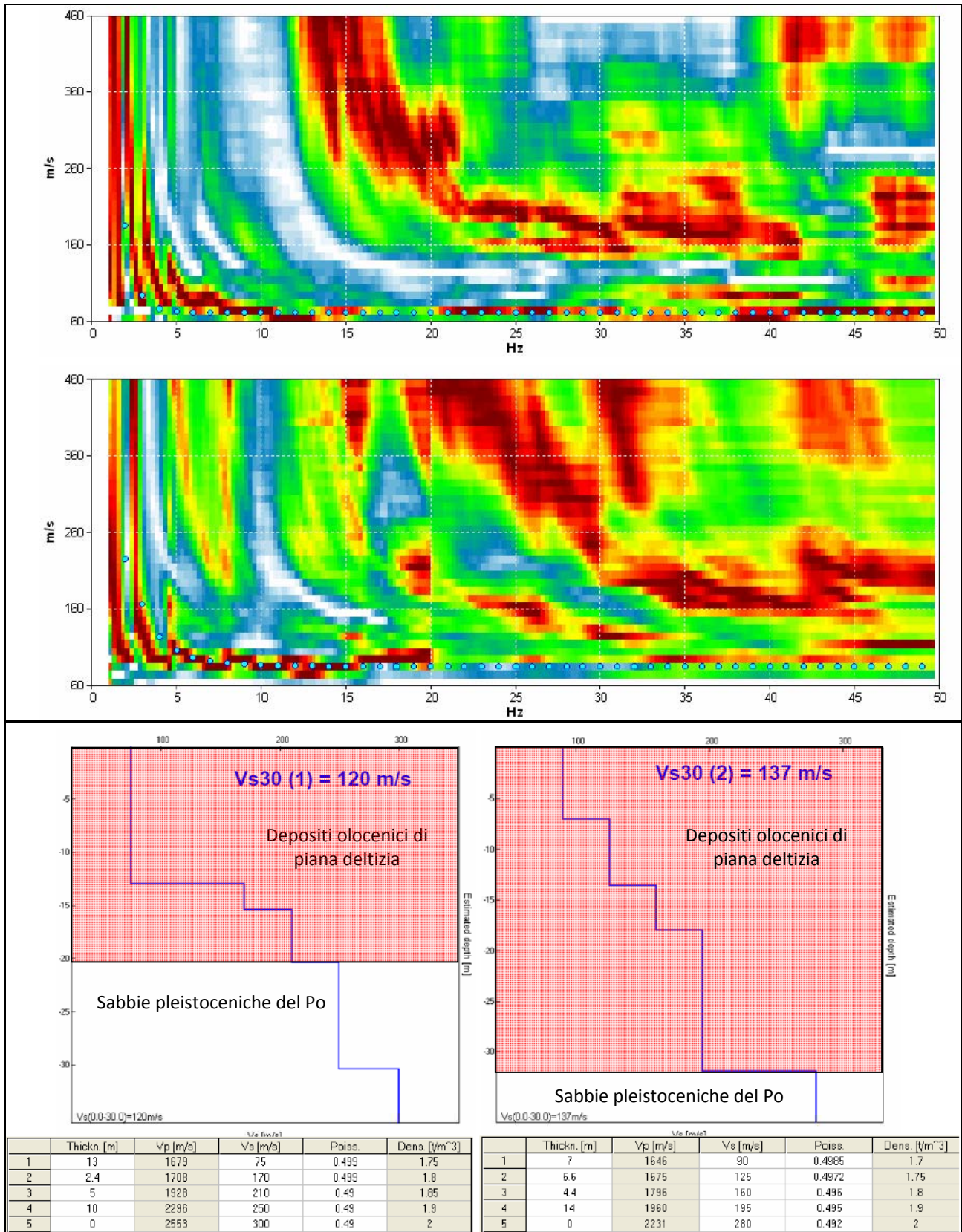


Figura 4.2-1: Curve di dispersione e modelli di velocità delle onde di taglio S – prove 038010L1

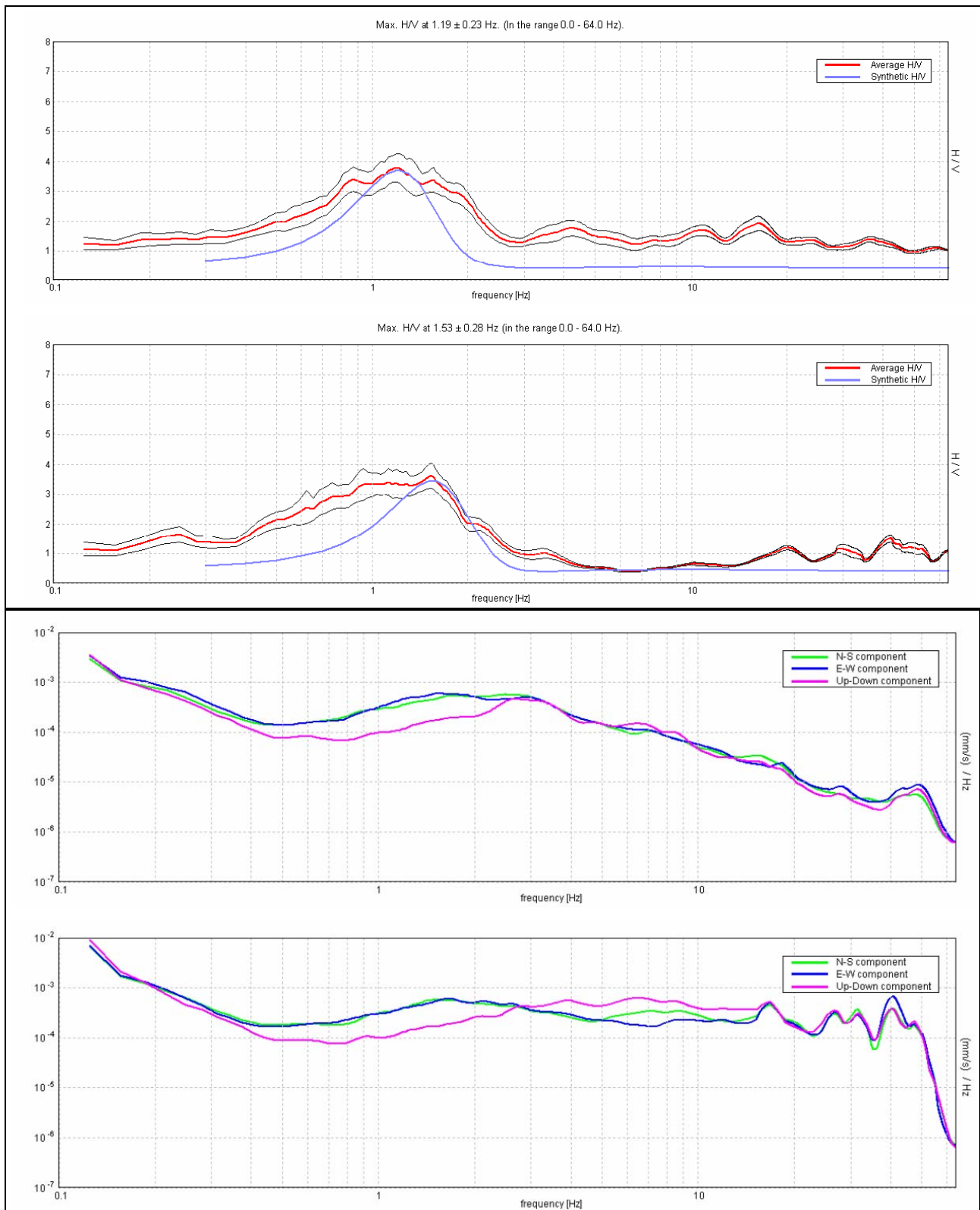


Figura 4.2-2: velocità del moto del suolo delle singole componenti e curve sperimentali HVSR – prove 038010P30HVSR30 e 038010P31HVSR31 eseguite in corrispondenza delle MASW sopra riportate

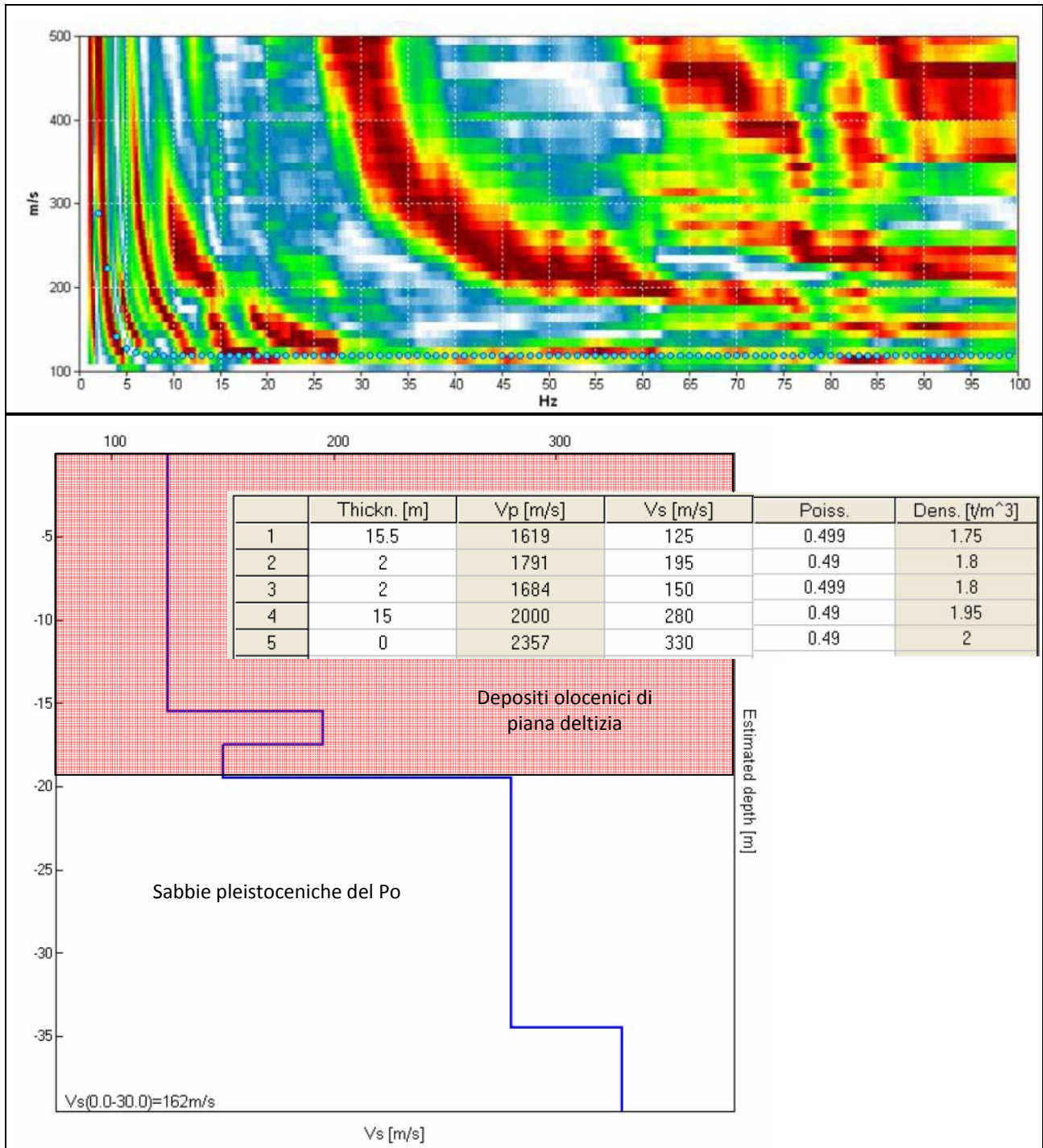


Figura 4.2-3: Modello di velocità delle onde di taglio S – prova 038010L3MASW3

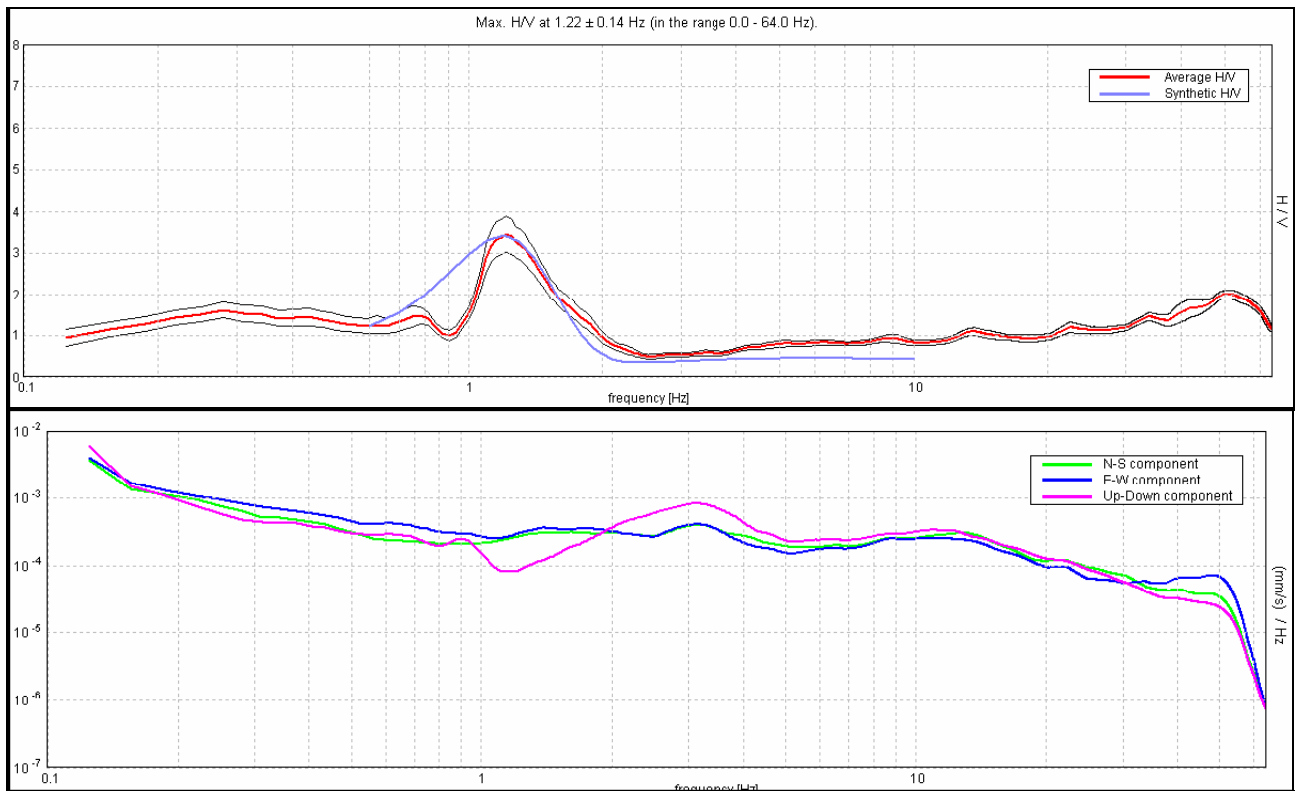


Figura 4.2-4: Curva sperimentale HVSR e singole componenti – prova nr. 038010P38HVSR38 eseguita in corrispondenza della MASW3

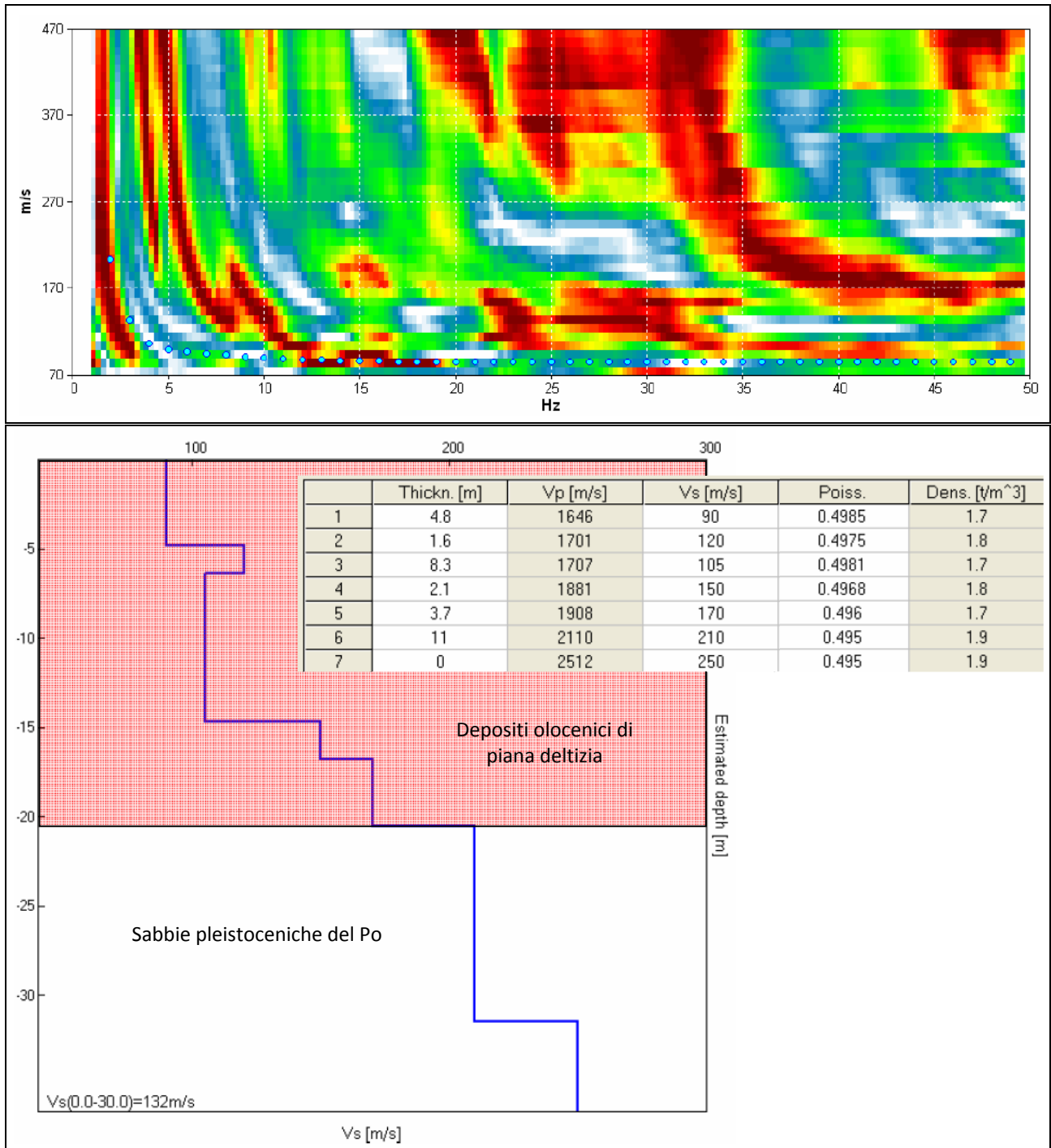


Figura 4.2-5: Modello di velocità delle onde di taglio S – prova 038010L4MASW4

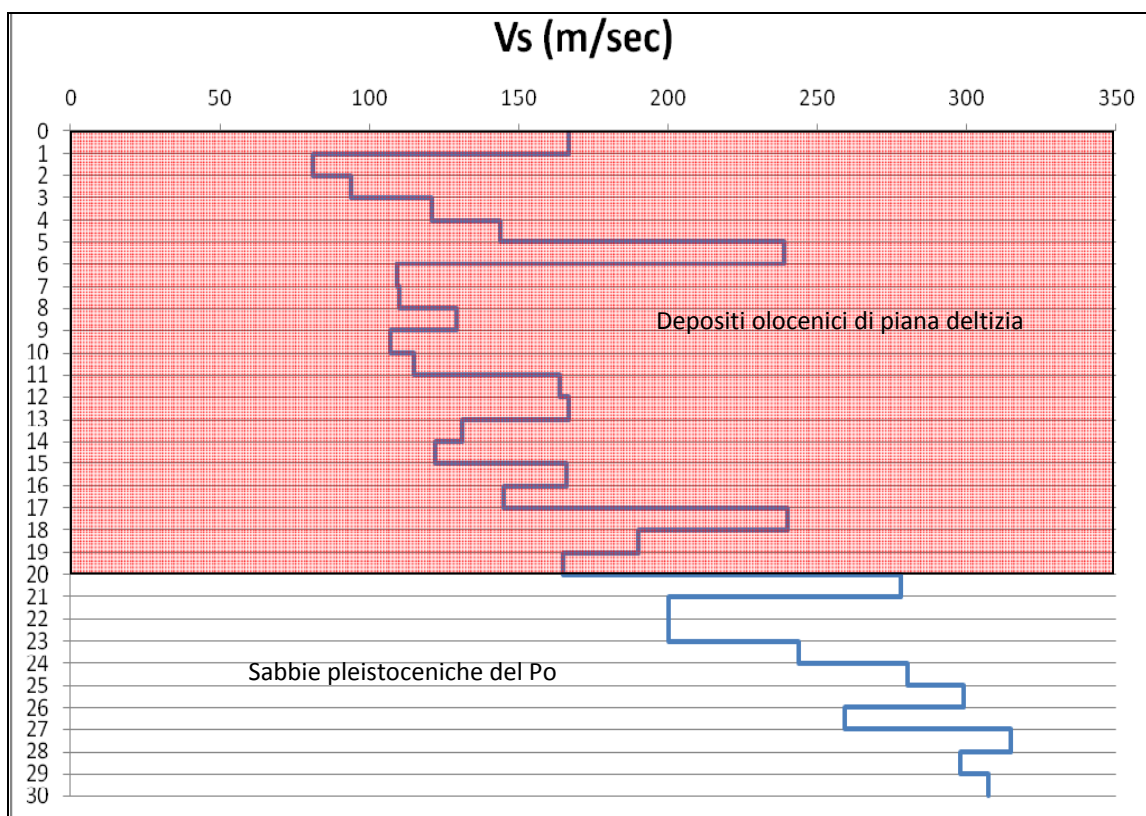


Figura 4.2-6: Modello di velocità delle onde di taglio S – prova 038010P9SCPT9

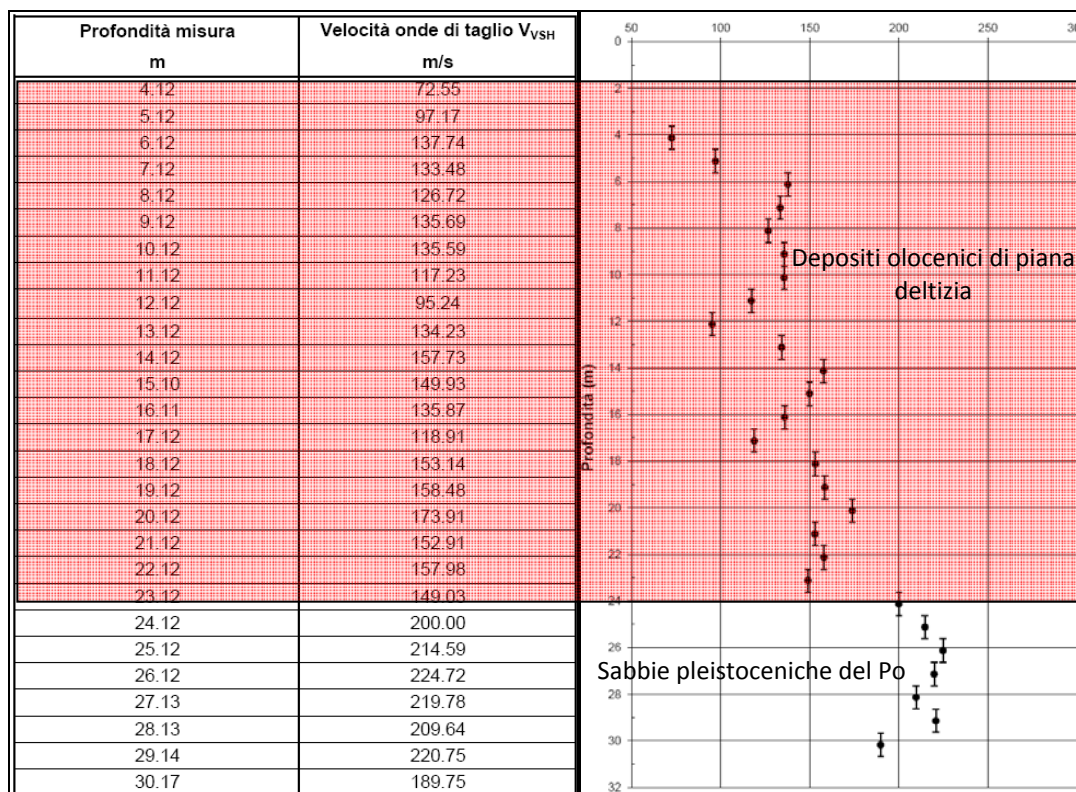


Figura 4.2-7: Modello di velocità delle onde di taglio S – prova 038010P86SCPT86

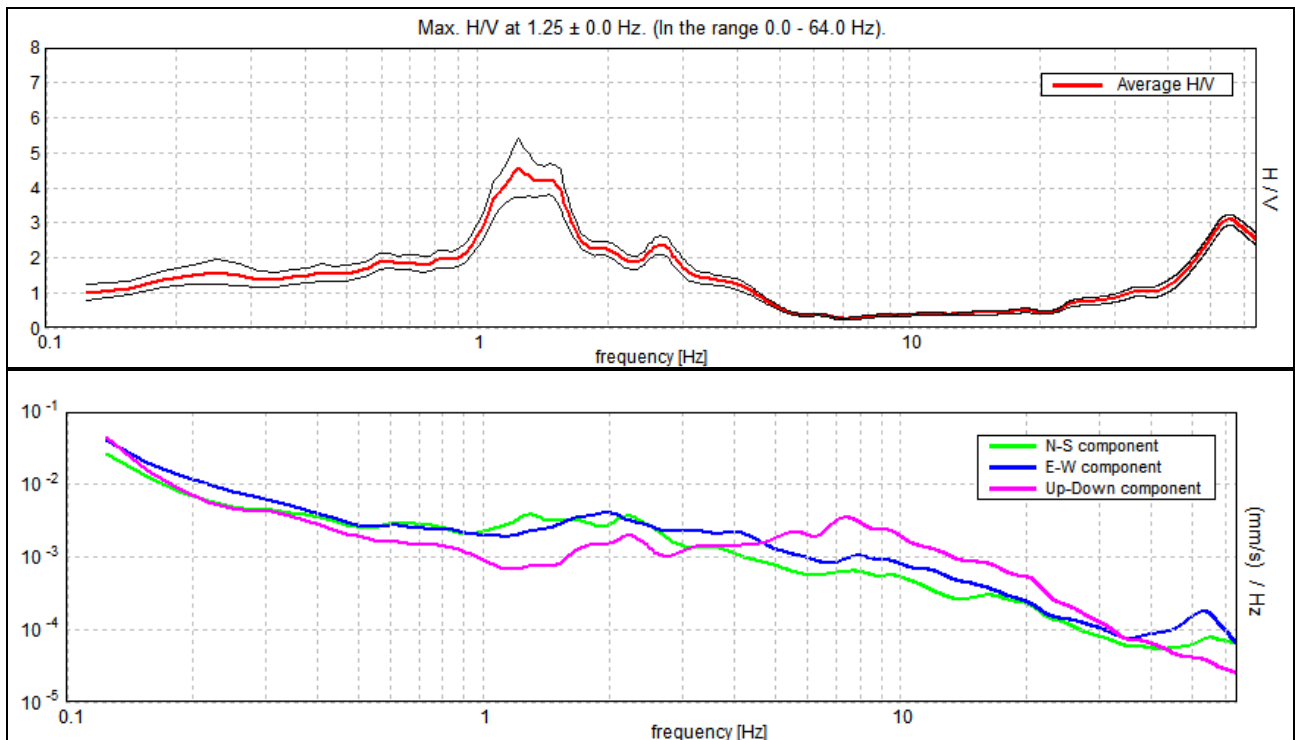


Figura 4.2-8: Curva sperimentale HVSR T6 e singole componenti – prova nr. 038010P46HVSR46

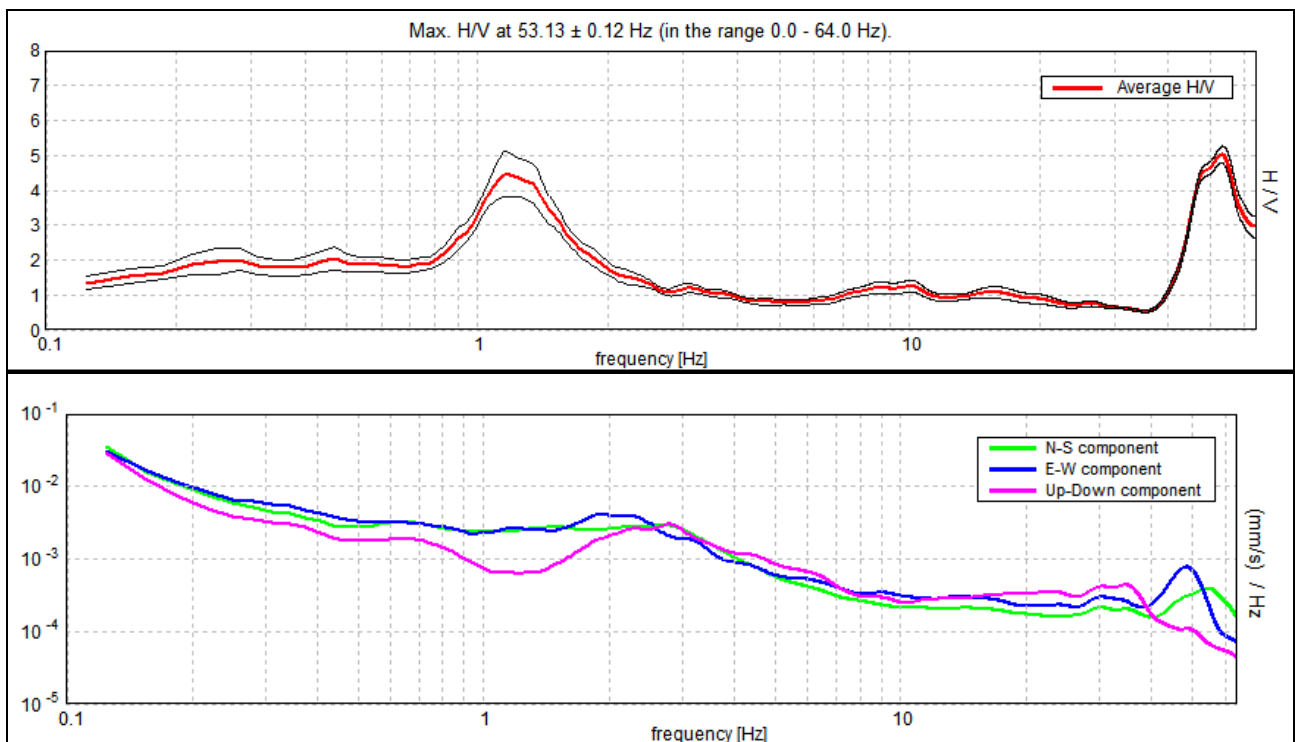


Figura 4.2-9: Curva sperimentale HVSR T7 e singole componenti – prova nr. 038010P47HVSR47

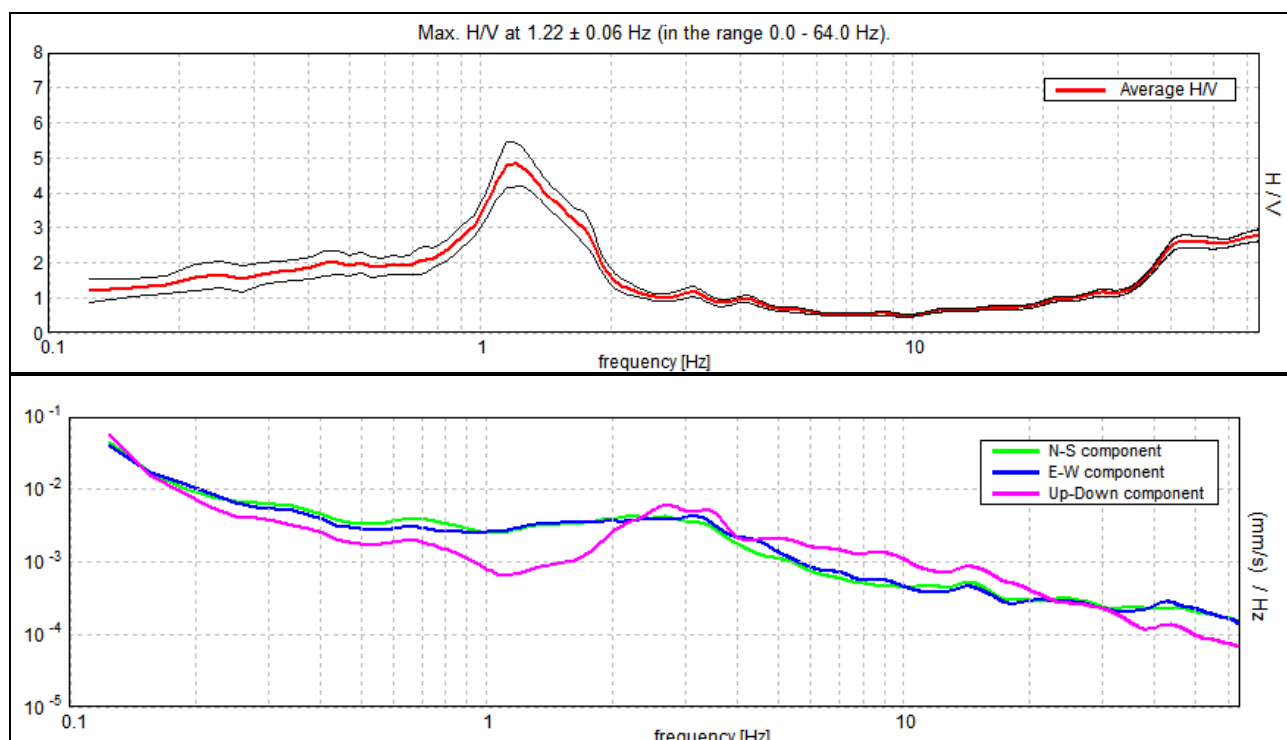


Figura 4.2-10: Curva sperimentale HVSR T8 e singole componenti – prova nr. 038010P48HVSR48

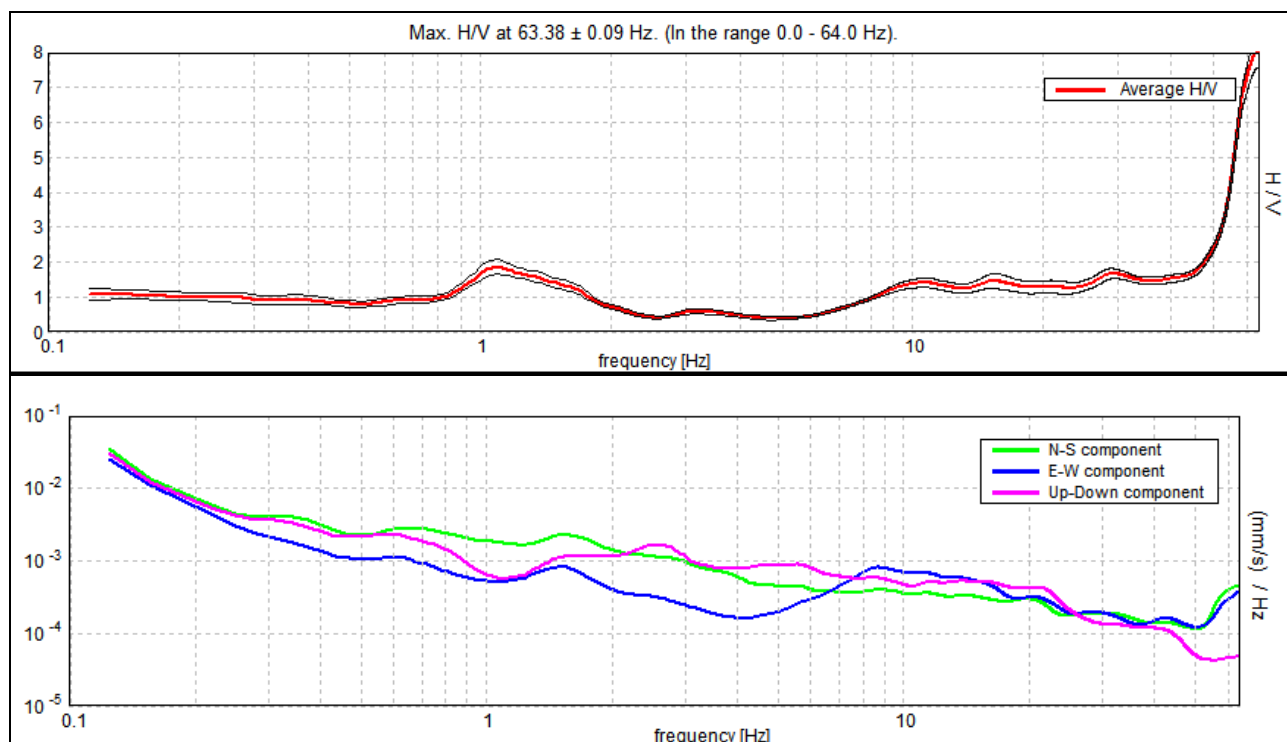


Figura 4.2-11: Curva sperimentale HVSR T9 e singole componenti – prova nr. 038010P49HVSR49

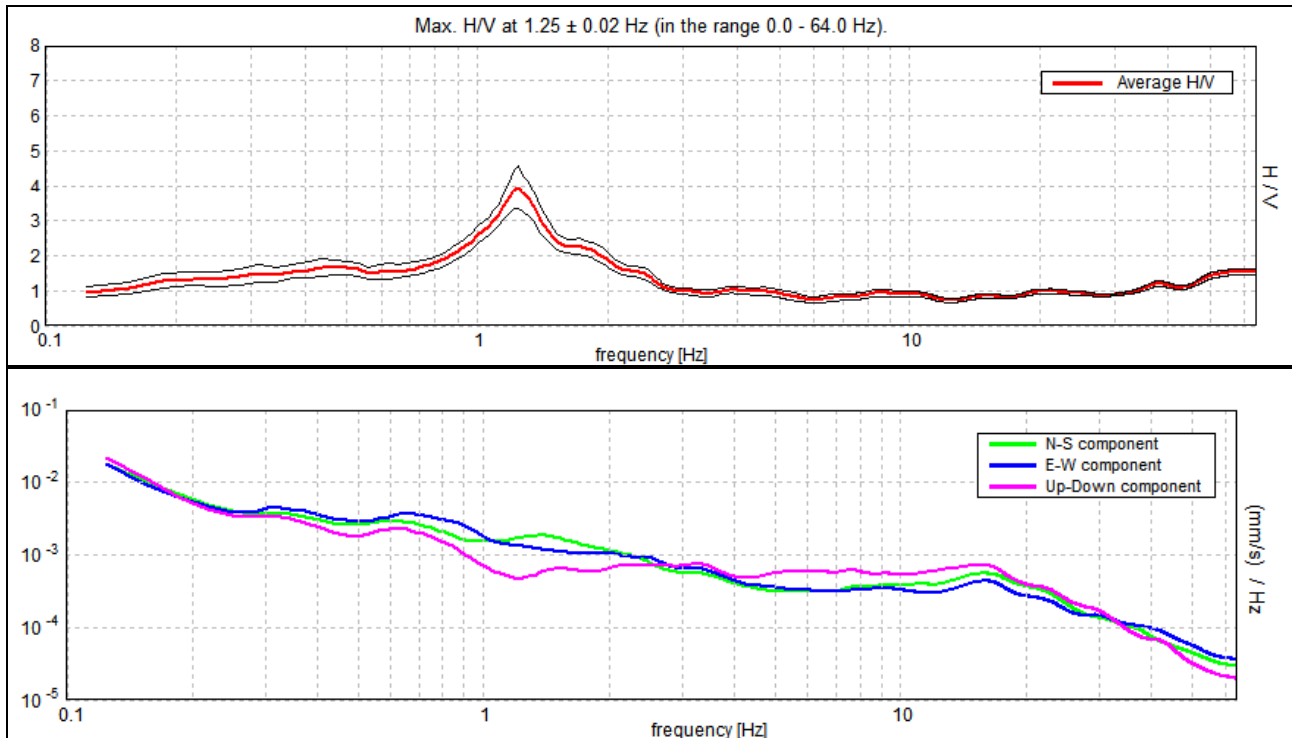


Figura 4.2-12: Curva sperimentale HVSR T10 e singole componenti – prova nr. 038010P50HVSRS50

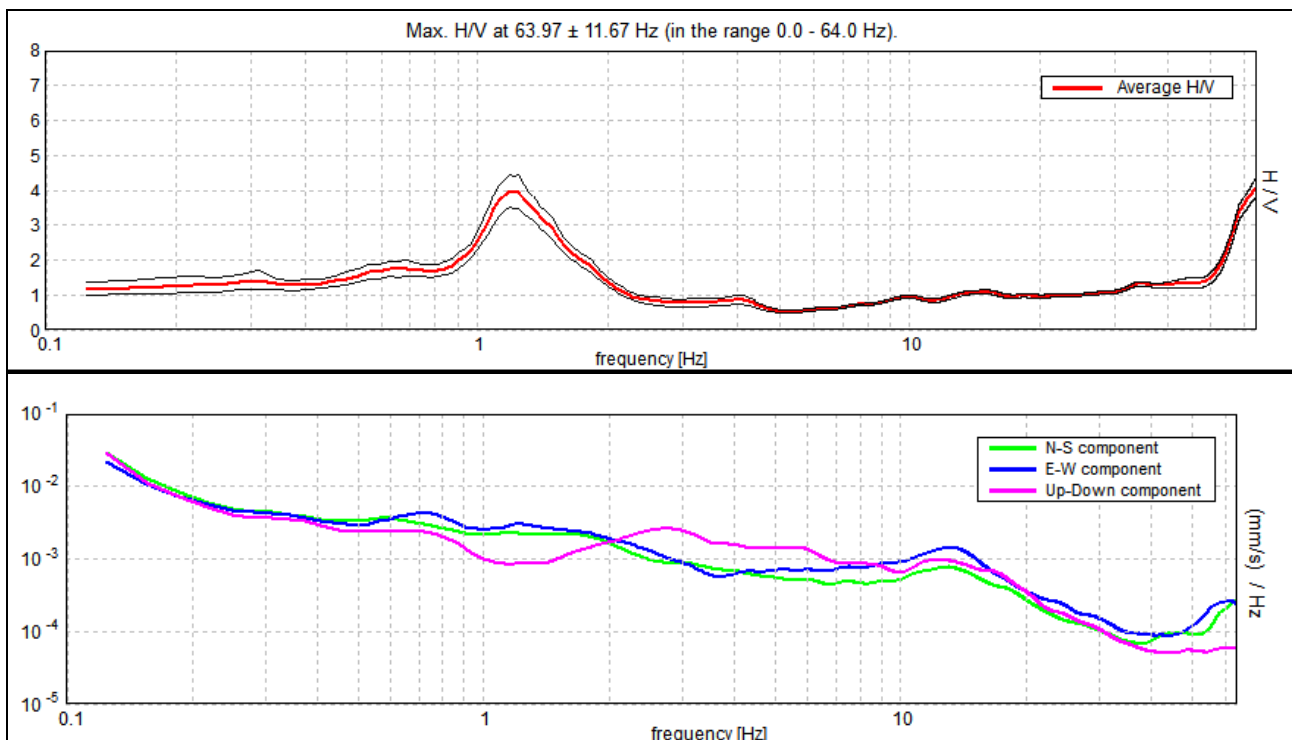


Figura 4.2-13: Curva sperimentale HVSR T11 e singole componenti – prova nr. 038010P51HVSRS51

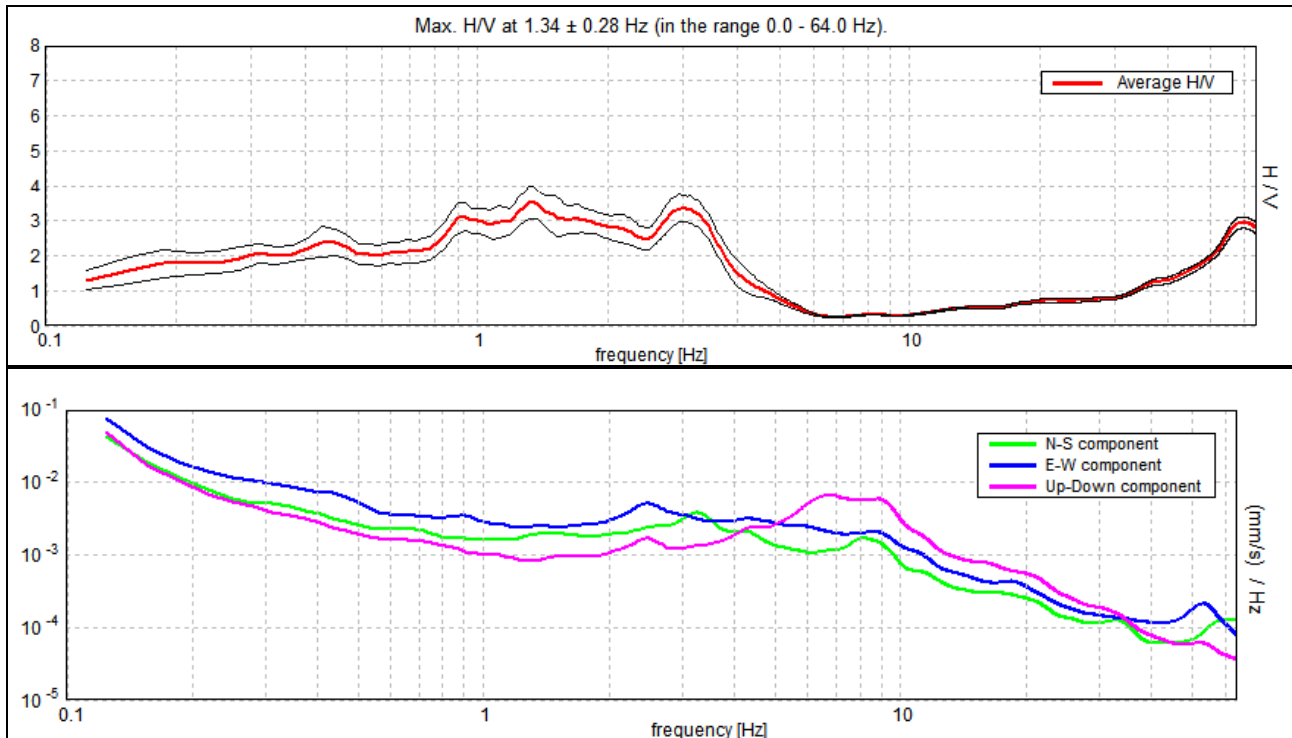


Figura 4.2-14: Curva sperimentale HVSR T4 e singole componenti – prova nr. 038010P52HVSR52

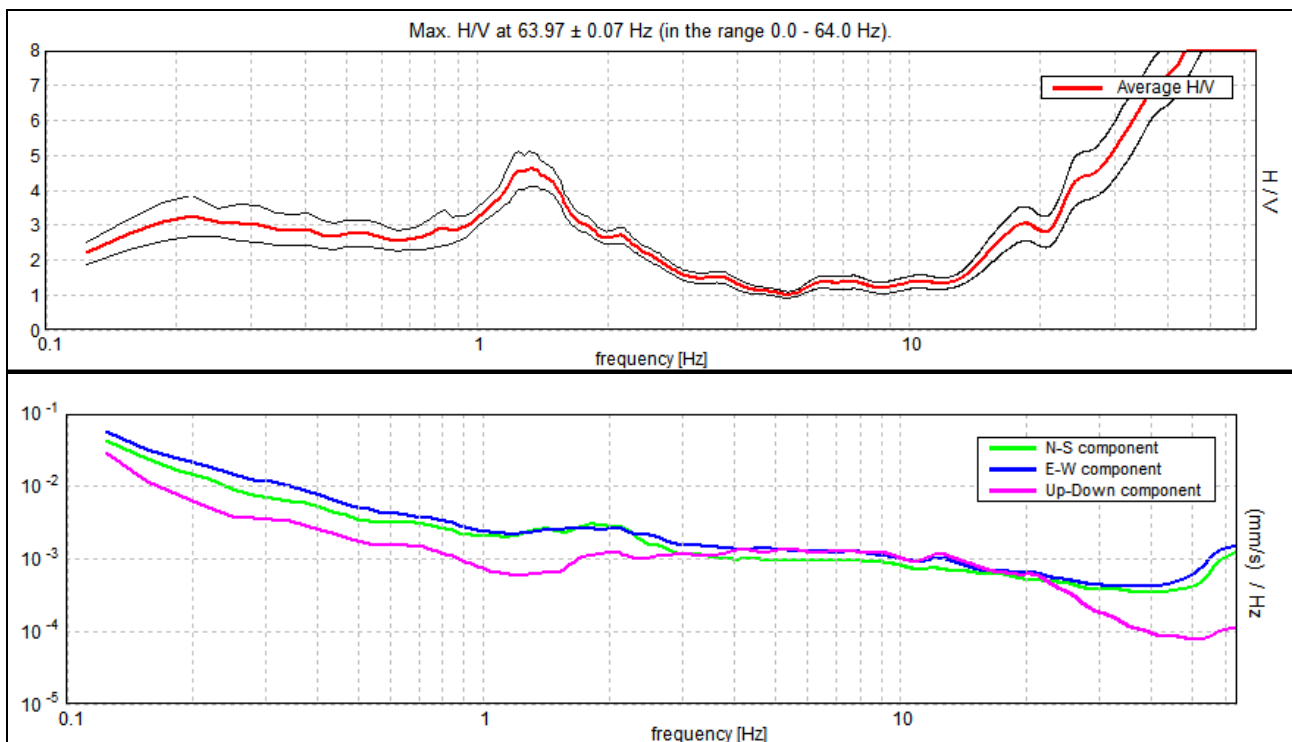


Figura 4.2-15: Curva sperimentale HVSR T5 e singole componenti – prova nr. 038010P53HVSR53

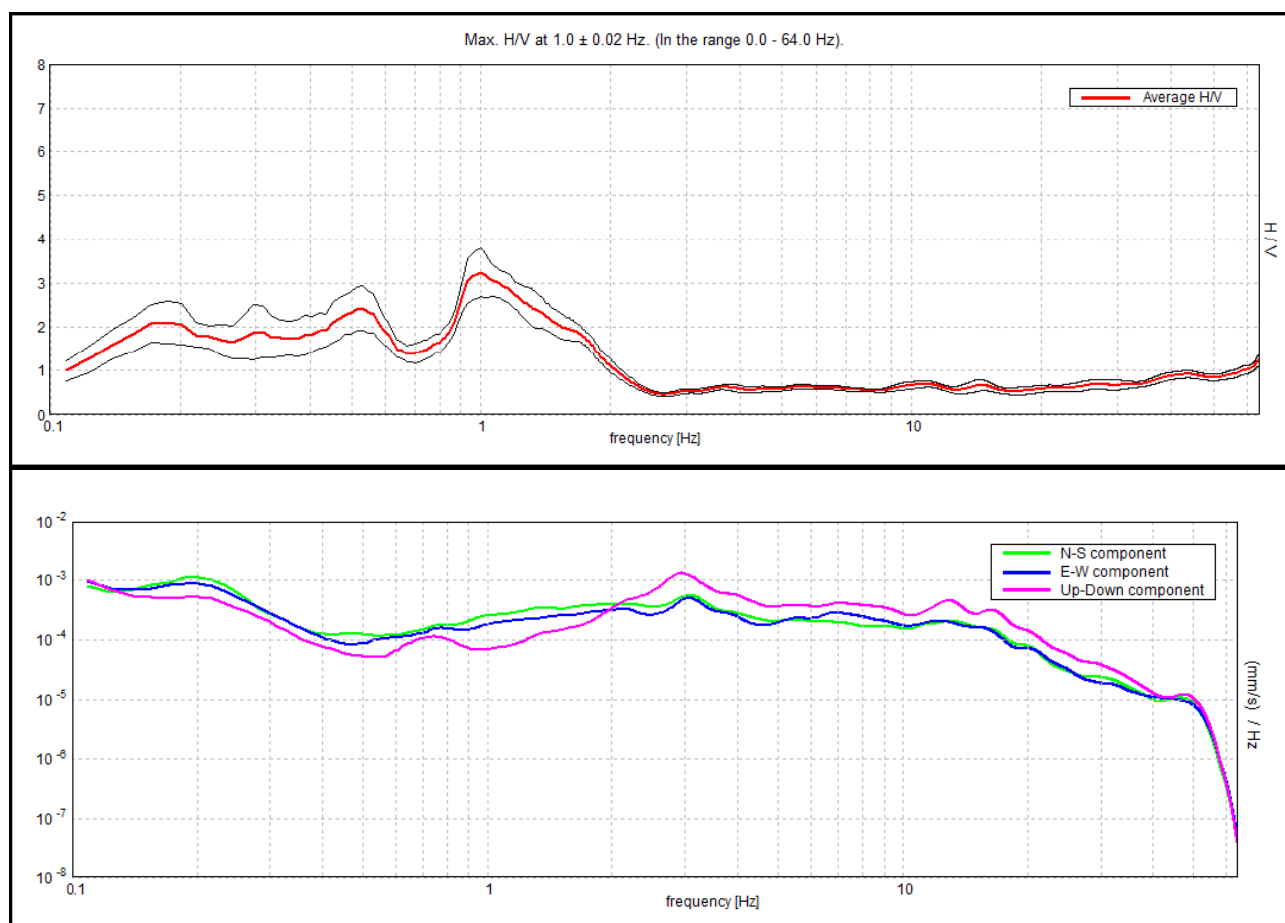


Figura 4.2-16: Curva sperimentale HVSr e singole componenti – prova nr. 038010P87HVSr87

Come si evince dagli elaborati grafici sopra riportati, l'area dell'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia è caratterizzata da valori di velocità delle onde di taglio S (V_s) caratteristici di terreni da molto soffici (argille e torbe con $V_s \ll 180$ m/s) a compatti/addensati (livelli sabbiosi e sabbie pleistoceniche del Po con $V_s > 200$ m/s). Le velocità delle onde S, nel complesso, tendono ad aumentare con la profondità in modo abbastanza graduale fino all'interfaccia tra i depositi di pianura deltizia di età olocenica e le sabbie medio-grossolane di riempimento canale (canale distributore) del fiume Po di età pleistocenica. In corrispondenza di tale superficie, posta a profondità variabile, che in media corrisponde all'intervallo 20-25 m circa, le V_s subiscono un deciso innalzamento per poi tornare ad aumentare gradualmente con la profondità.

Nel complesso, per tutta l'area di Jolanda di Savoia, nell'intervallo 1-2 Hz si registrano significative amplificazioni locali del moto del suolo per risonanza stratigrafica a contrasto d'impedenza in genere elevato (ampiezza picco HVSr ≥ 3), subordinatamente moderato (ampiezza picco $2 < \text{HVSr} < 3$) e raramente basso (ampiezza picco $1.5 \leq \text{HVSr} < 2$). Talora le amplificazioni sopra descritte coprono un intervallo più ampio 0.6-2.0 Hz (si vedano misure n. 03810P30HVSr30 e 03810P31HVSr31 in figura 4.2-2), oppure 0.8-3.0 Hz circa (si veda misura n. 03810P52HVSr52 in figura 4.2-14).

Il picco H/V in genere si concentra a circa 1.2-1.3 Hz, si osserva, dunque, che l'amplificazione e il suo picco tendono ad essere piuttosto costanti in quasi tutto il territorio comunale.

Il fatto che l'intervallo di frequenze interessate da amplificazione sia sempre lo stesso (intervallo 1-2 Hz), indica che l'interfaccia rigida o semirigida che causa la risonanza dei sedimenti soprastanti (molto

soffici) si trova sempre alla stessa profondità. Questa profondità copre un intervallo che va da circa 20/25 m da p.c. attuale (interfaccia che corrisponderebbe ai 2 Hz con Vs intorno a 200/250 m/s) fino a circa 80/100 m di profondità da p.c. attuale (interfaccia che corrisponderebbe a 1 Hz e Vs di circa 300/400 m/s).

Il bedrock sismico con Vs = 800 m/s è sicuramente profondo oltre i 250-300 m almeno. Osservando le velocità dell'ultimo sismostrato, esse non superano mai i 300 m/s; questi valori di Vs sono tipici di mezzi semirigidi (bedrock-like) come sabbie molto addensate/debolmente cementate per diagenesi e non certo di rocce compatte cristalline.



Figura 4.2-17: distribuzione areale delle principali frequenze di risonanza registrate nel comune di Jolanda di Savoia

Nella tabella, riportata nella pagina seguente, si riepilogano i risultati ottenuti dalle prove analizzate.



TABELLA 4.2-1: SINTESI DEI RISULTATI DELLE INDAGINI GEOFISICHE

SITO	Misura	VS30	AMPLIFICAZIONE STRATIGRAFICA	MAX H/V	AMPIEZZA PICCO	COMMENTI
JOLANDA DI SAVOIA	038010L1 MASW1 + 038010P30HVS30	120 m/s	Intervallo 0.7-2 Hz	1.19 Hz	ELEVATA	Amplificazioni in genere elevate con interfaccia di primo contrasto posta tra circa 20-25 m (contatto depositi molto soffici di palude olocenica e sabbie addensate grossolane pleistoceniche del Fiume Po)
	038010L1 MASW2 + 038010P31HVS31	137 m/s	Intervallo 0.6-2 Hz	1.53 Hz	ELEVATA	
	038010L3MASW3 + 038010P31HVS31	162 m/s	Intervallo 1-2 Hz	1.22 Hz	ELEVATA	
	038010L4MASW4	132 m/s	-	-	-	
	038010P9SCPTU9	160 m/s	-	-	-	
	038010P86SCPTU8 6	130 m/s	-	-	-	
	038002P46HVS46	-	Intervallo 1-2 Hz	1.25 Hz	ELEVATA	
	038002P47HVS47	-	Intervallo 1-2 Hz	1.25 Hz	ELEVATA	
	038002P48HVS48	-	Intervallo 1-2 Hz	1.22 Hz	ELEVATA	
	038002P49HVS49	-	Intervallo 1-2 Hz	1.20 Hz	BASSA	
	038002P50HVS50	-	Intervallo 1-2 Hz	1.25 Hz	ELEVATA	
	038002P51HVS51	-	Intervallo 1-2 Hz	1.25 Hz	ELEVATA	
	038002P52HVS52	-	Intervallo 0.8-3 Hz	1.34 Hz	MODERATA ELEVATA	
	038002P53HVS53	-	Intervallo 1-2 Hz	1.32 Hz	ELEVATA	
	038002P87HVS87	-	Intervallo 1-2 Hz	1.00 Hz	ELEVATA	

5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO DI SINTESI

Sulla base delle prove analizzate e dei risultati ottenuti, considerando tutte le informazioni e le conoscenze di carattere geologico e geomorfologico, è possibile fornire il seguente modello di sottosuolo di sintesi:

TABELLA 5-1: MODELLO SCHEMATICO DEL SOTTOSUOLO NELL'AREA COMUNALE DI JOLANDA DI SAVOIA

UNITA'	DESCRIZIONE	PERIODO	PROFONDITA'	COMPATTEZZA ADDENSAMENTO DEPOSITO	FREQ. RISONANZA PRINCIPALE	Vs MEDIA
B	Unità delle paludi (piana deltizia)	OLOCENE	0 – 20/25 m circa	Soffice/molto soffice (frazione coesiva prevalente) addensamento medio-scarso (frazione granulare subordinata)	1-2 Hz in genere, ampiezza del picco elevata (>3)	Vs << 180 m/s
C	Unità della pianura alluvionale pleistocenica del Fiume Po	PLEISTOCEN E	> 20/25 m circa	addensamento medio-alto (granulare)		Vs > 200 m/s

L'unità **B** è costituita dalla presenza significativa di terreni argillosi organici e torbosi presenti come potenti spessori insieme a pacchi di argille inorganiche e limi argillosi. Questa unità testimonia la presenza in passato di aree depresse e pressoché sempre invase dalle acque di tracimazione che ristagnavano per tempi molto lunghi, consentendo la deposizione di argille miste ad abbondante frazione organica e a significativi spessori di torba. Nel territorio comunale di Jolanda di Savoia, rispetto a tutti gli altri comuni dell'Unione Terre e Fiumi, l'Unità B è predominante nel sottosuolo già a partire dal piano campagna; gli spessori di torbe e argille organiche possono essere plurimetrici, persino decametrici. Localmente sono presenti orizzonti sabbiosi, di spessore modesto (max 2-3 m) che rappresentano corpi di canali distributori che solcavano le paludi. Le sabbie hanno prevalentemente un addensamento medio-scarso con valori di $R_p < 50 \text{ Kg/cm}^2$ o di poco superiori, in media sempre al di sotto di 100 Kg/cm^2 . Granulometricamente si tratta di sabbie medio fini e finissime con abbondante frazione limosa. La base dell'Unità B è rappresentata dalle sabbie pleistoceniche del Fiume Po, che ovunque nel territorio comunale, sono presenti a circa 20-25 m di profondità.

L'Unità **C** è rappresentata dalle sabbie pleistoceniche di pianura alluvionale del Po. Sono sabbie per lo più di riempimento canale (canale-barra-argine), medio grossolane con lamine di trazione, presenti in modo continuo ed omogeneo in quanto saldate lateralmente tanto da formare un livello continuo per diversi chilometri.

Tutti i depositi sopradescritti (Unità B e Unità C) sono suscettibili di amplificazione locale per risonanza stratigrafica; si trascurano gli effetti topografici in quanto l'area è pianeggiante. I depositi appartenenti all'Unità B sono, per le loro caratteristiche tessiturali, di consistenza e per le profondità a cui si trovano, suscettibili di instabilità per densificazione (frazione coesiva soffice) e liquefazione (frazione granulare incoerente satura). Si rimanda al capitolo 8 per le considerazioni di dettaglio.



Si consideri che, alla scala dell'intera Unione dei Comuni Terre e Fiumi, è stata riconosciuta la presenza di un'ulteriore unità, denominata Unità A. Essa è costituita da tutti quei depositi di età olocenica (10000 anni fa – attuale) depositi in ambiente di piana deltizia del fiume Po. E' composta sia da depositi granulari incoerenti (sabbie, sabbie limose, limi sabbiosi) di canale distributore minore, argine, rotta e tracimazioni, con densità relativa medio-scarso, sia da depositi fini coesivi soffici di natura argillosa e limosa che rappresentano depositi di area interdistributrice depositi durante le frequenti e ripetute esondazioni dei canali distributori. Tale unità non è presente nel territorio comunale di Jolanda di Savoia.

6. INTERPRETAZIONI ED INCERTEZZE

Come precedentemente descritto, ai fini del presente studio sono state utilizzate le seguenti banche dati:

- Archivio prove e dati di Synthesis S.r.l.
- Banca dati del Servizio Geologico Sismico e de i Suoli Regione Emilia-Romagna;
- Banca dati del Comune di Jolanda di Savoia;
- Prove geofisiche eseguite ex-novo al fine di integrare i dati in possesso laddove carenti.

Le unità litostratigrafiche descritte, i valori geotecnici associati e gli spessori riportati sono da considerarsi validi a scala generale; tuttavia, data la copertura non omogenea e totale del territorio dal punto di vista delle prove geognostiche, si ritengono possibili variazioni locali in termini di qualunque elemento considerato (spessore, resistenze, litologia, Vs etc...).

In fase di nuove edificazioni e di sviluppo urbanistico sono sempre necessarie specifiche e puntuali indagini a conferma o smentita dell'assetto geologico-sismico proposto per l'area comunale di Jolanda di Savoia.

7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

Nel presente studio i fattori di amplificazione del moto sismico F.A. sono stati stimati mediante le tabelle e le formule riportate nell'Allegato A2, DGR 2193/2015, per le analisi di II° livello di approfondimento e per la valutazione degli effetti topografici.

La scelta è motivata per le seguenti ragioni:

- non sono presenti forme acclivi di superficie (aree non suscettibili di amplificazioni topografiche in quanto pianeggianti);
- non sono note forme articolate del substrato geologico sepolto per l'identificazione di possibili effetti amplificativi 2D;
- non sono presenti successioni stratigrafiche che prevedano l'esistenza di terreni rigidi sovrapposti a terreni soffici (marcate inversioni di velocità; depositi con rapporto $V_{srig}/V_{ssof} > 2$ e V_s del terreno soffice > 500 m/s;
- nonostante siano presenti aree di attenzione per depositi soffici coesivi (densificazione) e granulari sciolti in falda (liquefazione) si ritiene possibile l'utilizzo delle tabelle come da allegato A2.

 Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesisr.com – info@synthesisr.com	STUDIO DI MICRORAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	--	-------------------------------------

8. ELABORATI CARTOGRAFICI

Il presente studio, come prescritto dalla DGR 2193/2015, è corredato da una serie di elaborati cartografici distinti a seconda del livello di approfondimento a cui si riferiscono.

Primo livello di approfondimento:

- Carta delle indagini in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta geologico-tecnica, in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta delle frequenze naturali dei terreni in scala 1:10000 (carta unica)
- Carta delle aree suscettibili di effetti locali in scala 1:5000 (carta unica)

Secondo livello di approfondimento:

- Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs) in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta dei fattori di amplificazione in scala 1:5000 (carta unica), espresse in termini di Accelerazione massima orizzontale (F.A. PGA/PGA₀), di Intensità di Housner SI/SI₀ (F.A. 0.1-0.5 s) e di Intensità di Housner SI/SI₀ (F.A. 0.5-1.0 s)

8.1 Carta delle Indagini

E' la carta in cui sono riportate tutte le indagini geognostiche, pregresse e attuali, che sono state prese in considerazione, esaminate e confrontate, al fine di modellare il sottosuolo dell'area in studio sia dal punto di vista geologico-tecnico (litostratigrafia, consistenza dei terreni, spessore strati etc...) sia dal punto di vista geofisico (velocità delle onde di taglio S, frequenze di risonanza dei terreni). Nel complesso le indagini forniscono una buona copertura territoriale.

Per il comune Jolanda di Savoia sono state analizzate:

- **n. 55** prove penetrometriche statiche meccaniche (CPT);
- **n. 6** prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU);
- **n. 2** prove penetrometriche con cono sismico (SCPTU);
- **n. 12** pozzi per acqua;
- **n. 4** indagini tipo Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW);
- **n. 12** misurazioni dei microtremiti ambientali Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr).

La maggior parte delle indagini che hanno consentito la modellazione del sottosuolo proviene dall'archivio interno di Synthesis S.r.l. Si tratta per lo più di prove penetrometriche statiche a punta meccanica e a punta elettrica con piezocono, eseguite nel corso di pregresse campagne geognostiche. Le penetrometrie in media hanno raggiunto profondità comprese tra 15-30. m da piano campagna. Per quanto riguarda i sondaggi e pozzi per acqua la profondità è in genere compresa tra 30-40 m e 60-70 m da p.c.

La profondità raggiunta nel complesso dalle prove è ampiamente sufficiente per individuare e descrivere gli orizzonti potenzialmente suscettibili di instabilità, nello specifico terreni suscettibili di densificazione (terreni fini-coesivi) o liquefazione (terreni granulari-incoerenti).

In merito alle indagini geofisiche, nella campagna 2017 sono stati eseguiti n. 1 prova SCPTU e n.1 misure a stazione singola HVSr.

 Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesisr.com – info@synthesisr.com	STUDIO DI MICORONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	---	-------------------------------------

8.2 Carta geologico-tecnica

Questo elaborato cartografico contiene informazioni relative alle litologie prevalenti in superficie (primi 5 m circa da p.c.) e ai principali elementi geomorfologici direttamente affioranti o prossimi al piano campagna. Questi elementi, che riguardano il volume di terreno generalmente interessato dalle strutture fondali di manufatti e strutture in genere, sono particolarmente significativi ai fini dell'analisi della pericolosità sismica locale.

Per l'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia, nei primi 5 m circa da piano campagna, si rilevano in larga parte depositi olocenici di piana deltizia in ambiente di palude costituiti prevalentemente da argille organiche e limi organici a elevata plasticità (OH); essi presentano in media un grado di consistenza soffice e molto soffice (coesione non drenata $C_u < 70$ KPa in media). Lo spessore delle torbe può essere di diversi metri.

In misura nettamente subordinata, una piccola porzione di territorio comunale è interessata da altri depositi superficiali di natura prevalentemente sabbiosa, sabbioso-limosa e limoso-sabbiosa. Si tratta di depositi di canale, argine, barra e tracimazione, sempre in ambiente di piana deltizia ma di area distributrice. Le sabbie contengono percentuali variabili di limo, sono in genere medio fini e finissime e presentano uno scarso grado di addensamento con valori di resistenza alla punta in genere di poco superiori a $R_p > 50$ Kg/cm² (comunque sempre < 100 Kg/cm²).

Si tenga presente che, sebbene il numero di prove analizzato ai fini del presente studio sia cospicuo, la copertura del territorio non è stata certamente totale. Inoltre, se si considera l'estrema variabilità e complessità di un ambiente deposizionale come quello di piana deltizia del fiume Po, si può facilmente intuire come sia possibile la presenza di altre zone a prevalenza sabbiosa che interrompono la continuità dei depositi fini argilloso limosi organici alla scala dell'intero territorio comunale.

8.2.1 SEZIONI LITOSTRATIGRAFICHE

Nella carta geologico-tecnica vi sono altri elementi di fondamentale importanza: **le tracce delle sezioni litostratigrafiche**. Si tratta di profili, riportati anch'essi in allegato, mostrandone l'assetto litostratigrafico del sottosuolo fino alla massima profondità esplorata. Le sezioni sono state tracciate cercando di seguire direzioni particolarmente significative e rappresentative. Le sezioni sono state ricostruite prevalentemente sulla base delle informazioni ottenute dalle numerosissime prove penetrometriche statiche. Le prove penetrometriche in questione hanno raggiunto la profondità massima di circa 30 m e si sono arrestate in corrispondenza delle sabbie pleistoceniche del Po (Unità C, si veda capitolo 5). L'Unità C rappresenta, quindi, il limite basale delle sezioni senza alcuna eccezione. Le sabbie pleistoceniche del Po sono in genere medio-grossolane, si caratterizzano per valori medi di resistenza alla punta $R_p \gg 50$ Kg/cm² e normalmente > 100 Kg/cm² e si identificano come depositi di riempimento canale in ambiente di piana alluvionale pleistocenica. I diversi corpi di alveo sono saldati lateralmente tra loro e per questo motivo possiedono una continuità areale di svariati chilometri.

Rimandando agli elaborati cartografici in allegato per una consultazione di dettaglio delle sezioni litostratigrafiche, si riportano di seguito le immagini delle sezioni di Jolanda di Savoia accompagnate da una loro descrizione e commento.



Figura 8.2.1-1: Immagine aerea da Google Earth – ubicazione delle linee di profilo a Jolanda di Savoia

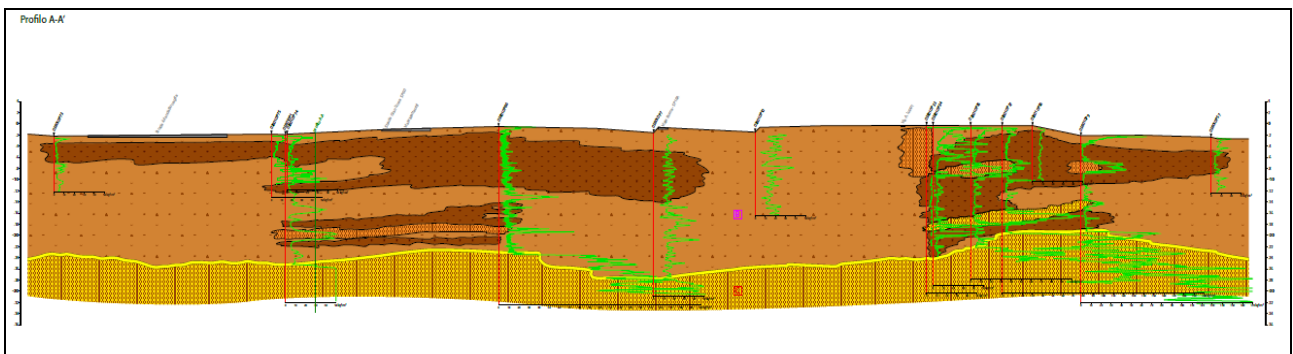


Figura 8.2.1-2: Sezione litostратigrafica AA' – Jolanda di Savoia

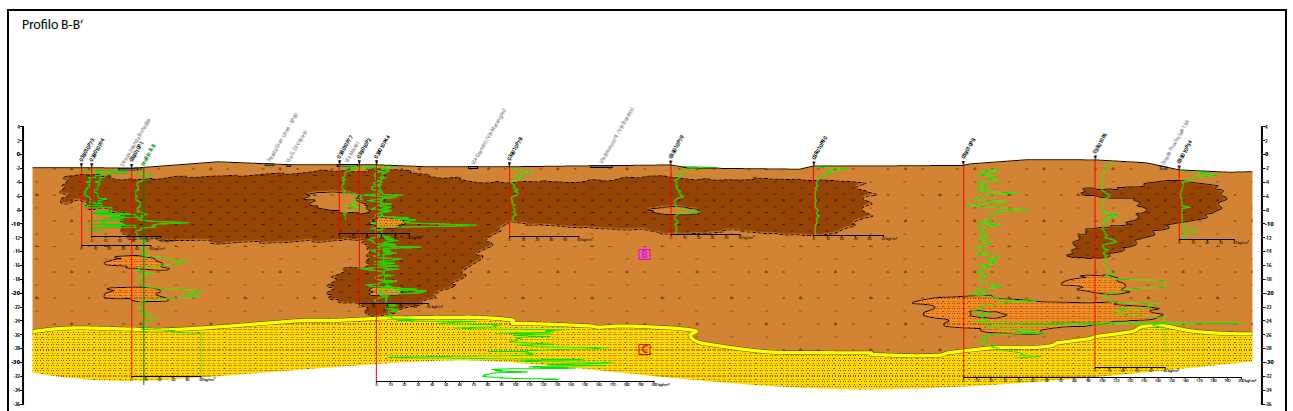


Figura 8.2.1-3: Sezione litostратigrafica BB' – Jolanda di Savoia

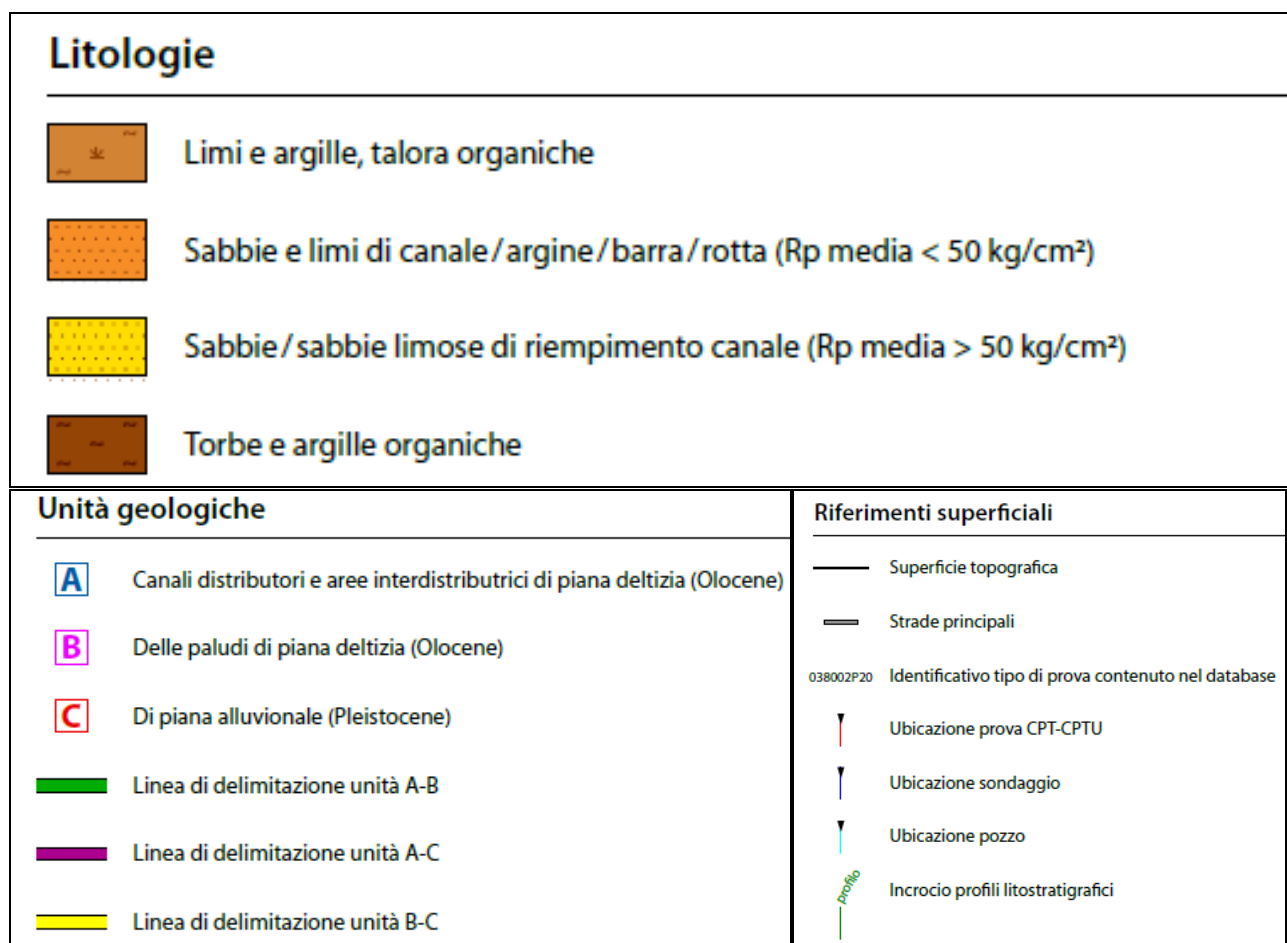


Figura 8.2.1-4: Legenda delle sezioni litostratigrafiche

Osservando il **profilo AA'**, si evince che i depositi ascrivibili all'**Unità B** (palude Olocenica in ambiente di piana deltizia) sono costituiti da depositi quasi esclusivamente fini, privi quasi del tutto di corpi sabbiosi intercalati, con abbondante e diffusa presenza di argille organiche e torbe molto soffici e compressibili che raggiungono spessori importanti, plurimetrici e decametrici.

Al disotto dell'Unità B, si individuano le sabbie pleistoceniche appartenenti all'**Unità C**, ovunque presenti lungo il profilo considerato, che rappresentano il limite inferiore del modello geologico di sottosuolo. Questo è un dato di importanza significativa dal punto di vista della risposta sismica locale sito-specifica. La profondità del tetto delle sabbie pleistoceniche è variabile tra circa -20 m s.l.m. e circa -25 m s.l.m. Le sabbie pleistoceniche hanno medio-alto grado di addensamento, valori di resistenza alla punta in genere sopra i 50-100 Kg/cm² e grande continuità laterale (diversi chilometri).

L'interfaccia di contrasto tra i depositi soprastanti, relativamente più soffici e le sabbie pleistoceniche, è responsabile dell'amplificazione stratigrafica registrata ovunque a circa 2 Hz. Questo dato è confermato in tutte le misure e le prove geofisiche effettuate.

Osservando il **profilo BB'** restano valide le considerazioni fatte sopra.



8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni

La carta contiene informazioni circa la frequenza e l'ampiezza dei picchi di amplificazione locale del moto del suolo per risonanza stratigrafica che caratterizzano l'area. E' una carta molto importante in quanto frutto di registrazioni dirette eseguite in sito. Le misure effettuate, i cui valori di picco sono riportati sulla carta, indicano a quali frequenze il moto del suolo subisce delle amplificazioni per effetto dell'assetto stratigrafico specifico del sottosuolo investigato e per effetto dei contrasti di rigidità relativi tra gli strati, o più in generale tra le unità, che lo compongono.

Come già ampiamente descritto nel capitolo 4, paragrafo 4.2, le frequenze a cui il moto sismico viene amplificato sono comprese in genere tra circa 1-2 Hz in tutta l'area comunale. La risonanza a circa 2 Hz è associata all'interfaccia di contrasto, posta intorno ai 20-25 m da p.c., che segna il contatto tra i depositi soffici/molto soffici dell'Unità B con i depositi decisamente più rigidi appartenenti all'Unità C.

Spostandosi verso frequenze più basse, intorno a 1 Hz o inferiori, si passa ad analizzare superfici di contrasto molto più profonde, la cui quota è stimabile intorno ad almeno 80-100 m da p.c. o inferiori.

In generale, se si vuole attribuire un valore medio rappresentativo dell'area, il picco del rapporto H/V è pressoché sempre > 3 (elevato), solo localmente $2 < \text{HVSR} < 3$ (moderato) e, solamente in un caso, è risultato $1.5 < \text{HVSR} < 2$ (basso). Il picco, prevalentemente elevato, deriva con tutta probabilità dal forte contrasto di rigidità esistente tra i depositi paludosi poco consistenti e le sabbie addensate del Po decisamente più rigide.

I risultati ottenuti e descritti saranno da confrontare con specifiche misure del periodo di vibrazione delle strutture (analisi del comportamento dinamico delle strutture) al fine di consentire il confronto tra le frequenze di vibrazione del terreno e quelle delle strutture con l'obiettivo di evitare o contenere il fenomeno di *doppia risonanza terreno-struttura*.

8.4 Carta delle aree suscettibili di effetti locali (Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica - MOPS)

Si tratta del documento cartografico fondamentale per il lavoro di microzonazione sismica in oggetto. Sulla base delle sezioni litostratigrafiche precedentemente illustrate e, più in generale grazie alle informazioni estrapolate dalle numerose indagini, è stato possibile suddividere il sottosuolo in alcune *Zone*, al loro interno sostanzialmente omogenee in termini di spessore e tipologia dei depositi. Questo lavoro, svolto alla scala dell'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia e fino alla massima profondità investigata pari a circa 30 m (limite inferiore del modello geologico proposto rappresentato dalle sabbie pleistoceniche dell'Unità C), ha permesso di distinguere tra loro diversi settori in grado di influenzare in modo differente il moto sismico in superficie.

Per il comune di Jolanda di Savoia:

- **ZONA 1:** caratterizzata dalla presenza di argilla/limo argilloso (terreni instabili per densificazione) e sabbia (terreni instabili per liquefazione);
- **ZONA 2:** caratterizzata dalla presenza di torbe e argille organiche (terreni instabili per densificazione) e sabbia (terreni instabili per liquefazione);
- **ZONA 3:** caratterizzata dalla presenza di argilla/limo argilloso (terreni instabili per potenziale densificazione), torba/argille organiche (terreni instabili per potenziale densificazione) e sabbia (terreni instabili per liquefazione);
- **ZONA 4:** caratterizzata dalla presenza unicamente di argilla/limo argilloso (terreni instabili per potenziale densificazione);
- **ZONA 5:** caratterizzata dalla presenza di argilla/limo argilloso (terreni instabili per potenziale densificazione) e torba (terreni instabili per potenziale densificazione).



Tutte le zone individuate e distinte sono da considerarsi suscettibili di amplificazione stratigrafica del moto sismico. Trascurando gli effetti topografici, trattandosi di aree pianeggianti, i terreni presenti nei primi 20-30 m, per le loro stesse caratteristiche di rigidità, natura litologica e assetto stratigrafico, sono in grado di modificare il moto sismico proveniente dal bedrock, in termini di frequenza, durata e ampiezza, amplificandone gli effetti di scuotimento in superficie. I fattori di amplificazione specifici per il comune di Jolanda di Savoia saranno illustrati nei paragrafi successivi.

Più in dettaglio, dalla carta delle aree suscettibili di effetti locali (MOPS), si vede come il territorio comunale sia classificato prevalentemente in **ZONA 5**, con presenza a differenti profondità o tramite contatto laterale sia di argille/limi argillosi sia di torbe e argille ad elevato contenuto organico.

Le altre zone individuate (**ZONA 1-2-3-4**) sono presenti solo a livello locale e sono prive di continuità laterale.

La Zona 5, in particolare, insieme alle altre zone individuate (ZONA 1-2-3-4), si caratterizza per la presenza di terreni fini, coesivi, soffici e molto soffici caratterizzati da valori medi di resistenza a rottura in condizioni non drenate (breve termine) abbondantemente < 70 KPa, soprattutto in riferimento a materiali torbosi e argillosi organici. Resistenze medie inferiori a tale valore di soglia, come indicato nella DGR 2193/2015 nell'allegato A3 – Capitolo B – paragrafo B3, unitamente ai valori stimati di velocità delle onde di taglio S, in genere risultati < 180 m/s, indicano la predisposizione di tali depositi allo sviluppo di cedimenti potenzialmente rilevanti in caso di scuotimento indotto dall'azione ciclica e dinamica del sisma. Tale fenomeno, indicato con il termine di *densificazione* (abbassamento generalizzato del piano campagna), può causare effetti di danno rilevanti, soprattutto sulle costruzioni poggianti su fondazioni superficiali, poste a diretto contatto con gli strati superficiali e in genere più soffici, sollecitati dall'azione sismica.

Le zone indicate come *instabili per cedimenti differenziali (densificazione)*, dovranno essere oggetto di analisi con III° livello di approfondimento al fine di stimare, a livello indicativo e di ordine di grandezza, il cedimento indotto dal sisma a carico della frazione coesiva fine (argilla e limi argillosi dell'Unità A). In particolare si raccomanda l'esecuzione di:

- prelievo di un numero adeguato e rappresentativo di campioni di terreno indisturbati, specie nei primi 5-10 m da p.c., con particolare riguardo alle zone caratterizzate dai sedimenti più fini, a maggiore contenuto argilloso e/o torboso e a minore consistenza;
- prove di laboratorio geotecnico da eseguire sui campioni prelevati, per determinare in via preliminare il grado di plasticità dei terreni e successivamente, qualora sia necessario (IP > 30%), per eseguire prove di compressibilità degli stessi al fine di ricavare i parametri necessari ad una stima plausibile del cedimento atteso; ai fini dell'analisi si sconsiglia l'utilizzo dei parametri di compressibilità derivati da prove penetrometriche.

Limitatamente alle **ZONA 1, ZONA 2 e ZONA 3** si riscontra la presenza anche di depositi incoerenti-granulari nei primi 20-25 m da p.c., quali sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi, con scarso grado di addensamento e sotto falda. Si tratta di zone soggette a instabilità per potenziale occorrenza della liquefazione. L'intero territorio comunale di Jolanda di Savoia, come già descritto in dettaglio nel capitolo 2, paragrafo 2.3, presenta valori di accelerazione orizzontale di base a_{refg} che si attestano su valori compresi tra 0.0751 g (area a nord dell'abitato di Jolanda di Savoia) e 0.0879 g (area a sud dell'abitato di Jolanda di Savoia). Questi valori di base, se moltiplicati per il fattore di amplificazione stratigrafica F.A. caratteristico del settore in esame (F.A. = 1.3 – ALLEGATO A2 – TABELLE A2.1.2 – AMBIENTE DI PIANURA 3 – DGR 2193/2015; si vedano paragrafi successivi), superano seppure di poco il valore limite fissato a 0.1 g come indicato nella DGR2193/2015 al punto 2 del paragrafo 1 – Allegato A3.

Per tali depositi sabbiosi sono necessari studi con approfondimento di III° livello al fine di stimare a scala dell'intero territorio comunale l'Indice del Potenziale Liquefazione I_L come prescritto dalla normativa di riferimento. Sempre in riferimento ai depositi sabbiosi saturi dei primi 20 m da p.c. sarà opportuno

 Synthesis s.r.l. Piazza del Popolo civ. 13 – int. 5 44034 – Copparo – Fe Tel. 0532 860546 – Fax 0532 385035 www.synthesisr.com – info@synthesisr.com	STUDIO DI MICORZONAZIONE SISMICA DI II° LIVELLO Relazione Illustrativa	RIF. 142/16-ES-REV00 DEL 06/2017
--	--	-------------------------------------

fornire anche una stima indicativa del cedimento indotto dall'azione sismica sui depositi granulari-incoerenti.

Per un'analisi ottimale mediante III° livello di approfondimento si raccomanda quanto segue:

- fornire stime dell'Indice del Potenziale Liquefazione sulla base esclusivamente di prove penetrometriche statiche a punta elettrica con piezocono (CPTU), spinte fino a 20 m da p.c.; laddove vi sia carenza di dati (poche indagini pregresse) sarà opportuno realizzare nuove verticali di esplorazione (in via preliminare, laddove possibile, si possono prelevare un numero significativo di campioni lungo ciascuna verticale d'indagine, all'interno degli orizzonti sabbiosi, al fine di eseguire analisi granulometriche per eventuale omissione della verifica a liquefazione come previsto nel paragrafo A1 – AllegatoA3);
- lungo ciascuna verticale esplorata fornire una stima dei cedimenti indotti dall'azione sismica a carico della frazione sabbiosa, sulla base dei dati ottenuti da prove CPTU;
- valori di accelerazione massima orizzontale a_{max} dovranno essere stimati mediante analisi di risposta sismica locale con approccio non semplificato; il valore di a_{max} rappresentativo per l'area dovrà essere utilizzato per le verifiche a liquefazione e del cedimento indotto di cui ai punti precedenti; per una più accurata modellazione del sottosuolo in termini di V_s e spessore sismostrati, è consigliabile realizzare altri profili sismici in onde di superficie e/o prove sismiche in foro (es: SCPTU) e misure del microtremore ambientale (HVSr);
- per condurre un'analisi di risposta sismica locale il più accurata possibile, si raccomanda l'esecuzione di prove di taglio ciclico per la determinazione delle curve degrado/smorzamento specifiche dei litotipi presenti nell'area; in particolare occorrerà almeno una prova ciclica sul litotipo argilloso/limoso-argilloso, una sul litotipo sabbioso e una sul litotipo francamente torboso (argilla organica).

Tutte le eventuali indagini di nuova realizzazione dovranno essere realizzate preferibilmente laddove sono presenti edifici sensibili (es: scuole, edifici pubblici e/o strategici ai fini della protezione civile) o dove sono previste nuove espansioni urbanistiche.

Infine, per quanto riguarda il substrato rigido di riferimento (bedrock sismico caratterizzato da $V_s = 800$ m/s), è da considerarsi sicuramente molto profondo con quote ipotizzabili di almeno -200 m, -300 m riferite al livello del mare (si veda per maggiori dettagli il paragrafo 8.6)

8.5 Carta delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

La carta illustra e riporta i valori stimati di V_{s30} , ovvero la media ponderata di velocità delle onde di taglio S nei primi 30 m da p.c.

La stima è stata eseguita mediante:

- n. 4 profili in array con tecnica MASW;
- n.2 prove penetrometriche statiche a punta elettrica e cono sismico (SCPTU).

La tabella riportata nella pagina seguente riepiloga i risultati ottenuti.

TABELLA 8.5-1: VALORI DI VS30 STIMATI PER L'AREA COMUNALE DI JOLANDA DI SAVOIA MEDIANTE PROFILI SISMICI IN ONDE DI SUPERFICIE

SITO	TIPOLOGIA DI INDAGINE	VS30 M/S	COMMENTI
Jolanda di Savoia	038010L1 MASW1	120 m/s	Rigidezza dei terreni molto soffice
Jolanda di Savoia	038010L1 MASW2	137 m/s	Rigidezza dei terreni molto soffice
Jolanda di Savoia	038010L3 MASW3	162 m/s	Rigidezza dei terreni soffice
Jolanda di Savoia	038010L4MASW4	132 m/s	Rigidezza dei terreni molto soffice
Jolanda di Savoia	038010P9SCPTU9	160 m/s	Rigidezza dei terreni molto soffice
Jolanda di Savoia	038010P86SCPTU86	130 m/s	Rigidezza dei terreni molto soffice

Come già più volte descritto, anche i valori di velocità delle onde S testimoniano e confermano la presenza nel complesso di terreni a scarsa rigidezza, soffici e molto soffici, caratterizzati da valori medi di Vs decisamente < 180 m/s in particolare nei primi 20-25 m di profondità da p.c. (UNITA' B). Al di sotto di tale quota, le sabbie pleistoceniche mostrano decisi innalzamenti dei valori di velocità Vs (UNITA' C).

8.6 Carta dei fattori di amplificazione

In questo elaborato cartografico si riportano i valori dei fattori di amplificazione F.A. del moto sismico espressi sia in termini di rapporto PGA/PGA_0 (rapporto tra l'accelerazione massima orizzontale in superficie e al bedrock) sia in termini di rapporto di Intensità di Housner SI/SI_0 per diversi periodi spettrali ($SI_1 = 0.1-0.5$ s; $SI_2 = 0.5-1.0$ S). Si ricorda che l'accelerazione massima orizzontale (PGA) corrisponde all'ordinata spettrale a $t=0$ dello spettro di risposta elastico in accelerazione delle componenti orizzontali, mentre l'Intensità di Housner è misurata sullo spettro di risposta in pseudo velocità (integrale nel periodo di riferimento).

La scelta dei fattori di amplificazione si è basata sull'analisi del contesto geologico di grande scala e sulla base dei dati provenienti dalle indagini geotecniche e geofisiche nel loro complesso. Da un lato, il settore di pianura padana fluvio-deltizia in esame è caratterizzato da coperture sedimentarie molto potenti, con spessori dell'ordine di alcune centinaia di metri (non meno di 200-300 m) che ricoprono il substrato marino plio-pleistocenico. Ipotizzando che valori di $V_s = 800$ m/s, indicativi di un substrato rigido orizzontale di base (suolo di tipo A come da NTC 2008) si rilevino a profondità non inferiori a 300 m, ne consegue che la tabella di riferimento per la stima dei fattori di amplificazione dell'area in esame sia quella relativa all'ambiente di **PIANURA 3** (ALLEGATO A2 – TABELLE A.2.1.2).

Di seguito si riporta la descrizione dell'ambiente in questione e i relativi fattori amplificativi.

PIANURA 3: settore di pianura caratterizzato da elevati spessori di sedimenti prevalentemente fini e poco consolidati, alternanze di limi, argille e sabbie di ambiente alluvionale e transizionale, con substrato rigido a profondità non inferiori a 300 m da p.c.;

$V_{s30}(m/s) \rightarrow$	150	200	250	300	350	400
F.A. PGA	1.3	1.3	1.3			
F.A. SI1	1.5	1.5	1.5			
F.A. SI2	2.3	2.3	2.2			
F.A. SI3	2.6	2.6	2.4			

Pianura 3. Tabella dei Fattori di Amplificazione PGA, SI1, SI2 e SI3.

Figura 8.6-1: Fattori di amplificazione caratteristici del territorio comunale di Jolanda di Savoia

Per il comune di Jolanda di Savoia, sulla base delle stime delle V_{s30} (m/s) riportate e descritte nel paragrafo precedente, si deve considerare come rappresentativa la prima colonna di valori associati a $V_{s30} = 150$ m/s.

Come si può vedere, il valore di F.A. PGA, che esprime l'amplificazione stratigrafica a partire dalla pericolosità sismica di base espressa in termini di a_{refg} (che si ricorda essere compresa tra 0.0751 g (area a nord) e 0.0879 g (area a sud)), presenta valori piuttosto contenuti (1.3) a testimonianza di una pericolosità sismica locale nel complesso modesta.

9. CONFRONTO CON LA DISTRIBUZIONE DI DANNI PER EVENTI PASSATI

Non sono a disposizione dati relativi a danni per eventi passati.

10. BIBLIOGRAFIA

Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica; DGR 2193/2015 – ; Regione Emilia-Romagna

F. Brammerini, G. di Pasquale, G. Naso, M. Severino, 2008. Protezione Nazionale Civile. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica;

M. Bondesan. L'area deltizia Padana: caratteri geografici e geomorfologici.

Regione Emilia-Romagna, Provincia di Ferrara, Università degli studi di Ferrara 2007. Riserve idriche sotterranee della Provincia di Ferrara.

Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna

Database Macrosismico dei Terremoti Italiani (DBMI15) e Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Cartografia:

- Edizioni S.E.L.C.A. 1997, Carta Geomorfologica della Pianura Padana
- Edizione 1999 – Carta Geologica di Pianura dell'Emilia-Romagna
- Edizioni S.E.L.C.A. 2004. Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna

11. ALLEGATI

- Carta delle indagini in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta geologico-tecnica in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta delle frequenze naturali dei terreni in scala 1:10000 (carta unica)
- Carta degli effetti locali (MOPS) in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta delle velocità delle onde di taglio S (Vs) in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta dei fattori di amplificazione "Accelerazione massima orizzontale PGA/PGA₀" in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta dei fattori di amplificazione "Intensità di Housner SI/SI₀ F.A. 0.1-0.5 s" in scala 1:5000 (carta unica)
- Carta dei fattori di amplificazione "Intensità di Housner SI/SI₀ F.A. 0.5-1.0 s" in scala 1:5000 (carta unica)