

Relazione geologica

Microzonazione Sismica 3° livello Comune di Finale Emilia




committente

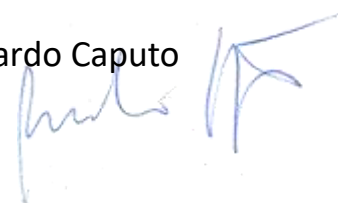


**Comune di
Finale Emilia**

Dott.ssa Dimitra Rapti
(iscr. OGER n. 1426)



Prof. Riccardo Caputo



luglio 2020

(versione 2)

INDICE

1	Introduzione	3
1.1	Criteri di realizzazione dello studio e riferimenti normativi	3
1.2	Lo studio di microzonazione sismica.....	4
1.3	Elaborati prodotti	5
2	Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento	7
2.1	Sismicità storica	8
2.1.1	La sequenza del 2012	11
2.2	Sorgenti sismogeniche	16
3	Assetto geologico e geomorfologico dell'area	18
3.1	Assetto strutturale	18
3.1.1	Subsidenza regionale.....	26
3.2	Contesto geomorfologico	27
3.3	Contesto geologico e stratigrafico	32
4	Dati geognostici e geofisici	34
4.1	Indagini di repertorio	34
4.2	Indagini eseguite per la microzonazione sismica	36
4.2.1	Prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU)	36
4.2.2	Misure di microtremore a stazione singola (HVSR).....	38
5	Modello del sottosuolo	40
5.1	Substrato.....	43
5.2	Terreni di copertura.....	44
5.2.1	Quaternario Marino	44
5.2.2	Quaternario continentale (Supersistema Emiliano-Romagnolo).....	45
5.2.3	Considerazioni conclusive	47
6	Interpretazioni e incertezze	48
6.1	Frequenza naturale dei terreni (f_0)	48
6.2	Substrato rigido	49
6.3	Terreni suscettibili di liquefazione.....	52
7	Metodologie di elaborazione e risultati	53
7.1	Zone suscettibili di amplificazioni locali.....	54
7.1.1	Risposta sismica locale con modellazioni numeriche.....	54
7.2	Zone instabili soggette a liquefazione	66
7.2.1	Verifiche del potenziale di liquefazione	67
8	Elaborati cartografici	72
8.1	Carta delle indagini (Tavola 1)	73
8.2	Carta Geologico Tecnica microzonazione sismica (Tavola 2).....	73
8.2.1	Elementi geologici ed idrogeologici.....	74
8.2.2	Terreni di copertura	74
8.3	Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3)	75
8.4	Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (Tavola 4)	76
8.5	Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5)	79
8.6	Carte di microzonazione sismica (Tavole 6, 7, 8 e 9)	80
9	Commenti finali e criticità	83
9.1	Sintesi dei risultati della microzonazione sismica.....	83
10	Bibliografia	86
11	Allegati	92

<i>Coordinamento dello studio di Microzonazione Sismica:</i>	prof. Riccardo Caputo
<i>Redazione della relazione:</i>	prof. Riccardo Caputo dott. Gabriele Tarabusi dott.ssa Dimitra Rapti
<i>Creazione geodatabase dei dati geologici e geotecnici:</i>	prof. Riccardo Caputo dott. Pietro Boschini
<i>Elaborazione tavole cartografiche:</i>	prof. Riccardo Caputo dott.ssa Dimitra Rapti dott. Pietro Boschini
<i>Elaborazione dei dati stratigrafici:</i>	prof. Riccardo Caputo dott. Gabriele Tarabusi dott.ssa Dimitra Rapti
<i>Esecuzione ed elaborazione indagini geognostiche:</i>	Geostudio Calzolari (MN) SOCOTEC Italia (FE)
<i>Esecuzione ed elaborazione misure HVSR:</i>	prof. Riccardo Caputo dott. Gabriele Tarabusi

1. Introduzione

A seguito della sequenza sismica emiliana del maggio 2012, la Regione Emilia-Romagna, attraverso l'Ordinanza 70/2012, ha realizzato studi di microzonazione sismica negli ambiti urbanizzati e suscettibili di urbanizzazione dei 17 Comuni dell'area epicentrale (Martelli *et al.*, 2013).

Con DGR n° 17050 del 02/11/2016 della Regione Emilia-Romagna sono stati attribuiti al Comune di Finale Emilia i contributi (di cui all'OCDPC 293/2015) per la realizzazione del presente studio di microzonazione sismica di terzo livello e analisi della Condizione Limite per l'Emergenza (C.L.E.).

Con determina n. 857 del 11/12/2019, l'Amministrazione Comunale di Finale Emilia, ha incaricato la *New Energies And environment – NEA S.r.l.* di eseguire lo studio di "microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza (terzo livello di approfondimento) relativo al territorio del Comune di Finale Emilia".

1.1. Criteri di realizzazione dello studio e riferimenti normativi

Lo studio di microzonazione sismica di terzo livello del Comune di Finale Emilia è stato redatto sulla base delle indicazioni contenute nella Delibera di Giunta della Regione Emilia-Romagna 2188/2016 dal titolo "Approvazione dei criteri, delle linee guida e delle indicazioni tecniche e procedurali per la presentazione dei progetti e l'attribuzione dei contributi per la realizzazione di interventi di riduzione del rischio sismico in edifici pubblici strategici e rilevanti, in edifici privati e per studi di microzonazione sismica" e con specifico riferimento ai criteri e alle specifiche tecniche riportati nella DGR n. 630 del 29/04/2019.

Per quanto non specificato nei suddetti documenti, i riferimenti tecnici per la realizzazione dello studio e per l'elaborazione e la redazione delle tavole cartografiche sono rappresentati dai seguenti testi:

- "Microzonazione sismica - Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.1", redatto dalla Commissione tecnica per la microzonazione sismica (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2018), da qui in avanti "Standard MS 4.1";

- “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica”, approvato dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome (Gruppo di lavoro MS, 2008) e successive modifiche e integrazioni (AA.VV., 2011), da qui in avanti “ICMS”.

Nella redazione dello studio si è fatto ulteriore riferimento alle seguenti norme:

- Delibera di Giunta Regionale D.G.R. n. 2193/2015 “Atto di coordinamento tecnico per gli studi di microzonazione sismica per la pianificazione territoriale e urbanistica”;
- Delibera di Giunta Regionale D.G.R. n. 630/2018 “Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica”;
- L.R. n. 19 del 30 ottobre 2008 “Norme per la riduzione del Rischio Sismico” (L.R. 19/2008);
- D.M. del 14 gennaio 2008 “Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni” (NTC, 2008);
- Ordinanza n. 70 del 16 ottobre 2014 del Commissario Delegato Regione Emilia-Romagna “Approvazione programma per gli studi di microzonazione sismica” e relativi elaborati prodotti.

1.2. Lo studio di microzonazione sismica

Come noto le caratteristiche geologiche e geomorfologiche locali possono determinare alterazioni nel moto sismico in superficie ed effetti di instabilità, come frane, liquefazioni o cedimenti eventualmente innescati in caso di sisma. La finalità principale di questo specifico studio è rappresentata dalla creazione di uno strumento per la suddivisione del territorio indagato in aree omogenee, sia sulla base della risposta sismica dei terreni, sia per quanto concerne i possibili effetti locali indotti dallo scuotimento; in particolare, lo studio di terzo livello ha come finalità l’analisi dell’effettivo grado di pericolosità sismica delle aree riconosciute come instabili e/o potenzialmente instabili. Nel presente contesto ciò si ottiene mediante valutazione approfondita della risposta sismica locale, in termini di amplificazione attesa e stima degli indici di rischio legati alle aree soggette a liquefazione e densificazione.

Gli studi di microzonazione sismica si pongono quindi come strumenti fondamentali per la prevenzione e la riduzione del rischio sismico, fornendo elementi capaci di indirizzare le scelte di pianificazione urbanistica verso zone a minore pericolosità e orientare gli interventi di mitigazione in

aree a rischio instabilità, fornendo anche utili indicazioni preliminari per la progettazione. Secondo gli indirizzi regionali (D.G.R. 2193/2015) tali studi, necessari per la redazione e l'approvazione degli strumenti di pianificazione urbanistica comunale (L.R. 19/2008), devono interessare le aree urbanizzate e quelle potenzialmente sottoposte a trasformazioni urbanistiche, comprese le porzioni delle reti infrastrutturali principali.

Gli ambiti interessati dal presente studio di microzonazione sismica di terzo livello sono quelli individuati secondo i criteri sopra indicati dal PSC del Comune di Finale Emilia, con l'aggiunta di un'area buffer di raggio variabile tra i 50 e i 100 m.

1.3. Elaborati prodotti

Gli elaborati di riferimento dello studio di microzonazione sismica sono rappresentati dalle tavole cartografiche di sintesi e dagli archivi digitali contenenti i dati informatizzati ad esse associate.

La relazione illustrativa rappresenta, invece, il documento tecnico che accompagna gli elaborati cartografici; essa illustra i criteri adottati per lo studio, descrive le metodologie d'analisi dei dati ed i risultati del percorso di microzonazione, oltre ad inquadrare il territorio nel contesto geologico e sismotettonico regionale.

Nel complesso il presente studio di microzonazione sismica è costituito da:

- 17 Tavole cartografiche, compiutamente descritte al capitolo 8;
- 2 Sezioni geologiche (Allegato 1);
- archivi digitali dei dati informatizzati;
- relazione illustrativa;
- rapporti di prova delle indagini di nuova esecuzione (Allegato 2).

Tutti gli elaborati sono stati realizzati in conformità con quanto indicato nell'Allegato A2 del D.G.R. 2188/2016 dal titolo "Criteri per la realizzazione degli studi di microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza, di cui all'Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 344/2016 e Decreto del Capo Dipartimento della Protezione Civile del 21 giugno 2016".

Tali specifiche rimandano sostanzialmente alle linee guida emanate dal Dipartimento della Protezione Civile dal titolo “Microzonazione sismica - Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.1b” (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015), che dettagliano ogni aspetto legato a tali studi. L’obbligo di attenersi in maniera rigorosa ai suddetti standard ha vincolato lo studio di microzonazione sia a livello di organizzazione della relazione illustrativa, in tema di contenuti, titoli ed ordine dei capitoli trattati, sia a livello cartografico, in merito a numerazioni, tematismi, *layout*, legende e *font* utilizzati nelle diverse tipologie di elaborati prodotti.

2. Definizione della pericolosità di base e degli eventi di riferimento

La sismicità di un territorio è strettamente connessa al contesto geodinamico e tettonico, quindi alla presenza di strutture geologicamente attive. Alla base di ogni stima della pericolosità sismica vi è l'indispensabile conoscenza della storia sismica e della geologia strutturale locale, fattori strettamente connessi tra loro. Per realizzare l'inquadramento sismotettonico di questo studio sono stati utilizzati database pubblici sviluppati da diversi enti e gruppi di ricerca. In particolare, per l'analisi della sismicità storica e strumentale dell'area in oggetto di indagine sono stati utilizzati:

- il CPTI15 - Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani versione 2015 (Rovida *et al.*, 2016; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>), che raccoglie dati parametrici omogenei, sia macrosismici, sia strumentali, relativi ai terremoti con intensità massima ≥ 5 o magnitudo ≥ 4.0 d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2014;
- il DBMI15 - Database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI15 (Locati *et al.*, 2016; <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/>), che fornisce un set omogeneo di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti relativo ai terremoti con intensità massima ≥ 5 e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2014;
- il DISS versione 3.2.1 - *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS Working Group, 2018; <http://diss.rm.ingv.it>), che contiene informazioni relative a sorgenti individuali e composite in grado di generare terremoti di magnitudo pari a 5.5 o superiore. Le sorgenti sono rappresentate in pianta in modo semplificato tramite segmenti o aree georeferenziate che indicano rispettivamente singole faglie (sorgenti individuali) o regioni contenenti faglie (sorgenti composite). Per ognuna delle sorgenti il database contiene informazioni che consentono la ricostruzione tridimensionale della struttura sismogenica;
- il Database ISIDe (ISIDe Working Group 2016; <http://cnt.rm.ingv.it/iside>), che contiene tutti gli eventi registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale relativi al periodo dal 1985 ad oggi;
- il CFTI5Med - Catalogo dei Forti Terremoti in Italia e in area mediterranea (Guidoboni *et al.*, 2018; <http://storing.ingv.it/cfti/cfti5/>), che riporta, per numerose località, i risentimenti di circa 300 tra i più forti terremoti storici italiani, e fornisce informazioni sul contesto storico,

sociale e demografico in cui gli eventi si sono prodotti. Nel catalogo sono anche presenti dati relativi ad effetti locali sismoindotti (fagliazione superficiale, frane, maremoti, ecc.) e danni ai centri storici e ai beni monumentali;

- la Mappa di Pericolosità Sismica Nazionale (Gruppo di lavoro MPS, 2004; <http://esse1.mi.ingv.it/>), che definisce una “pericolosità di base” su un reticolo di punti di riferimento. Ai punti del reticolo sono attribuiti, per nove differenti periodi di ritorno del terremoto atteso, i valori di a_g (accelerazione orizzontale massima del suolo) e dei principali “parametri spettrali” riferiti all’accelerazione orizzontale, da utilizzare per il calcolo dell’azione sismica;
- la Zonazione Sismogenica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004; <http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>), che individua sul territorio italiano 42 macrozone-sorgente e che ha rappresentato il riferimento per i calcoli di pericolosità sismica di base a scala nazionale.

2.1. Sismicità storica

La ricostruzione della sismicità storica del Comune di Finale Emilia è stata effettuata basandosi innanzitutto sull’analisi del Database Macrosismico Italiano - DBMI15 (Locati et al., 2016), il quale consente la consultazione online dei dati macrosismici di tutte quelle località a cui sono associate osservazioni di danno riferibili ad almeno 3 eventi sismici nella finestra temporale 1000-2014.

Nel Database Macrosismico Italiano – DBMI15 (Locati et al., 2015) sono riportati ben 44 risentimenti sismici registrati a Finale Emilia (Tabella 2-1). Per ciascun terremoto sono riportati il valore di intensità macrosismica (IMCS) avvertito a Finale Emilia (*Intensity*) e la data dell'evento nel formato "anno, mese, giorno, ora, minuti, secondi". A seguire sono riportate informazioni relative all'evento quali l'area epicentrale, il numero di registrazioni presenti nel catalogo per il determinato evento (NMDP), l'intensità massima epicentrale (I_0) e la magnitudo momento equivalente (M_w) ricavata da apposite relazioni empiriche. Tutti i valori di intensità sono espressi in accordo con la scala Mercalli-Cancani-Sieberg (Sieberg, 1930), come riportato in Tabella 2-2.

In Figura 2-1 sono inoltre riportati in formato grafico, in un diagramma cronologico, gli eventi elencati in Tabella 2-1. Dall'analisi della sismicità storica, si può vedere che l'intensità macrosismica verificatasi durante l'evento sismico del 2012 pari a VII MCS non rappresenta il valore di massimo risentimento per Finale Emilia che è stato pari al VII-VIII MCS in occasione del terremoto del 1639.

Intensity	Year Mo Da Ho Mi Se	Epicentral area	NMDP	Io	Mw
F	1505 01 03 02	Bolognese	31	8	5.62
5	1511 03 26 15 30	Friuli-Slovenia	120	9	6.32
6	1570 11 17 19 10	Ferrarese	58	7-8	5.44
7	1574 03 17 03 40	Finale Emilia	4	6	4.63
7-8	1639 04 06	Finale Emilia	1	7-8	5.33
3	1873 03 12 20 04	Appennino marchigiano	196	8	5.85
4	1873 06 29 03 58	Alpago Cansiglio	197	9-10	6.29
4-5	1875 03 17 23 51	Costa romagnola	144	8	5.74
3	1879 04 27 04 06	Appennino tosco-emiliano	20	7	5.03
F	1881 01 24 16 14	Bolognese	38	7	5.22
F	1881 02 14 09 00 30.00	Appennino bolognese	21	6	4.77
3	1887 02 23 05 21 50.00	Liguria occidentale	1511	9	6.27
3	1898 01 16 13 10	Romagna settentrionale	110	6	4.59
4	1898 03 04 21 05	Parmense	313	7-8	5.37
3	1898 03 09 11 43	Romagna settentrionale	68	6	4.59
NF	1904 11 17 05 02	Pistoiese	204	7	5.1
5-6	1908 06 28 03 19	Finale Emilia	11	4-5	3.93
4-5	1910 03 22 23 29	Bassa modenese	15	5	4.16
NF	1912 09 12 21 15	Carpi	13	4	3.76
6	1914 10 27 09 22	Lucchesia	660	7	5.63
2	1916 08 16 07 06 14.00	Riminese	257	8	5.82
4	1919 06 29 15 06 13.00	Mugello	565	10	6.38
4-5	1920 09 07 05 55 40.00	Garfagnana	750	10	6.53
3	1922 05 24 21 17 25.00	Ferrarese	7	4	3.7
3	1926 01 01 18 04 03.00	Carniola interna	63	7-8	5.72
NF	1950 09 05 04 08	Gran Sasso	386	8	5.69
NF	1957 08 27 11 54	Appennino modenese	58	5	4.73
5-6	1963 04 05 13 49 42.00	Finale Emilia	6	4-5	3.93
NF	1965 11 09 15 35	Appennino reggiano	32	5	4.17
4-5	1970 11 02 08 42 12.00	Bassa modenese	3	4-5	3.93
5	1978 12 25 22 53 41.00	Bassa modenese	28	5	4.39
4-5	1983 11 09 16 29 52.00	Parmense	850	6-7	5.04
6	1986 12 06 17 07 19.77	Ferrarese	604	6	4.43
4	1987 04 24 02 30 27.04	Reggiano	54	6	4.64
5	1987 05 02 20 43 53.32	Reggiano	802	6	4.71
5	1987 05 08 11 10 27.88	Bassa modenese	24	6	4.44
4	1987 07 11 01 46 52.02	Bassa Bolognese	15	5	4.2
4-5	1988 03 15 12 03 16.17	Reggiano	160	6	4.57
4-5	1996 10 15 09 55 59.95	Pianura emiliana	135	7	5.38
3-4	2000 06 18 07 42 07.68	Pianura emiliana	304	5-6	4.4
NF	2002 11 13 10 48 03.19	Franciacorta	768	5	4.21
4	2011 07 17 18 30 27.31	Pianura lombardo-veneta	73	5	4.79
7	2012 05 20 02 03 50.17	Pianura emiliana	53	7	6.09
7	2012 05 29 07 00 02.88	Pianura emiliana	87	7-8	5.9

Tabella 2-1: Record delle intensità osservate a Finale Emilia, tratte dal DBMI15 (Locati et al., 2015). Nella prime due colonne sono indicate l'intensità MCS registrata a Finale Emilia e la data dell'evento. A seguire, l'area epicentrale, il numero di record, l'intensità massima epicentrale e la magnitudo momento equivalente ricavata mediante relazioni empiriche.

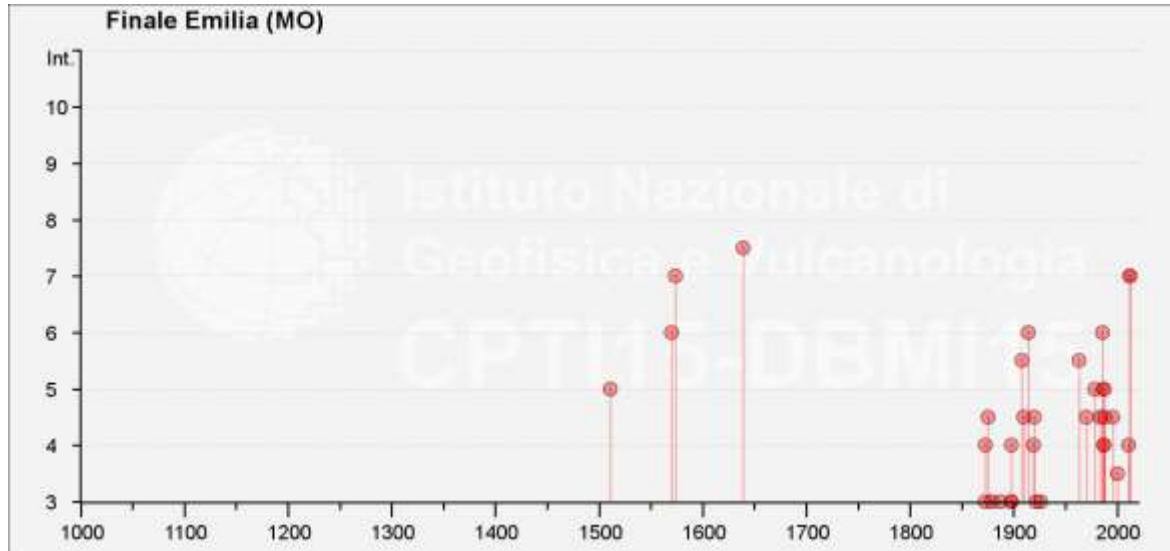


Figura 2-1: Valori di intensità macrosismica (MCS) registrati nel territorio di Finale Emilia dall'anno 1000 al 2014.

GRADO	SCOSSA	DESCRIZIONE DEGLI EFFETTI
IV	Moderata	Avvertita da molte persone, tremito di infissi e cristalli, leggere oscillazioni di oggetti appesi.
V	Piuttosto forte	Avvertita anche da persone addormentate, caduta di oggetti.
VI	Forte	Qualche leggera lesione negli edifici e finestre in frantumi.
VII	Molto forte	Caduta di fumaioli, lesioni negli edifici.
VIII	Rovinoso	Rovina parziale di qualche edificio; qualche vittima isolata.

Tabella 2-2: Stralcio sintetico della scala delle intensità macrosismiche Mercalli-Cancani-Sieberg (Sieberg, 1930).

Una rapidissima analisi statistica mostra che intensità pari o superiori a VII MCS (corrispondente a "scossa molto forte" nella scala; Tabella 2-2) si sono verificate a Finale Emilia ogni 120-130 anni, mentre intensità pari o superiori a VI MCS (corrispondente a "scossa forte") si sono verificate ogni 55-50 anni in media.

La Mappa di Pericolosità Sismica di riferimento (Gruppo di lavoro MPS, 2004) mostra, per l'area in esame, un'accelerazione massima attesa su suolo rigido compresa tra 0,125 - 0,175 g, con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (Figura 2-3).

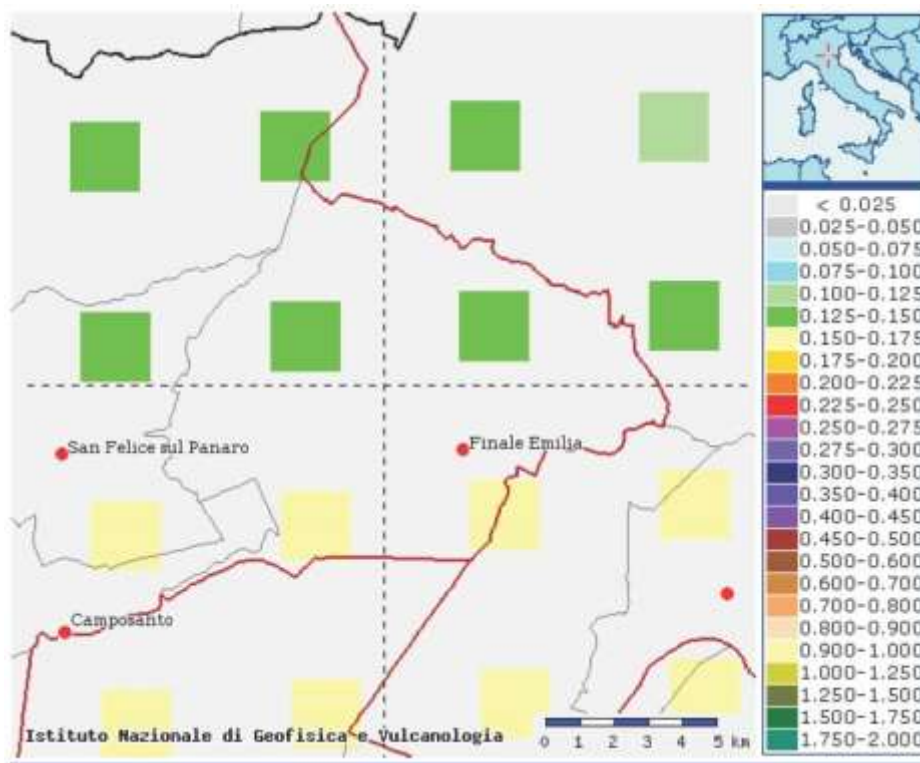


Figura 1-1: Mappa di Pericolosità Sismica di riferimento nell'intorno dell'area di studio.

2.1.1 La sequenza del 2012

Tra il maggio ed il giugno 2012 un'importante sequenza sismica ha interessato una vasta area della Bassa Pianura Padana, compresa tra le Province di Reggio Emilia, Modena, Mantova, Bologna e Ferrara.

La sequenza è stata caratterizzata da due scosse principali; la prima, di magnitudo locale M_L pari a 5.9 e magnitudo momento M_w pari a 6.1, si è verificata il 20 maggio alle 4:03 ora locale, con epicentro tra Finale Emilia e San Felice sul Panaro ($44^{\circ}51'50''$ N, $11^{\circ}14'31''$ E, profondità 6,3 km), mentre la seconda, di M_L pari a 5.8 e M_w pari a 5.9, è avvenuta il 29 maggio alle 9:00 ora locale con epicentro tra Mirandola e Medolla, ($44^{\circ}50'00''$ N, $11^{\circ}03'37''$ E, profondità 13,5 km) (Pondrelli *et al.*, 2012; Massa *et al.*, 2012; Figura 2-4).

Scosse successive hanno interessato un'area estesa oltre 50 km in direzione Est - Ovest; in particolare sono state registrate cinque repliche di $M_w \geq 5,0$, aventi epicentri distribuiti tra Novi di Modena e Vigarano Mainarda (Figura 2-4), ed oltre 3.700 scosse di $M_w \geq 1,5$ (Figura 2-4).

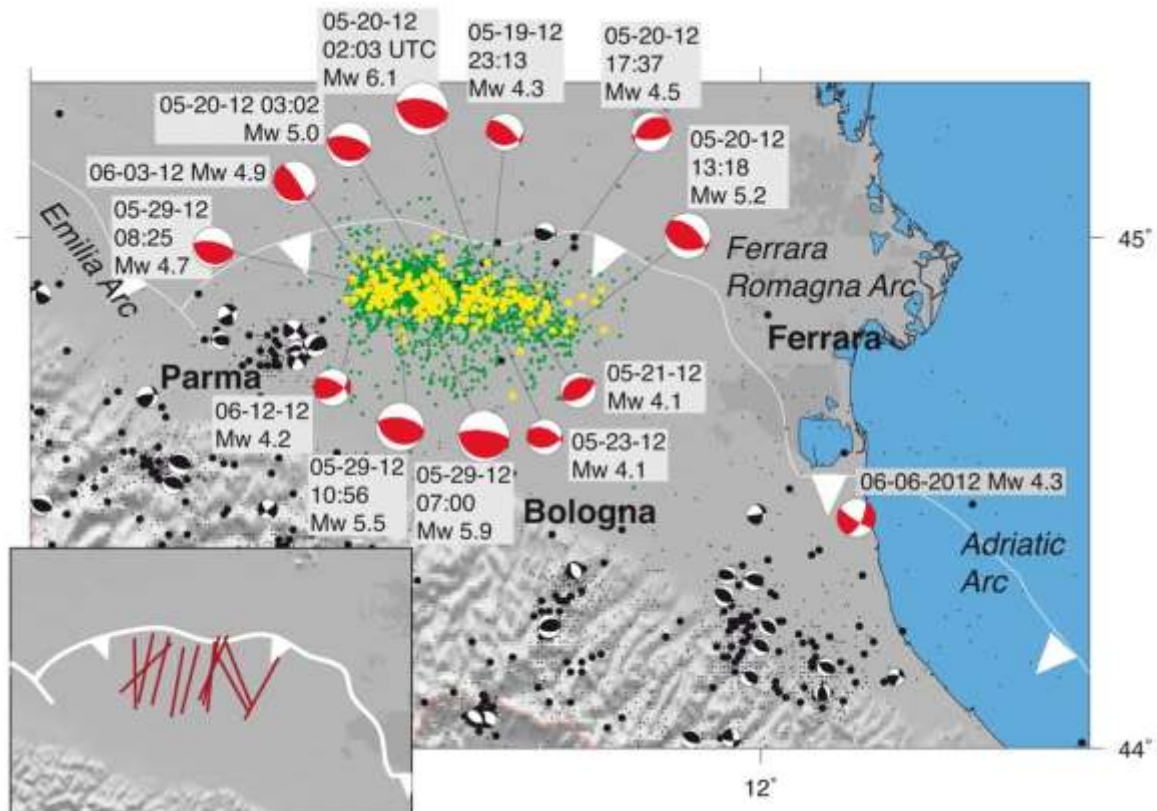


Figura 2-4: Mappa che mostra i meccanismi focali delle scosse maggiori (in rosso), ricavati dall'INGV a partire dal calcolo del momento tensore e i loro assi P (nel riquadro in basso a sinistra). In verde la sismicità con $M < 3,0$; in giallo quella con $M \geq 3,0$. I meccanismi focali più piccoli in nero sono relativi alla sismicità precedente il maggio 2012. I punti neri (con dimensioni proporzionali alla magnitudo) la precedente sismicità da ISIDE (da Pondrelli et al., 2012).

La sequenza sismica ha interessato le strutture fragili costituenti la parte frontale della catena appenninica sepolta, in un settore centro-occidentale delle cosiddette Pieghe Ferraresi (Pieri e Groppi, 1981), costituite da una serie di sovrascorrimenti a vergenza nord-nordorientale (e pieghe associate) che coinvolgono sia la copertura sedimentaria terziario-quadernaria che la successione carbonatica mesozoica.

I risultati di diversi studi sui meccanismi focali degli eventi principali evidenziano una cinematica di tipo compressivo, quindi un movimento delle faglie sepolte lungo piani orientati essenzialmente Est - Ovest ed immergenti verso Sud (Pondrelli et al., 2012; Scognamiglio et al., 2012; Figura 2-4).

Questi dati sono in accordo con quanto emerso da studi del campo di velocità derivato da misure GPS (Devoti *et al.*, 2011) e dagli indicatori del campo di stress agente su questa area (Montone *et al.*, 2012).

I rilievi macrosismici eseguiti immediatamente dopo le scosse (Galli *et al.*, 2012a e 2012b) hanno determinato, per il territorio di Finale Emilia, valori di intensità macrosismica pari ai gradi VI-VII (20 maggio) e VI (29 maggio) della Scala MCS. La mappa degli effetti macrosismici cumulativi dell'intera sequenza è riportata in Figura 2-5.

Nel territorio del Comune di Finale Emilia, duramente colpito dalla sequenza sismica del 2012, sono state verificate numerose lesioni e crolli parziali su larga parte degli edifici storici pubblici e privati, con danneggiamenti dei paramenti murari ed in corrispondenza delle connessioni tra la copertura e gli elementi strutturali degli edifici stessi. Gravi danni hanno, inoltre, interessato svariati edifici produttivi e agricoli con crolli, anche completi, delle coperture.

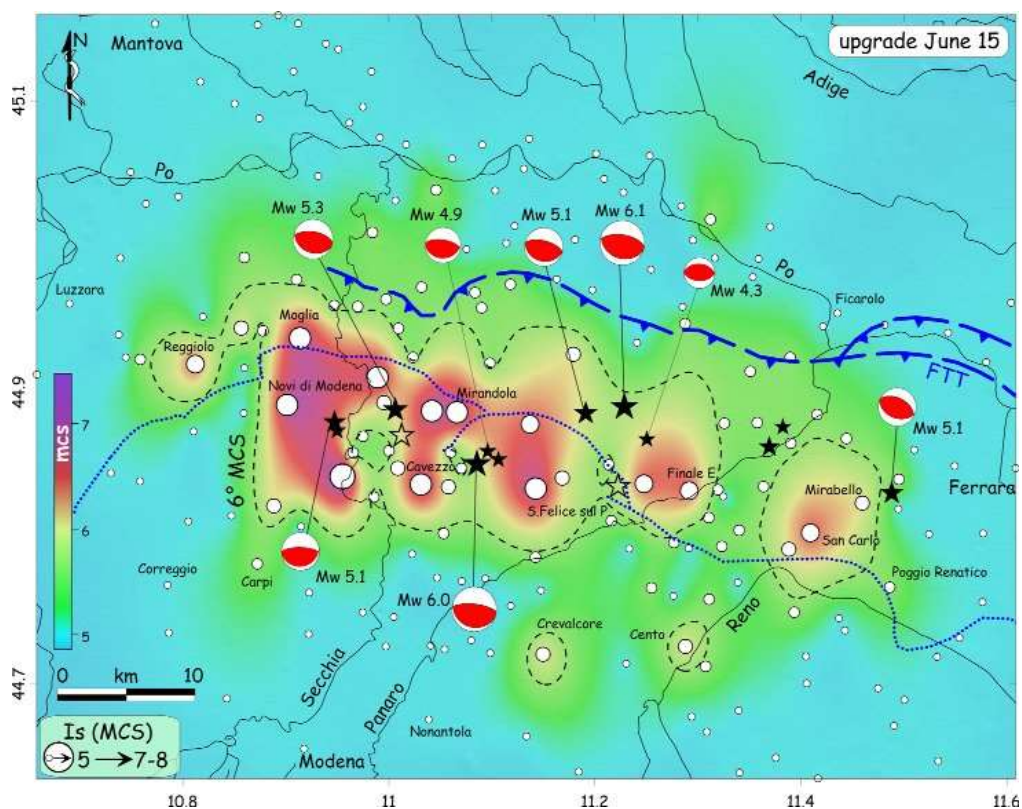


Figura 2-5: Mappa da Galli *et al.* 2012b, delle intensità MCS cumulative attribuite alle singole località (punti bianchi) e di scuotimento areale in termini di MCS (sfondo colorato) per l'intera sequenza emiliana del 2012. L'isoseisma del grado VI MCS è rappresentata col tratteggio nero. Sono inoltre riportati l'arco di Ferrara (in blu) e i meccanismi focali (Pondrelli *et al.*, 2012; Scognamiglio *et al.*, 2012).

Ulteriori effetti osservati durante le due principali scosse della sequenza emiliana, sono stati l'amplificazione del moto sismico ed i fenomeni di liquefazione, diffusi in corrispondenza di antichi alvei fluviali, oggi abbandonati e sepolti.

Le stazioni della Rete Accelerometrica Nazionale e quelle temporanee installate immediatamente dopo le scosse del 20 maggio, hanno, infatti, registrato valori di accelerazione orizzontali in superficie superiori a 0,2 g e localmente anche a 0,3 g. Tali accelerazioni, anche di molto superiori a quelle considerate per la redazione della mappa di pericolosità di base dell'area (Figura 2-3), sono state determinate da evidenti fenomeni di amplificazione stratigrafica del moto sismico. In particolare, la stazione di Mirandola (MRN) della rete nazionale RAN, localizzata circa 10-15 km ad ovest del territorio comunale di Finale Emilia, ha registrato valori di accelerazione massima orizzontale pari a 303 cm/s² per la scossa del 20 maggio e pari a 290 cm/s² per quella del 29 maggio.

La sequenza sismica del maggio 2012 ha inoltre causato diffusi fenomeni di liquefazione dei terreni, dando origine, su un areale piuttosto ampio, a diverse ed evidenti manifestazioni superficiali, quali fratture, estese anche per diverse decine di metri, e fuoriuscita di sabbie e limi dal terreno (Figura 2-6). Tali effetti locali hanno assunto particolare rilevanza nei centri abitati di San Carlo, frazione di Sant'Agostino, e di Mirabello, in provincia di Ferrara, dove, oltre alle evidenze sul terreno libero, hanno prodotto diffusi danneggiamenti a carico dei manufatti, che il solo scuotimento non avrebbe potuto provocare (Galli *et al.*, 2012a). Gli effetti secondari successivi alla liquefazione hanno infatti reso temporaneamente inagibili alcuni edifici, tratti di strade e le reti di servizi presenti (Gruppo di Lavoro Liquefazione, 2012). Per una valutazione approfondita di tali effetti, diversi enti e istituti hanno costituito e inviato squadre di tecnici specializzati che hanno eseguito rilievi specifici nei giorni immediatamente successivi alle scosse, anche attraverso riprese aeree. Tra questi: la Regione Emilia-Romagna e il Dipartimento della Protezione Civile, che hanno istituito un Gruppo di lavoro interdisciplinare che ha coinvolto geologi, geotecnici e ingegneri strutturisti (Gruppo di Lavoro Liquefazione, 2012); l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, che ha attivato il gruppo di lavoro EMERGE (Emergeo Working Group, 2012; 2013); la GeoProCiv - Associazione Geologi Emilia-Romagna per la Protezione Civile, che ha fornito un sostegno tecnico alle azioni di prevenzione e protezione civile per quanto concerne tutte le problematiche di carattere geologico, oltre a singoli ricercatori che hanno mappato il settore orientale (Caputo e Papathanasiou, 2012).

A seguito di tale attività si sono ottenuti numerosi dati puntuali che hanno fornito un quadro piuttosto completo dei fenomeni di liquefazione verificatisi a seguito della scossa del 20 maggio ed in misura minore, limitata alla porzione più occidentale dell'area epicentrale, a seguito di quella del 29 maggio. Si tratta di oltre 2000 punti rilevati sul terreno e da riprese aeree da tutti i gruppi coinvolti, anche se in molti casi si tratta della stessa emergenza rilevata più volte da gruppi diversi. Inoltre, le informazioni associate ai punti rilevati sono di natura diversa per i diversi gruppi e non sempre è stata rilevata la tipologia del fenomeno osservato. Per queste ragioni il rilievo più completo ad oggi disponibile appare quello del gruppo di lavoro EMERGEO di INGV (Emergeo Working Group, 2013) di cui in Figura 2-6 è riportata la localizzazione degli effetti distinti per tipologia, in rapporto all'area di studio.

È bene ricordare che la mancanza di evidenze superficiali quali la fuoriuscita di sabbia dal terreno, non esclude che il fenomeno della liquefazione possa essersi comunque verificato a carico dei depositi sabbiosi saturi presenti in profondità, dando luogo, in ogni caso, a cedimenti del terreno più o meno evidenti in superficie.

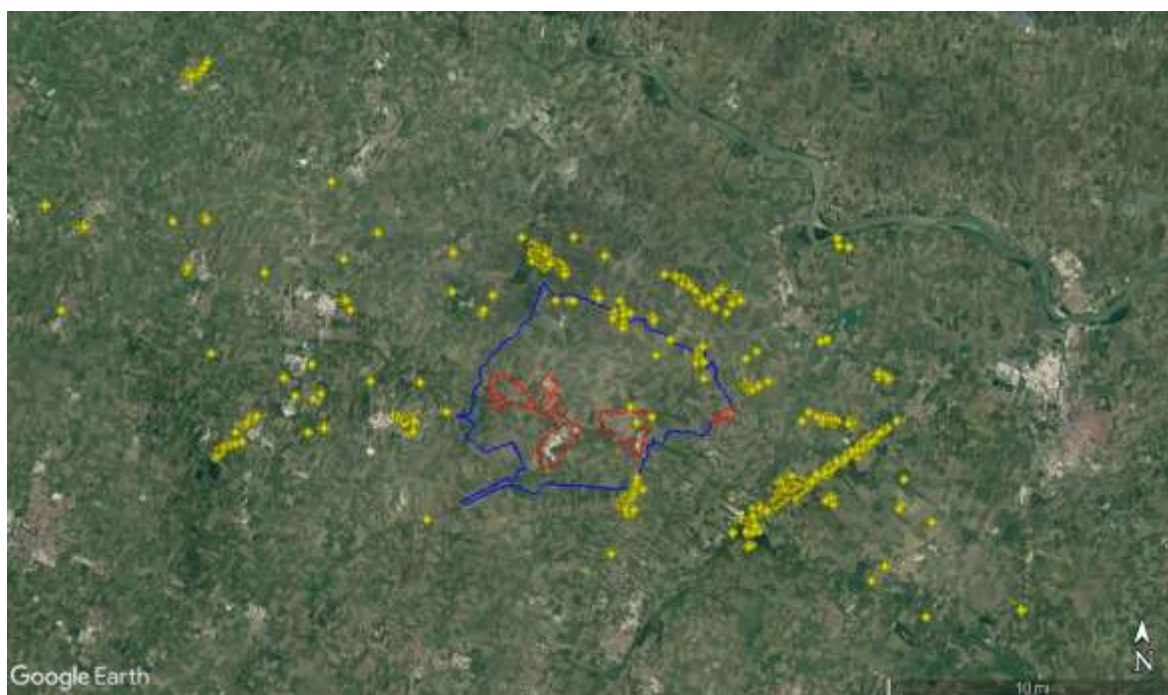


Figura 2-6: Localizzazione degli effetti rilevati dal gruppo di lavoro EMERGEO di INGV (Emergeo Working Group, 2013) in occasione della sequenza sismica del 2012. Dei quasi 650 punti rilevati, sono indicati in rosso quelli associati a "fratture", in blu quelli associati a "liquefazioni" e in giallo quelli in cui sono stati rilevati entrambi i fenomeni. In nero è rappresentata l'area del Comune di Finale Emilia.

2.2. Sorgenti sismogeniche

Secondo il Database of *Individual Seismogenic Sources* (INGV - DISS Working Group, 2010; Basili *et al.*, 2008), il Comune di Finale Emilia è interessato da tre strutture sismogeniche composite orientate approssimativamente ESE-WNW (Figura 2-7). Il settore nord del territorio comunale si trova in corrispondenza della sorgente composta Poggio Rusco-Migliarino (ITCS050) che delimita il settore esterno dell'Arco Ferrarese. A tale struttura è correlata la sorgente individuale di Ferrara (ITIS090) a cui è assegnata una magnitudo massima pari a 5,5. L'esistenza della sorgente di Ferrara è basata sull'evidenza di attività tettonica recente dell'Arco Ferrarese e su dati di sottosuolo (Pieri e Groppi, 1981; Boccaletti e Martelli, 2004; Burrato *et al.*, 2003; 2012). Questa sorgente è tentativamente associata con il terremoto di Ferrara del 17 novembre 1570 ed è stata localizzata considerando la deviazione dell'alveo del fiume Po, in zona Stellata, come probabile conseguenza della deformazione cosismica indotta dall'attività tettonica di tale struttura sepolta.

La porzione meridionale del territorio comunale di Finale Emilia, invece, si trova sulla proiezione superficiale della sorgente composta di Carpi-Poggio Renatico (ITCS051) a cui è associata la sorgente individuale di Mirandola (ITIS107) caratterizzata da una magnitudo massima pari a 6,0. L'esistenza di

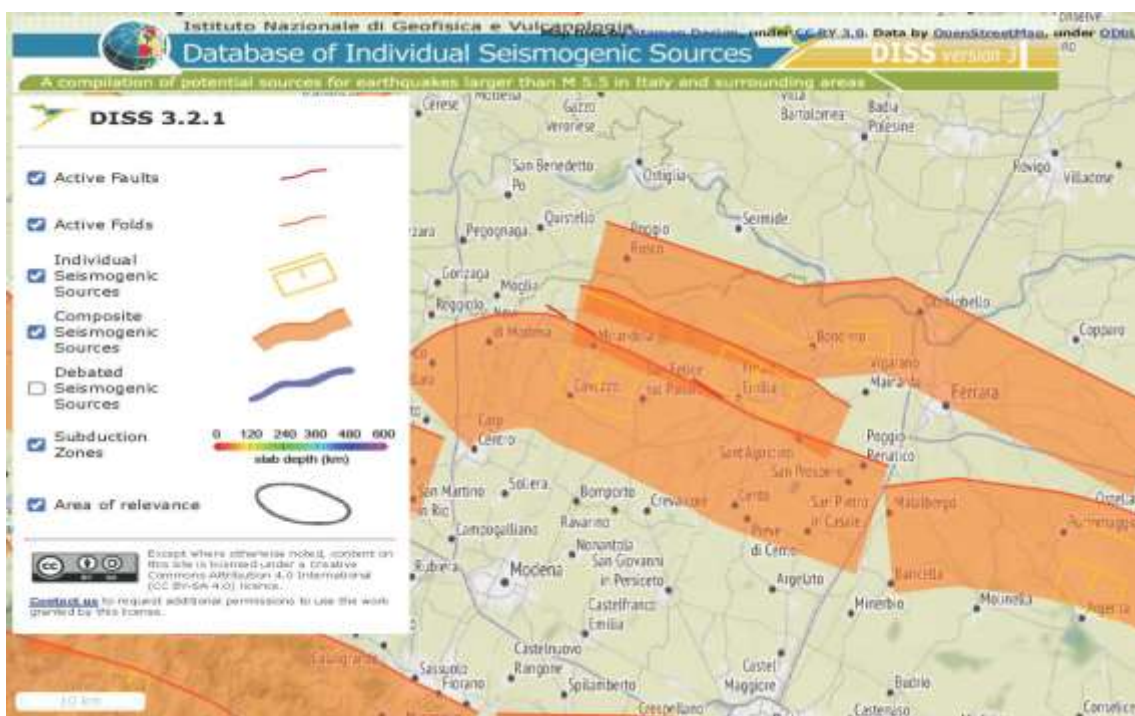


Figura 2-7: Ubicazione del territorio comunale di Finale Emilia rispetto alle sorgenti sismogeniche tratte dal DISS (2018).

quest'ultima sorgente individuale, coincidente con il sovrascorrimento responsabile della strutturazione dell'anticlinale di Mirandola, è stata ipotizzata a partire dall'osservazione della presenza di anomalie nel reticolo idrografico sviluppatasi in corrispondenza dell'attraversamento dell'anticlinale sepolta, come descritto nel Capitolo 3.

La terza sorgente sismogenica composita è quella di Finale Emilia-Mirabello (ITCS103) associata alla sorgente individuale Finale Emilia (ITIS134). Entrambe le sorgenti sono state inserite nella banca dati soltanto dopo gli eventi del 2012 e ad esse è attribuita una magnitudo massima pari a 6,1 (DISS Working Group, 2018)

Secondo la Zonazione Sismogenetica del Territorio Italiano (ZS9) (Meletti e Valensise, 2004), che rappresenta il riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica di base nel territorio nazionale, il Comune di Finale Emilia ricade nella "Zona 912" per la quale è stato stimato un valore di M_{wmax} pari a 6,14 (Figura 2-8). Come vedremo successivamente, tale valore è stato preso in considerazione per la valutazione del potenziale di liquefazione.

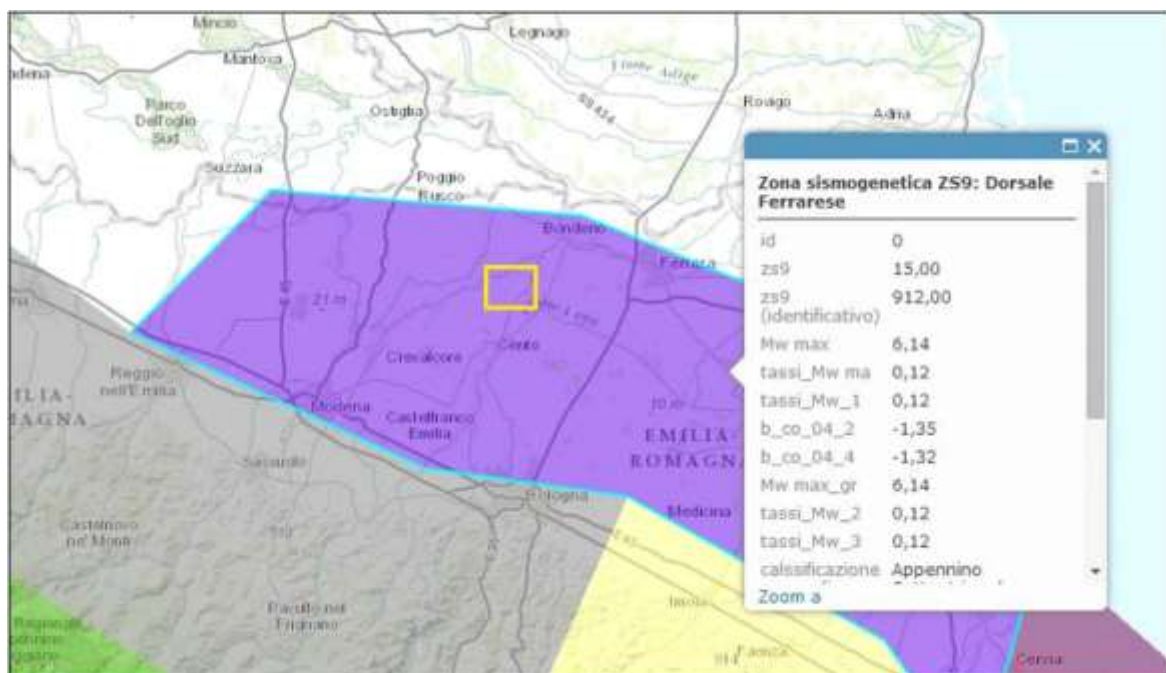


Figura 2-8: Ubicazione del territorio comunale di Finale Emilia rispetto alla Zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004).

3. Assetto geologico e geomorfologico dell'area

Il territorio del Comune di Finale Emilia si sviluppa nell'area di bassa pianura modenese e confina a nord con il Comune di Bondeno, a sudest con quello di Cento, entrambi nella Provincia di Ferrara, a sud con Crevalcore (Provincia di Bologna) e, a ovest, con i comuni di Camposanto, San Felice sul Panaro e Mirandola (Provincia di Modena).

3.1. Assetto strutturale

Dal punto di vista strutturale la Pianura Padana coincide in larga misura con un bacino tettonico di avanfossa formatosi in conseguenza della convergenza e della collisione tra placca Europea (blocco Sardo-Corso) ed Adriatica che hanno portato alla creazione delle Alpi Meridionali e dell'Appennino Settentrionale. In particolare, la catena appenninica ha iniziato a formarsi a partire dal Miocene superiore (11.6 Ma), attraverso una serie di intense fasi deformative che hanno causato la sovrapposizione di varie unità tettoniche parzialmente o totalmente scollate dal proprio basamento. Queste unità affiorano largamente nei rilievi dell'Appennino Settentrionale.

Se da un lato, il contatto tra i depositi alluvionali quaternari e le successioni pre-quaternarie esposte nei rilievi collinari coincide con i limiti fisiografici della Pianura Padana, da un punto di vista tettonico il vero fronte della deformazione appenninica risulta molto più avanzato verso nord e coinvolge praticamente tutte le successioni sedimentarie presenti nel sottosuolo del settore meridionale della Pianura Padana. Tali strutture tettoniche si sono principalmente sviluppate durante il Pliocene ed il Quaternario in modo simile a quelle meridionali affioranti in catena ma, a causa dei forti tassi di sedimentazione che caratterizzano la Pianura Padana, esse risultano completamente sepolte. I numerosi profili sismici effettuati in tutta l'area padana per le ricerche di idrocarburi hanno permesso di riconoscere nel sottosuolo la presenza di una serie di faglie e pieghe associate, dalla geometria arcuata se osservate in pianta, e prevalentemente con vergenza settentrionale. I fronti più avanzati coinvolgono anche la piattaforma carbonatica padano-veneta, appartenente al dominio adriatico, che tende a sottoscorrere verso sud (Pieri e Groppi, 1981).

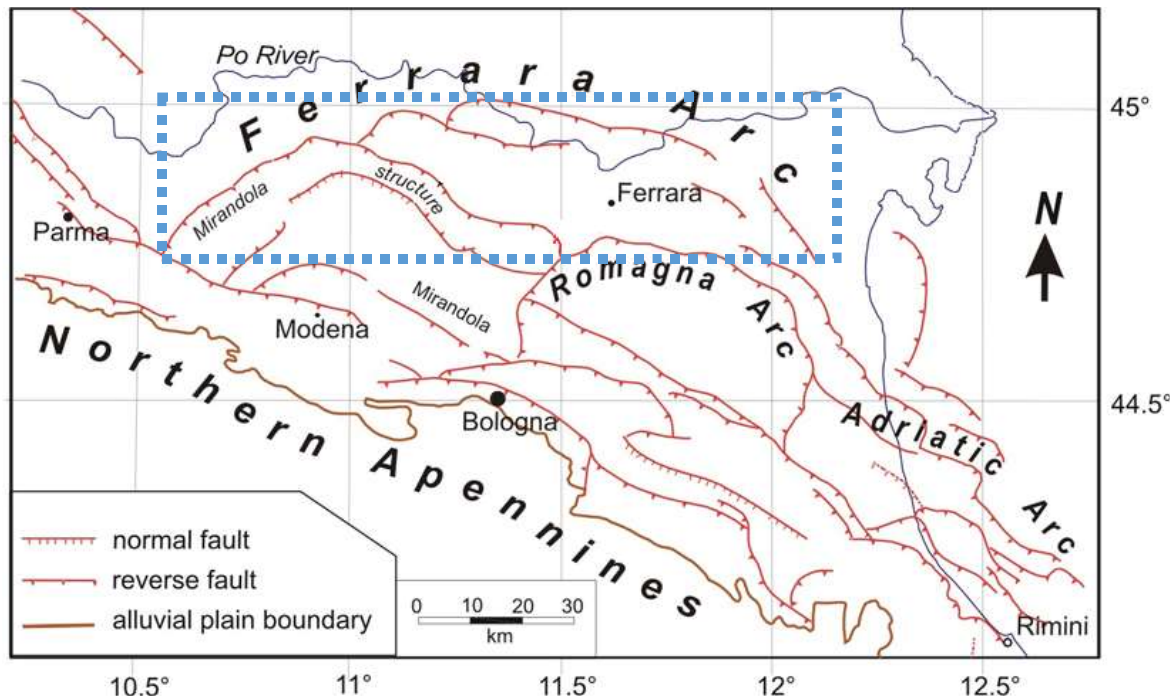


Figura 3-1: L'Arco Ferrarese è costituito da diverse strutture tettoniche minori con dimensioni caratteristiche di 10-30 km. La maggior parte di esse sono certamente sismogeniche anche se soltanto alcune sono state riattivate in tempi storici.

L'intero fronte appenninico sepolto è caratterizzato da tre sistemi complessi e articolati di faglie e sovrascorrimenti nord-vergenti. Da ovest ad est, si riconoscono l'Arco del Monferrato, l'Arco Emiliano e l'Arco Ferrarese; quest'ultimo è rappresentato in Figura 3-1.

L'evento tettonico più importante che ha interessato il margine appenninico-padano risale al tardo Pliocene inferiore (4.5-3.9 Ma), successivo alla crisi di salinità del Messiniano inferiore e precedente al definitivo sollevamento della catena appenninica nel Pleistocene inferiore-medio. Durante questa fase si verifica la messa in posto di una spessa coltre di sedimenti clastici, da facies prevalentemente fini di piattaforma e scarpata a facies più eterogenee con intervalli detritici grossolani.

A partire dal Pliocene medio (3.8-3.9 Ma) si verifica una modificazione sostanziale della geometria del bacino di avanfossa. Il fronte della deformazione, infatti, si trasferisce verso NE e si attivano gli attuali archi sepolti della pianura (Figura 3-1), per cui la sedimentazione marina si concentra in più depocentri distinti.

Dalla fine del Pleistocene inferiore e fino al Pleistocene medio (1.1-0.6 Ma) il continuo sollevamento dell'intero orogeno provoca, a partire dal settore occidentale del bacino, la progressiva regressione marina e quindi l'instaurarsi di ambienti marini sempre meno profondi, ma è soltanto nel Pleistocene medio che il continuo sollevamento causa il definitivo instaurarsi di una sedimentazione continentale. In questo contesto, i massimi spessori si accumulano all'interno dei bacini satellite (cosiddetti bacini *piggy-back*) che si stavano sviluppando sulle falde tettoniche in movimento verso NE. E' sempre in questa fase che inizia a depositarsi il Super-sistema Emiliano-Romagnolo (*SERS*; RER & ENI-Agip, 1998), costituito dai depositi alluvionali del Fiume Po e dei suoi principali affluenti appenninici (Boccaletti *et al.*, 2004).

A titolo esemplificativo, sono di seguito descritte alcune sezioni geologiche, ricavate dall'interpretazione di profili sismici, che offrono una breve panoramica sull'assetto attuale del sottosuolo del settore centro-orientale della Pianura Padana.

Il profilo geologico A-A' in Figura 3-2 si estende tra Modena e Mirandola, pochi km a est di Finale Emilia. Esso mostra due strutture tettoniche principali entrambe sepolte. Quella meridionale coincide con l'estremità orientale dell'Arco Emiliano, mentre quella settentrionale fa parte dell'Arco Ferrarese. Tali strutture sono impostate sulle unità torbiditiche mioceniche (M in Figura 3-2). Al di sotto di Modena si trovano una serie di sovrascorrimenti e faglie inverse posti tra 2 e 6 km di profondità, mentre tra la città e l'Arco Ferrarese si riconosce un'ampia depressione, nota come bacino di Carpi-Cento (Serva, 1990), colmata da una coltre di depositi post-messiniani spessa alcuni km dove le torbiditi mioceniche generano una sinforme asimmetrica. Nel caso dell'Arco Ferrarese, invece, la tettonica compressiva ha originato un alto strutturale associato ad una piega per propagazione di faglia (anticlinale di Mirandola) la cui geometria tridimensionale è controllata da alcune faglie sia sintetiche che antitetiche.

La sezione geologica B-B' in Figura 3-2 si estende tra Bologna e il Fiume Po evidenziando il progressivo assottigliamento delle torbiditi mioceniche verso l'Arco Ferrarese. In questo settore, il substrato roccioso costituito da depositi pelagici e di piattaforma carbonatica meso-cenozoici risulta tettonicamente sollevato fino quasi alla superficie topografica così come i livelli triassici ed il sottostante basamento crostale, che si trova a meno di 10 km di profondità. Dal punto di vista strutturale, i principali sovrascorrimenti interessano le successioni triassiche e meso-cenozoiche, propagandosi chiaramente fino alle torbiditi mioceniche-pleioceniche.

Il risultato della complessa evoluzione delle strutture sepolte si riflette nel differente spessore (da parecchie centinaia a poche decine di metri in corrispondenza delle anticlinali sepolte (Bigi *et al.*, 1992) e nella deformazione della coltre sedimentaria pliocenico-quadernaria che ha progressivamente colmato il Bacino Padano.

Anche la sezione geologica rappresentata in Figura 3-3, che si estende in direzione SW-NE tra gli abitati di Cento e Occhiobello, mostra come la profondità della base della successione alluvionale (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore – AEI, Pleistocene medio) dipenda dalla presenza delle strutture anticlinali e sinclinali che formano l'Arco Ferrarese. Ad esempio, nella sinclinale Carpi-Cento (a sud di Figura 3-3) lo spessore delle alluvioni supera i 500 m, mentre in corrispondenza dell'anticlinale di Casaglia, nei pressi di Occhiobello, si riduce a meno di 100 m (RER & ENI-Agip, 1998).

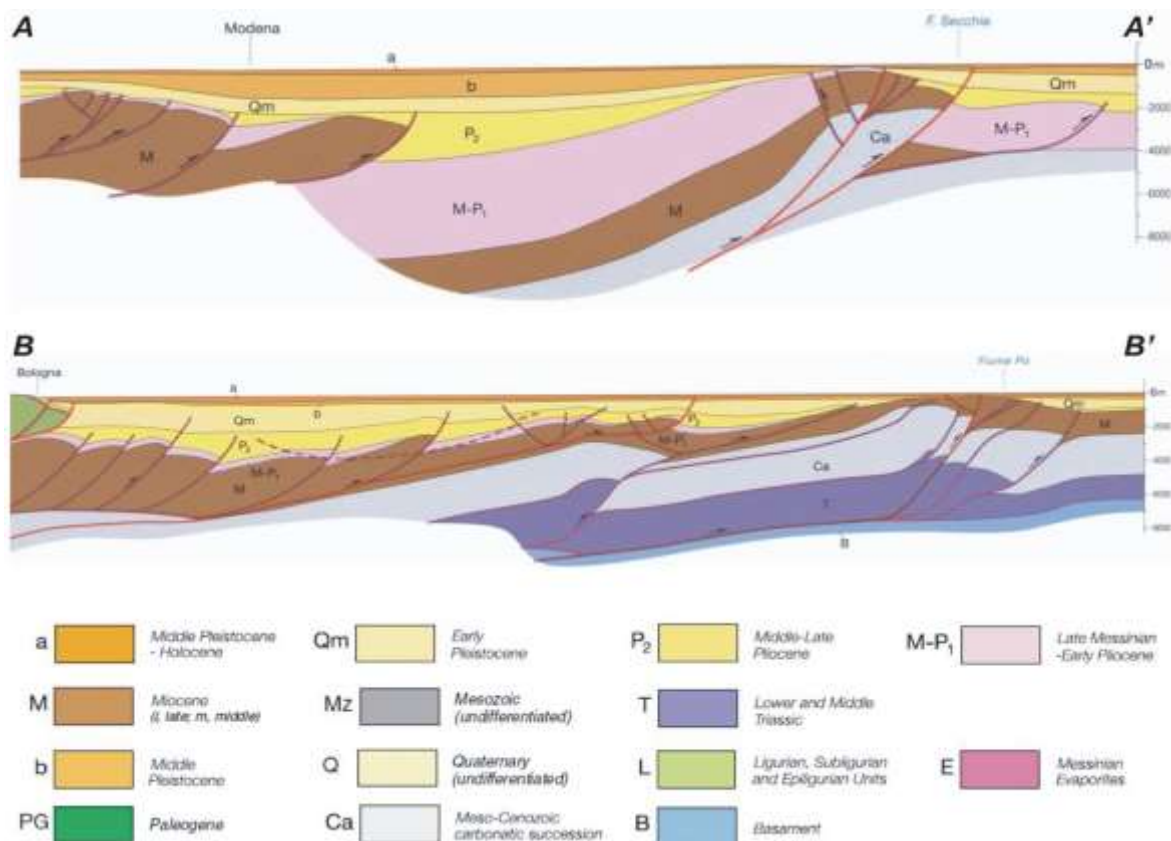


Figura 3-2: Esempi di sezioni geologiche profonde interpretate sulla base di indagini di sismica a riflessione. Il profilo A-A' mostra la struttura di Mirandola causativa del terremoto del 20 maggio 2012, mentre il profilo B-B', più orientale, mostra la struttura di Casaglia probabilmente associata alla sequenza sismica che ha colpito Ferrara nel 1570.

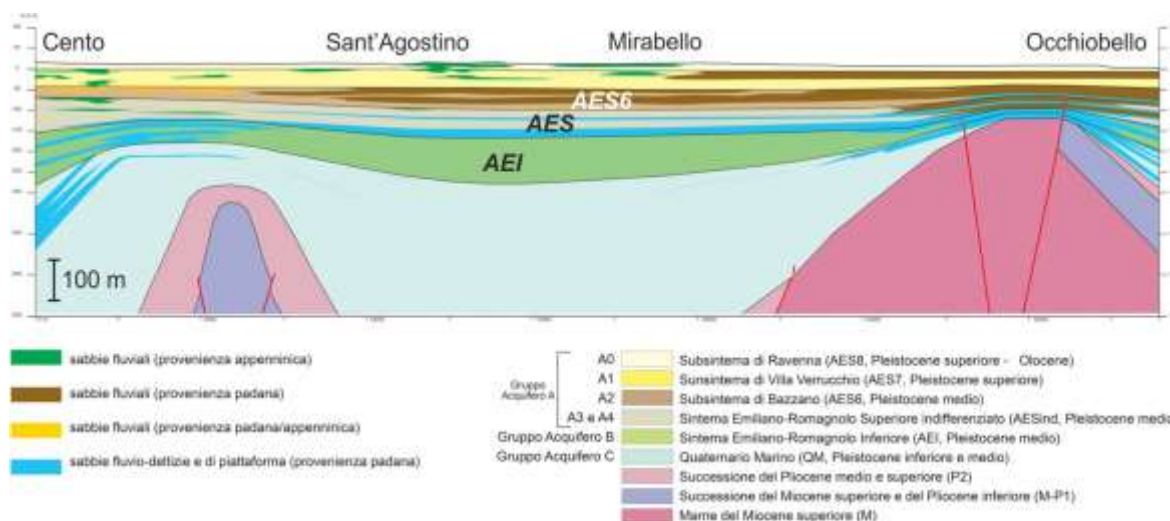


Figura 3-3: Profilo geologico tra Cento ed Occhiobello (Luca Martelli, RER, comunicazione personale) che mostra le forti variazioni di spessore delle unità alluvionali quaternarie indotte dalla presenza di strutture anticlinaliche e sinclinaliche.

Nell'ambito di un recente lavoro (Mantovani *et al.*, 2019) è stato ricostruito il profilo della velocità delle onde di taglio nel sottosuolo lungo un transetto, compreso tra i comuni di Cento e di Bondeno, che corre circa 4-5 km a est di Finale Emilia (Figura 3-4). A tal fine, sono stati acquisiti numerosi profili di velocità 1D mediante tecniche ESAC e Re.Mi., che hanno permesso di investigare il sottosuolo fino a circa 150 m di profondità. I risultati ottenuti mostrano delle variazioni nel gradiente verticale di velocità delle onde di taglio ascrivibili ad un tasso di sedimentazione lateralmente variabile ed al conseguente diverso grado di addensamento dei sedimenti tardo-quaternari. Anche se non è da escludere completamente anche un contributo legato a fenomeni di compattazione differenziale, le diverse caratteristiche meccaniche osservate all'interno della successione sedimentaria recente sono probabilmente da attribuire alla coeva attività di crescita delle strutture anticlinaliche in corrispondenza delle quali gli spessori sono ridotti. In Figura 3-4 è evidente la correlazione fra i diversi gradienti di velocità ed i principali lineamenti tettonici presenti nel sottosuolo. La città di Finale Emilia si trova in un contesto geologico e tettonico sostanzialmente simile a quello di Sant'Agostino indicato nella stessa Figura 3-4.

Uno degli effetti cosismici che spesso si verificano in conseguenza della riattivazione di faglie cieche relativamente superficiali, come nel caso della pianura padana, è la formazione di un sollevamento di forma ellissoidale e con estensione areale proporzionale alle dimensioni della

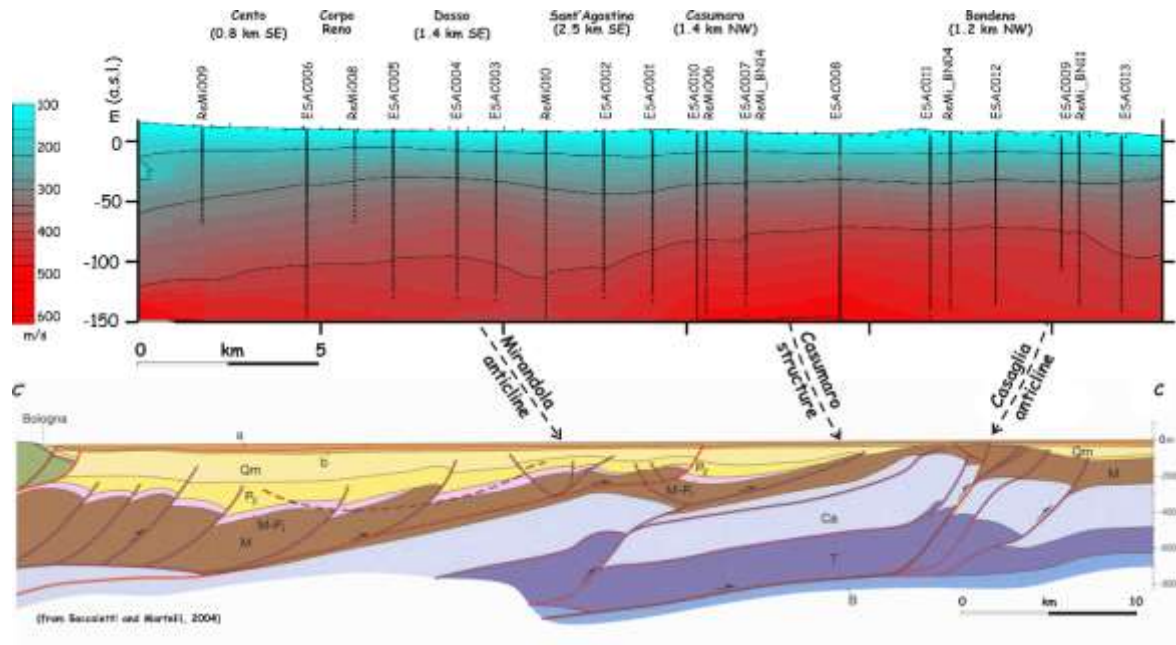


Figura 3-4: Profilo superiore: distribuzione nei primi ca. 150 m delle velocità delle onde di taglio ottenuta per interpolazione di numerose indagini ESAC e Re.Mi. Le variazioni laterali sono state correlate con strutture tettoniche profonde (profilo inferiore) suggerendo una loro continua crescita e la possibile attività sismogenica recente.

struttura sismogenica profonda. Anche in concomitanza dei terremoti del 20 e 29 maggio si sono verificati tali fenomeni in corrispondenza delle due aree epicentrali (Bignami *et al.*, 2012). La Figura 3-5 mostra i sollevamenti registrati a seguito degli eventi sismici del maggio 2012 grazie ad una tecnica satellitare di interferometria differenziale (*DInSAR*).

Come conseguenza della geometria e della cinematica di queste sorgenti sismogeniche, il volume di roccia al di sopra della rottura è interessato da un tipico processo di piegamento per propagazione di faglia (*fault-propagation folding*) che provoca il sollevamento della cresta in prossimità dell'area epicentrale e, quindi, la deformazione della superficie topografica (Okada, 1985). Come si può notare in Figura 3-5, Finale Emilia si trova circa in corrispondenza di quella fascia di pianura dove inizia l'area caratterizzata dal sollevamento cosismico.

Nonostante l'elevato tasso di subsidenza e di sedimentazione che caratterizzano la Pianura Padana, il ripetersi nel tempo di simili 'terremoti morfogenici areali' (Caputo, 2005), ha causato effetti cumulativi sulla stratigrafia e sulla morfologia dell'area dando luogo a successioni sedimentarie 'condensate' come descritto precedentemente (Figure 3-2, 3-3 e 3-4) e

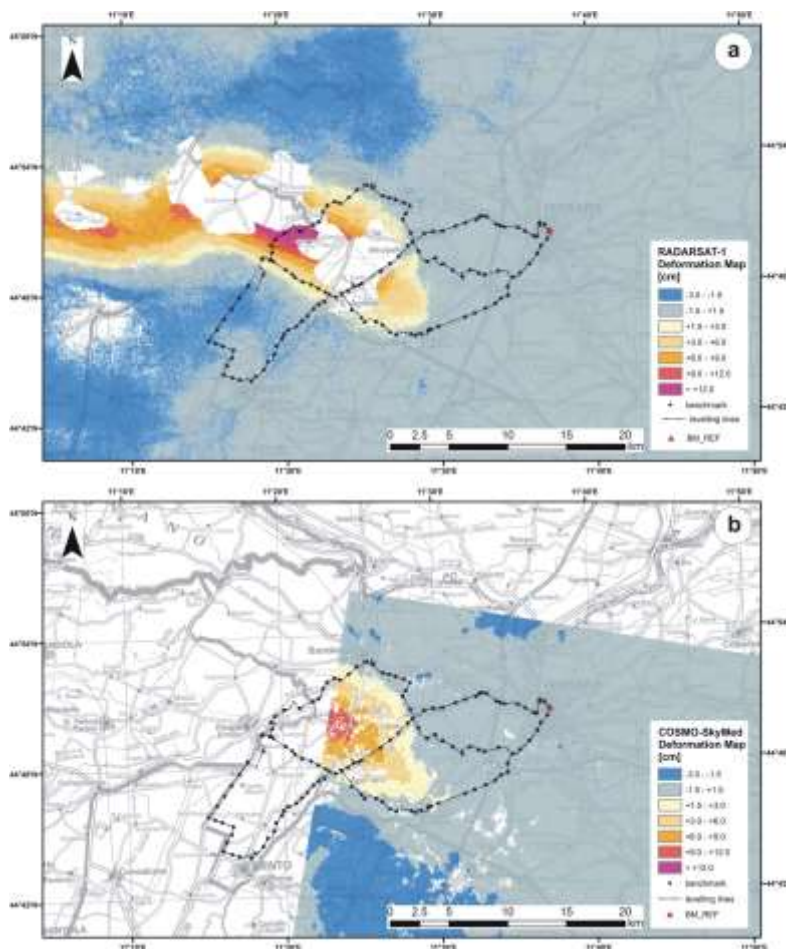


Figura 3-5: Immagini di interferometria differenziale (DInSAR) effettuata sui dati dei satelliti RADARSAT-1 (a) e COSMO-SkyMed-1 (b). In (a) le immagini utilizzate sono del 12 maggio e del 5 giugno 2012 e documentano la deformazione superficiale indotta da entrambe le scosse principali. In (b) le immagini sono del 19 e 23 maggio ed hanno registrato soltanto il sollevamento del 20 maggio (Caputo et al., 2015).

temporaneamente a gradienti topografici che, anche se estremamente blandi, hanno influito sulla idrografia dell'area.

In queste condizioni, infatti, i sistemi fluviali sono particolarmente sensibili alle deformazioni verticali generate dall'attività di queste strutture tettoniche. Nelle zone in sollevamento tendono a manifestarsi fenomeni erosivi e di divergenza fluviale, mentre in quelle subsidenti prevalgono la sedimentazione e l'attrazione del sistema di drenaggio (Burrato et al., 2003). Quanto affermato finora, appare chiaro osservando la Figura 3-6 che mostra l'evoluzione dei fiumi Secchia, Panaro e Reno, che sono i corsi d'acqua più importanti che attraversano l'area colpita dalla sequenza sismica del maggio 2012, a partire dal VIII secolo a.C. fino all'attuale.

L'andamento di questi fiumi permette di evidenziare la presenza di una zona di attrazione confinata tra il fronte del sovrascorrimento pedeappenninico e le Pieghe ferraresi, mentre la zona di avulsione si localizza proprio in corrispondenza delle anticlinali sepolte (Burrato et al., 2013) ben visibili nelle Figure 3-2, 3-3 e 3-4.

Come si può vedere in Figura 3-6, i fiumi Secchia e Panaro, nel corso del tempo sono stati deviati a causa dei meccanismi profondi appena descritti convergendo in una zona depocentrale a sud di

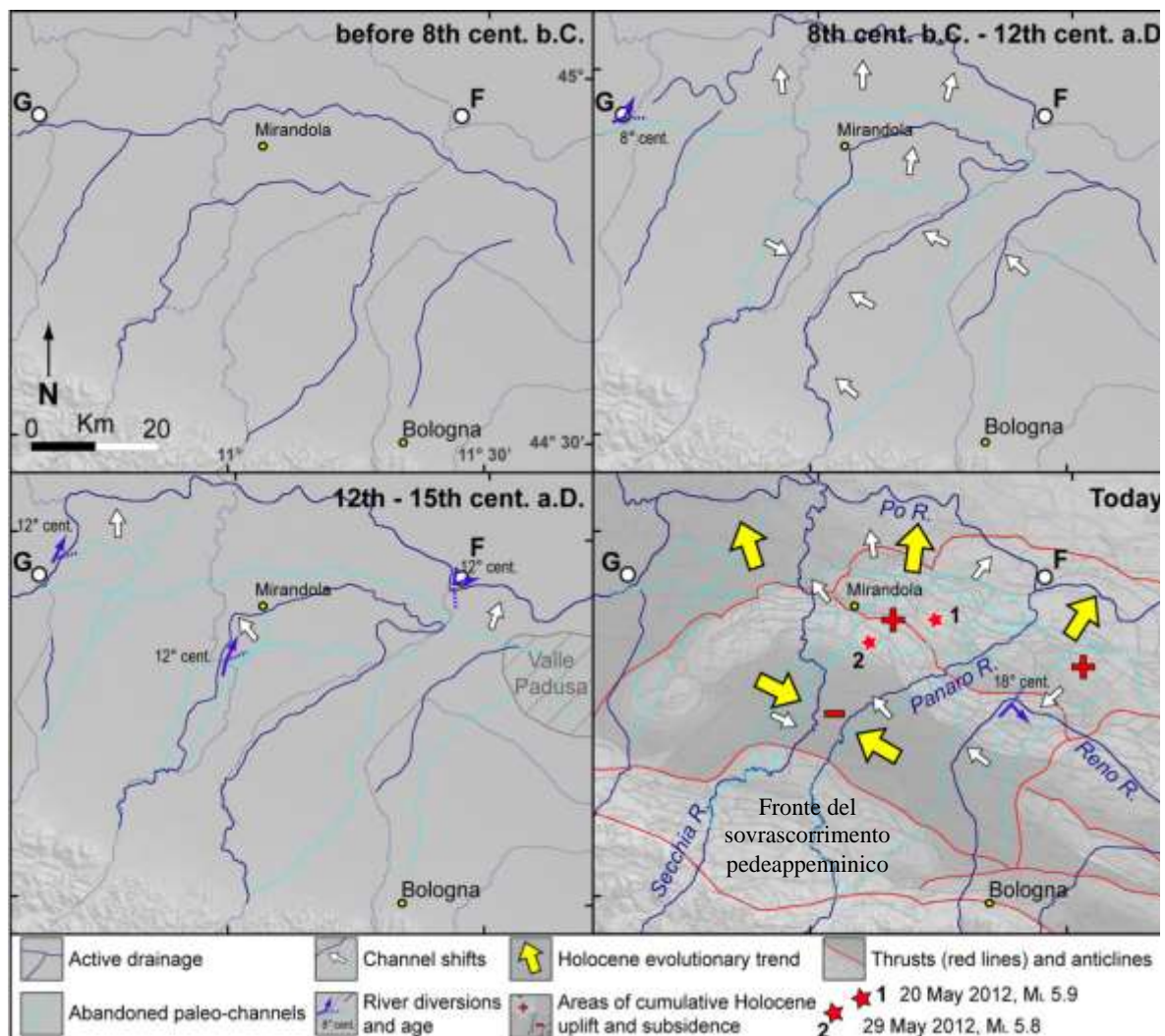


Figura 3-6: Evoluzione del sistema di drenaggio nel settore centrale della Pianura Padana meridionale, a nord di Bologna (Castaldini et al., 1979; MURST, 1997a; Burrato et al., 2013). Il sistema di drenaggio attuale (linee tratteggiate in azzurro) è riportato sullo sfondo di tutte le carte. La mappa sullo sfondo dell'ultima carta è tratta da Bigi et al. (1992). Età delle diversioni fluviali da MURST (1997a).

Mirandola e divergendo a valle di questa città in corrispondenza di strutture anticlinaliche appartenenti all'Arco Ferrarese (Burrato et al., 2013). Finale Emilia si trova in prossimità del passaggio tra la suddetta zona depocentrale (in subsidenza) e l'area anticlinalica (in sollevamento relativo o, più probabilmente, a subsidenza ridotta).

3.1.1. Subsidenza regionale

Oltre alla subsidenza naturale, legata ai processi geodinamici e tettonici precedentemente descritte, va tenuto conto anche di quella artificiale. Per una pianura alluvionale come quella dell'Emilia-Romagna i valori di subsidenza naturali attesi sono dell'ordine di 1-3 mm/anno mentre i valori effettivamente misurati nelle ultime decine d'anni sono quasi ovunque maggiori di 4 e con punte di 5 mm/anno (Figura 3-7; RER).

Dalle mappe delle isocinetiche riferite alla città di Finale Emilia per l'arco temporale 2000-2016, (Fonte: ARPAe) possiamo osservare locali variazioni della velocità di subsidenza. In particolare, nel periodo:

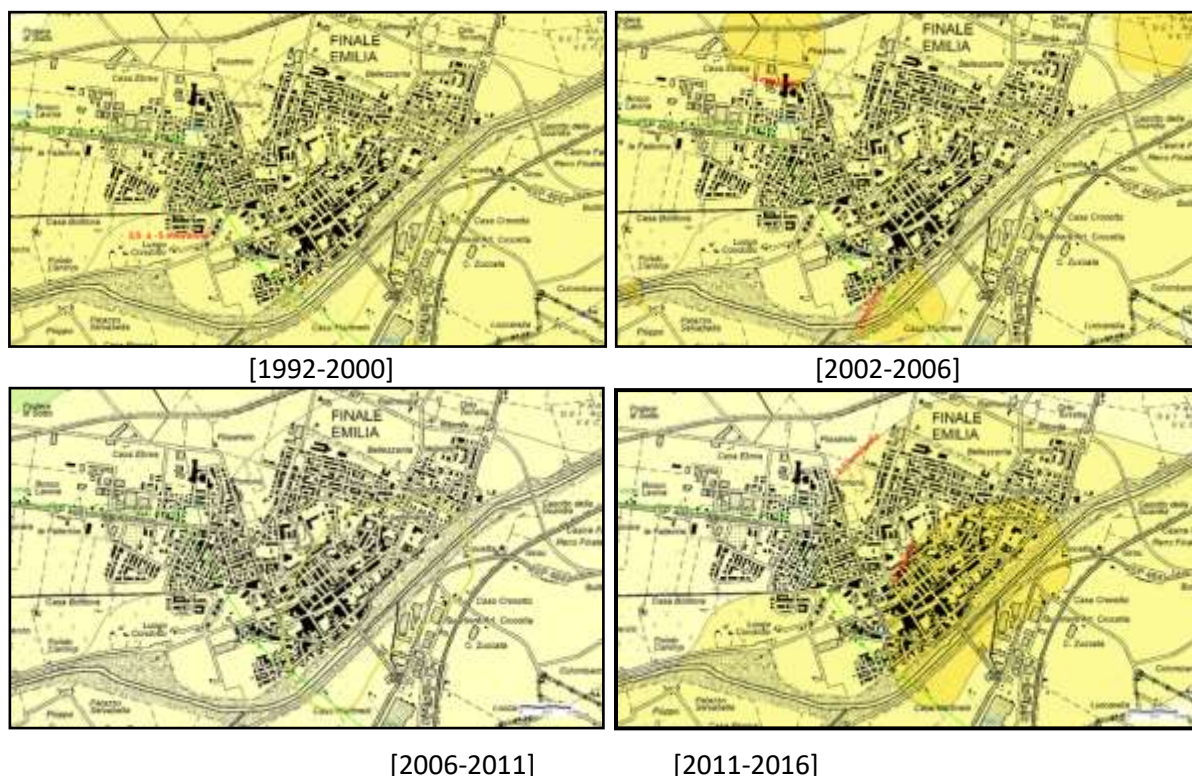


Figura 3-8: Carta dell'altimetrica delle terre comprese fra i corsi del Secchia e del Panaro¹ e DEM altimetrico del capoluogo di Finale Emilia (m, slm).

- a) 1992-2000 tra -2,5 e -5 mm/anno.
- b) 2002-2006 si osservano variazioni tra -2,5 e superiori a -5 mm/anno;
- c) 2006-2011 la velocità di subsidenza si attenua con variazioni tra i -2,5 e 0 mm/anno;
- d) 2011-2016 si osservano elevate velocità di movimento verticale del suolo che variano da -2 a valori superiori ai -5 mm/anno.

3.2. Contesto geomorfologico

Nelle aree di pianura l'assetto geomorfologico ed altimetrico è il risultato della combinazione fra

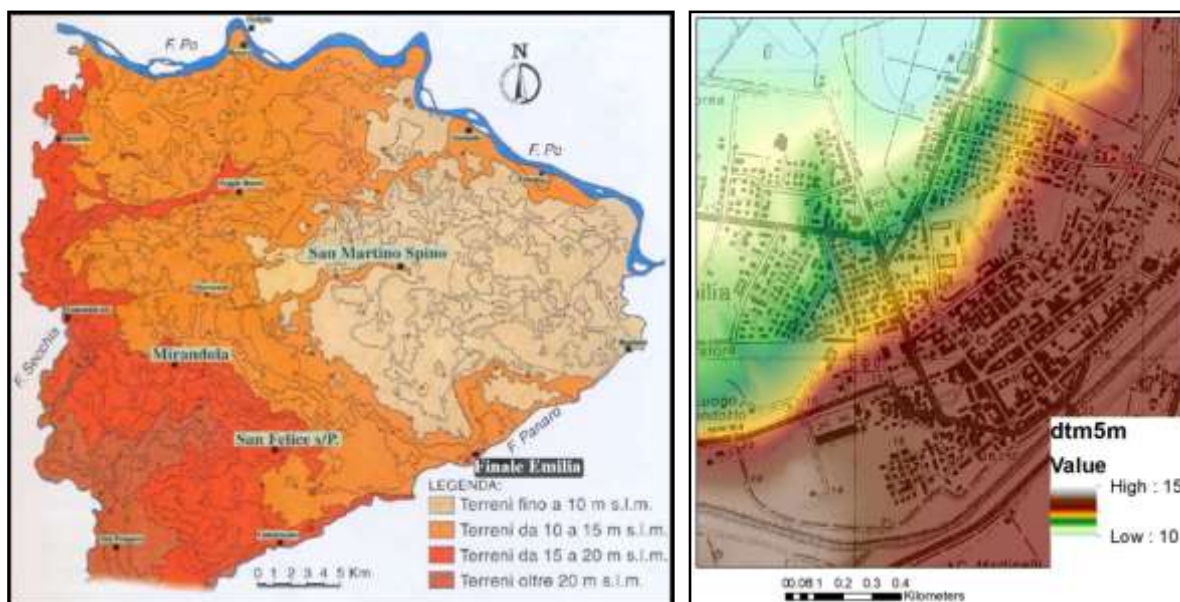


Figura 3-8: Carta dell'altimetrica delle terre comprese fra i corsi del Secchia e del Panaro¹ e DEM altimetrico del capoluogo di Finale Emilia (m, s.l.m.).

processi di sedimentazione ed erosione fluviale, da una parte, e possibili movimenti tettonici e subsidenza, dall'altra come descritto in una precedente Sezione. In particolare, l'evoluzione geomorfologica e l'accrescimento orizzontale e verticale del fiume Po e dei suoi affluenti (Panaro e Secchia), nel settore orientale della pianura padana, sono stati fortemente condizionati dai periodi ad alta piovosità dei diversi cicli climatici, che hanno determinato fasi di sovralluvionamento, dalla tettonica attiva e dalla presenza di strutture sepolte, e certamente dalla subsidenza differenziale indotta da fenomeni di compattazione in successioni sedimentarie di diverso spessore.

In questo complesso quadro evolutivo recente, dobbiamo considerare anche l'azione dell'uomo, che fin dai tempi antichi, ha cercato con i suoi interventi, di modificare il flusso naturale dei corsi d'acqua e di prosciugare con opere di bonifica le aree paludose. Come conseguenza, l'assetto altimetrico della parte settentrionale della bassa pianura modenese, nel territorio compreso fra i corsi del Secchia e del Panaro risulta morfologicamente più depresso (quote < 10 m slm) e coincidente con la zona delle Valli Mirandolesi e Finalesi; mentre nella città di Finale Emilia le quote altimetriche superano i 15 m slm (Figura 3-8). In particolare, come si può notare dal modello digitale altimetrico,

lungo il dosso (paleoalveo) del fiume Panaro le quote raggiungono i 20 m slm per diminuire progressivamente spostandosi verso nord (colori gialli, verdi). Nell'area del Centro sportivo, oggetto della presente indagine, la quota media è di circa 12.5 m slm.

I paleoalvei che nella pianura assumono quote altimetriche maggiori rispetto i terreni circostanti (dossi), sono la traccia più evidente dei continui cambiamenti delle aste fluviali avvenuti negli ultimi secoli (Figura 3-9). Nelle zone morfologicamente più depresse, che rappresentano dei catini interfluviali dove prevalgono i sedimenti a granulometria fine, risulta difficile il drenaggio delle acque superficiali e sono pertanto soggetta più facilmente ad allagamento in caso di rotte o esondazioni.

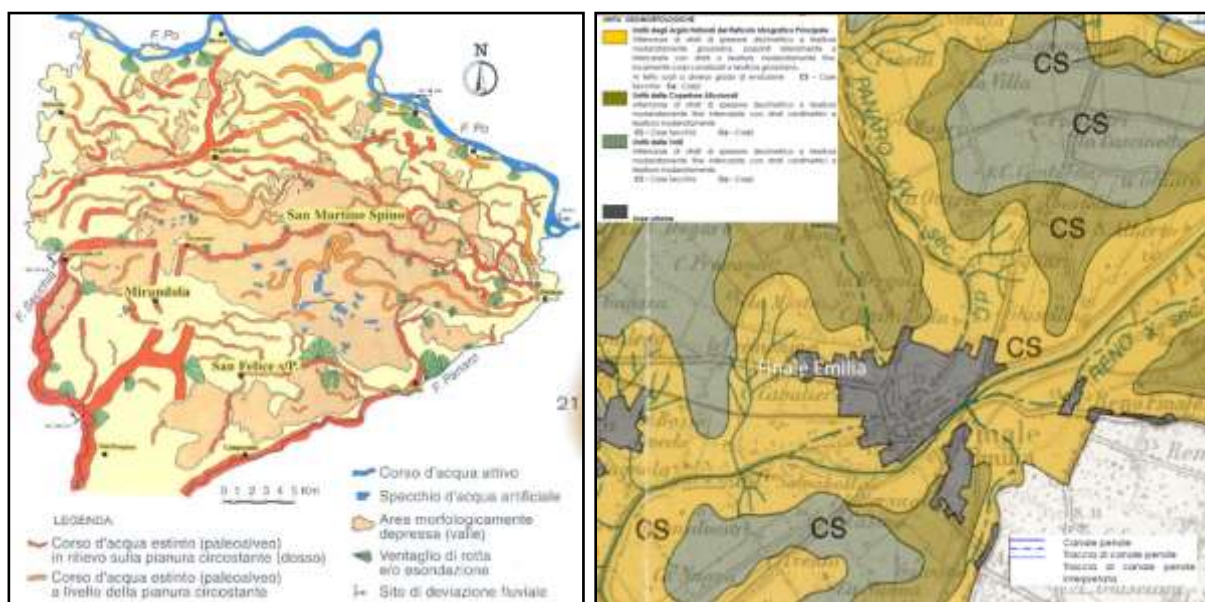


Figura 3-9: Carta morfologica delle terre comprese fra i corsi del Secchia e del Panaro e mappa delle unità geomorfologiche¹; CS: Case Secchia.

Dalle mappe di Figura 3-9, è ben evidente la presenza di un paleoalveo del Panaro, attivo nel XV secolo d.C. che attraversa Finale Emilia in direzione quasi ovest-est per poi dirigersi verso nord appena fuori dall'attuale abitato.

Tracce e testimonianze dello stesso paleoalveo, sono presenti anche nella mappa storica del Ducato di Modena del 1821, nella mappa IGM del 1860, nella fotoaerea del volo IGM del 1936 e in GoogleEarth (Figura 3-10). L'area oggetto del presente studio, però, non viene interessata in modo diretto dalla presenza di tale paleoalveo.

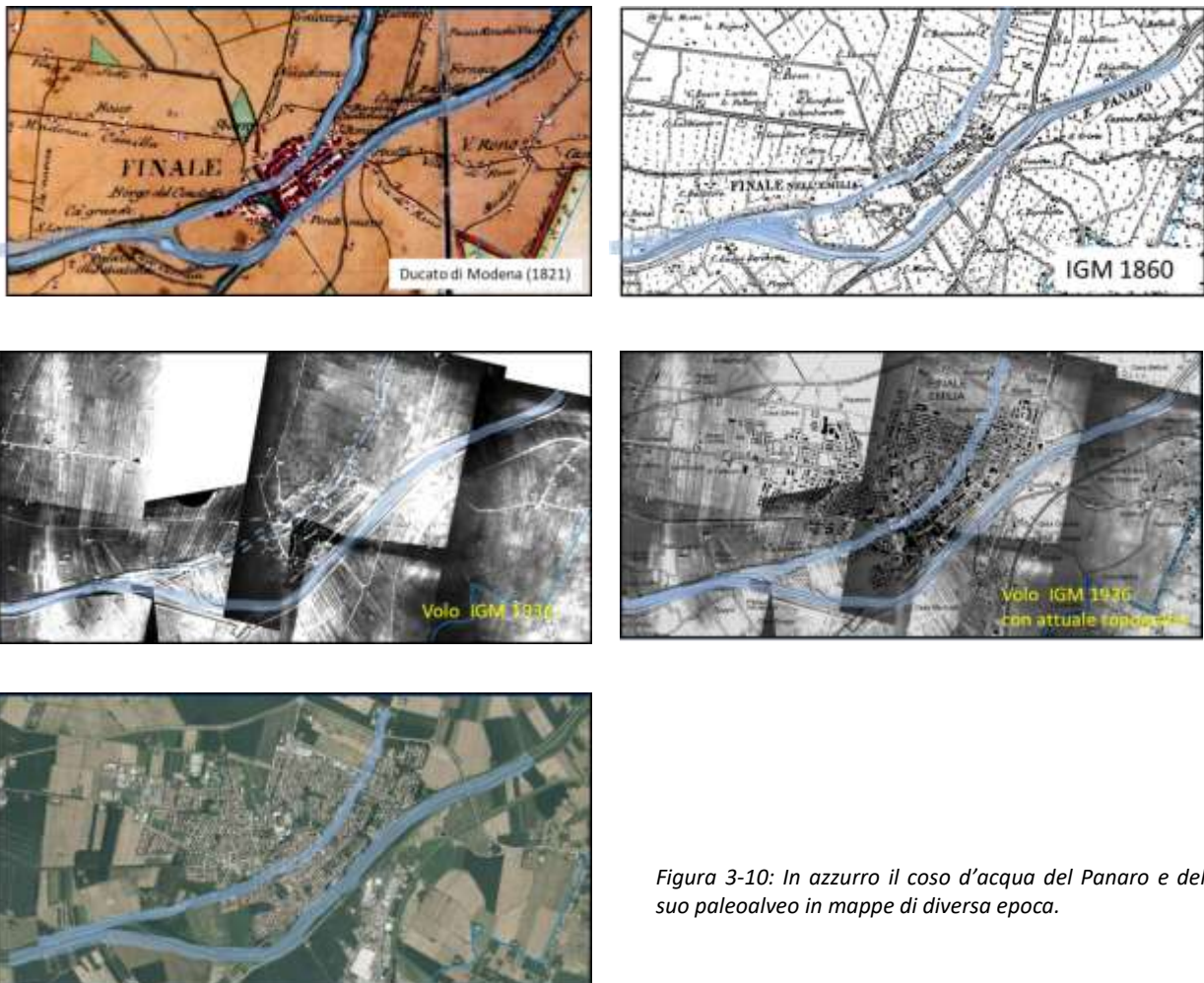


Figura 3-10: In azzurro il corso d'acqua del Panaro e del suo paleoalveo in mappe di diversa epoca.

Infine, gli aspetti litologici, altimetrici geomorfologici ed idrografici condizionano fortemente la pericolosità e/o criticità idraulica di Finale Emilia. In tal modo, la maggior parte dell'abitato ricade nella categoria A3 (Figura 3-11), quella che caratterizza le aree depresse ad elevata criticità idraulica

ovvero aree a rapido scorrimento ed elevata criticità idraulica. Al contrario, lungo il Panaro attuale, le aree ricadono nella categoria A1; che indica aree ad elevata pericolosità idraulica (art. 11; PCTP Provincia di Modena).

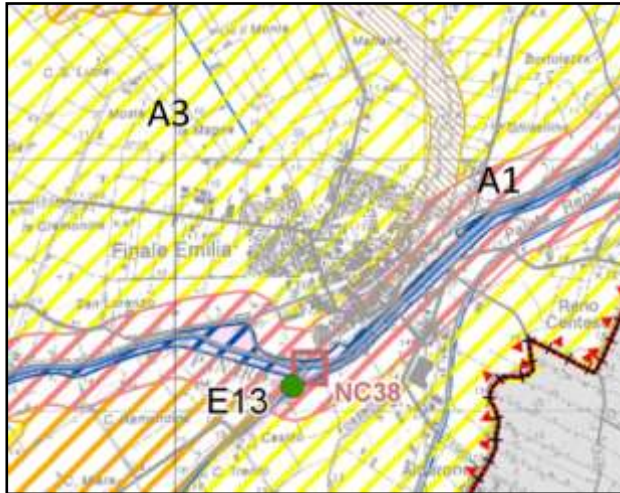


Figura 3-11: Mappa della criticità idraulica di pianura (PTCP Provincia di Modena).

E' infine utile considerare la cartografia redatta dalla Provincia di Modena nell'ambito del PTCP 2009 in relazione agli studi di microzonazione sismica del territorio provinciale. In particolare, in Figura 3-12 è riportato un estratto della carta "Aree potenzialmente soggette ad effetti locali per eventi sismici" del Quadro Conoscitivo del PTCP, in cui sono indicate le principali litologie affioranti quali limi e argille di piana alluvionale e sabbie di canale. In tutta l'area comunale di Finale Emilia. In tutto il settore centro settentrionale dell'area comunale è inoltre segnalata la presenza in profondità di sabbie sepolte depositate dal fiume Po.

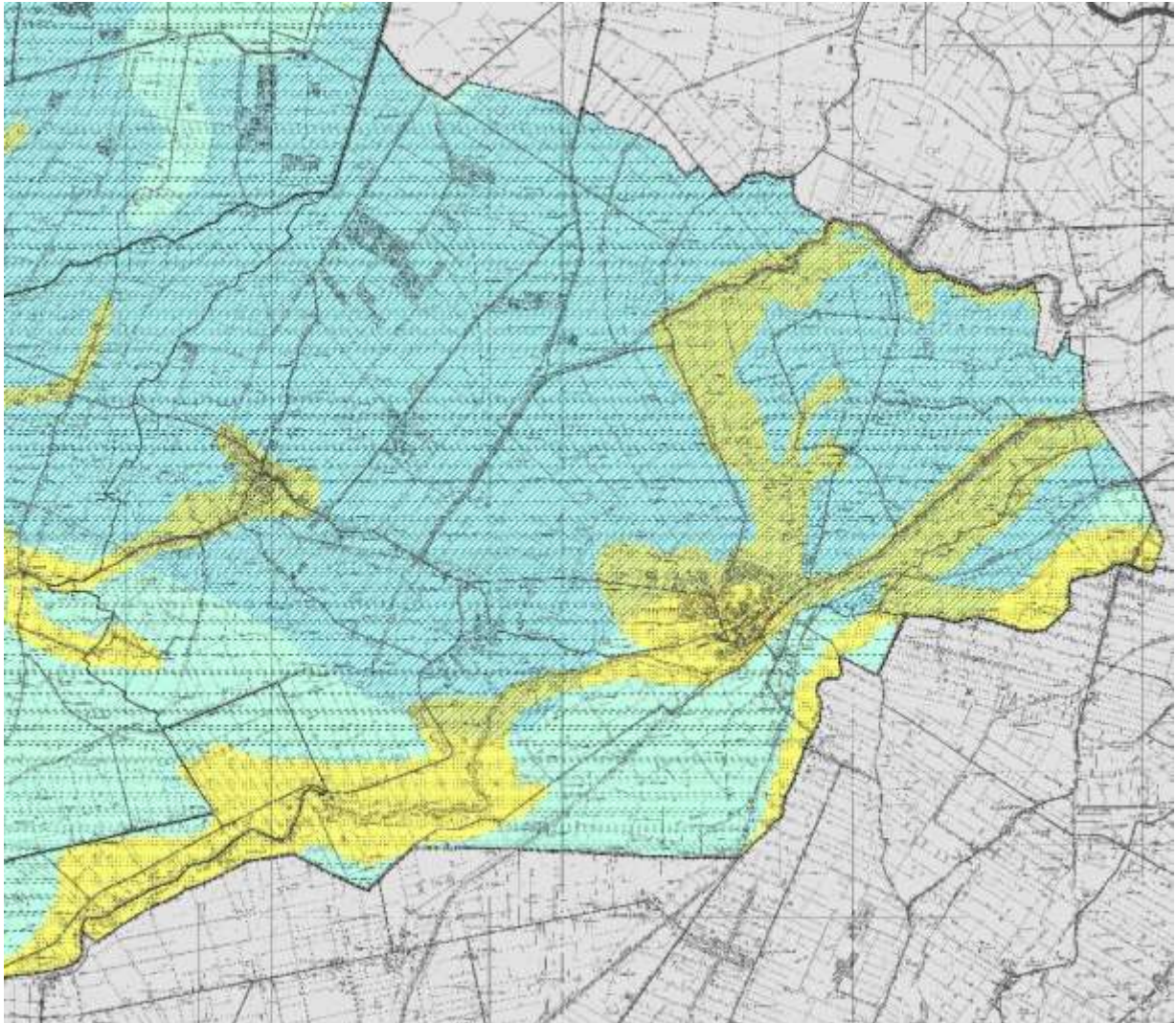


Figura 3 12: Estratto per l'area comunale di Finale Emilia della carta "Aree potenzialmente soggette ad effetti locali per eventi sismici" del Quadro Conoscitivo del PTCP di Modena.

3.3. Contesto geologico e stratigrafico

Il sottosuolo di questa porzione della pianura emiliana è prevalentemente costituito da alternanze di sabbie, limi e argille di origine alluvionale di età Pleistocene medio-Olocene riferibili a due cicli deposizionali di ordine maggiore: il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), di età compresa tra 700.000/650.000 e 450.000/400.000 anni, e il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), di età compresa tra 450.000/400.000 anni e l'Attuale (RER & ENI-Agip, 1998). Questa successione continentale poggia generalmente su un substrato costituito da depositi marini e transizionali del Pleistocene inferiore e medio, riferibili alla Sabbie Gialle o Sabbie di Imola del margine appenninico-padano (RER & ENI-Agip, 1998).

La profondità della base della successione alluvionale varia in funzione della geometria delle Pieghie Ferraresi; nelle aree di sinclinale lo spessore delle alluvioni supera i 500 m mentre nelle aree di anticlinale si riduce fino a meno di 100 m (RER & ENI-Agip, 1998). Nelle zone di alto strutturale il substrato è talora fortemente eroso e anche i depositi del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) hanno spessore ridotto e sono presenti estese lacune stratigrafiche.

Il territorio del Comune di Finale Emilia ricade prevalentemente nel Foglio 184 e in parte nel Foglio 185 della Carta Geologica in scala 1:50.000 della Regione Emilia-Romagna (Progetto CARG), che attualmente sono entrambi da realizzare. La Carta Geologica di Pianura della Regione Emilia-Romagna in scala 1:250.000 (Regione Emilia-Romagna - Ufficio Geologico, 1999) risulta quindi l'unica cartografia geologica recente attualmente disponibile, ma i contenuti informativi appaiono inadeguati alla scala del presente lavoro. Un riferimento di base per i dati geologici e litologici di superficie è rappresentato dalle Carte per la Sicurezza del Territorio e da quelle del Quadro Conoscitivo del PTCP 2009 della Provincia di Modena, realizzate per la definizione del rischio sismico alla scala provinciale.

Per la definizione del modello geologico in profondità a scala comunale, può essere utilizzato il Modello Strutturale d'Italia e diversi studi associati agli eventi sismici del 2012. Il settore centro-settentrionale del territorio è caratterizzato dalla presenza dell'anticlinale (piega per propagazione di faglia) associata alla Faglia di Finale Emilia (ITIS134, DISS Working Group, 2018) come chiaramente documentato dalla distribuzione dei movimenti verticali indotti in superficie dall'evento del 20 maggio 2012 (Figura 3-5). L'abitato di Casumaro, in particolare, si trova proprio in corrispondenza della culminazione assiale.

Un'altra struttura tettonica importante che interessa il territorio comunale è rappresentata dalla sorgente composita Carpi-Poggio Renatico (ITCS051, DISS Working Group, 2018) che lambisce il settore più meridionale del Comune di Finale Emilia. Da notare che un segmento di tale struttura (Faglia di Mirandola, ITIS107) si è attivato in concomitanza con il terremoto del 29 maggio 2012.

Ad esclusione dell'abitato di Casumaro, la maggior parte degli ambiti oggetto della presente microzonazione si trovano in realtà in corrispondenza con il settore sinclinalico frapposto tra le due suddette strutture tettoniche. In particolare, il centro urbano del capoluogo si trova sulle 'pendici' meridionali dell'anticlinale di Finale Emilia, mentre i centri di Massa Finalese e il polo industriale sulle 'pendici' settentrionali della struttura Carpi-Poggio Renatico. E' comunque da notare che il piegamento in corrispondenza di tale settore sinclinalico è piuttosto blando e il substrato roccioso non è qui caratterizzato da elevate profondità. A tal riguardo, la successione stratigrafica evidenziata nel pozzo Rivara mostra che il tetto del Pliocene si trova a circa 400 m oltre ad altre variazioni litologiche infra-quadernarie a profondità inferiori.

4. Dati geognostici e geofisici

I dati utilizzati in questo studio sono stati ricavati da indagini sia di tipo diretto che di tipo indiretto. Per quanto concerne i metodi di analisi diretta del sottosuolo sono state esaminate le stratigrafie provenienti sia da sondaggi a carotaggio continuo, sia da sondaggi a distruzione di nucleo o pozzi per idrocarburi (anche in aree limitrofe a quella del comune di Finale Emilia) che, seppur meno dettagliate delle prime, offrono informazioni relative allo spessore e alla tipologia dei corpi sepolti a maggiori profondità, e talvolta anche alla tipologia e alla profondità del substrato. In relazione ai sistemi d'indagine indiretta, sono stati analizzati log parametrici derivanti da prove penetrometriche statiche (CPT), da piezoconi digitali (CPTU e SCPTU), oltre ai rapporti di prova di indagini geofisiche tipo *down-hole*, *cross-hole*, HVSR, MASW e in *Array*. Le ubicazioni delle prove utilizzate per lo studio di microzonazione sismica sono riportate nella carta delle indagini - scala 1:10.000 (Tavola 1) descritta al paragrafo 8.1.

4.1. Indagini di repertorio

Nella prima fase dello studio di microzonazione sismica si è provveduto al reperimento delle indagini geognostiche e geofisiche disponibili sul territorio comunale. Questa attività ha portato all'acquisizione della banca dati geognostica del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, oltre che alla raccolta dei dati di sottosuolo disponibili presso l'archivio comunale, con particolare riguardo a quelli derivanti dalle indagini realizzate dopo il sisma del 2012.

Nel complesso si sono potute utilizzare ai fini della microzonazione sismica 515 prove pregresse mediamente di buona affidabilità, suddivise per numero e tipologia così come riportato in Tabella 4-1.

Da ultimo sono stati considerati dati di sottosuolo di altri Comuni, ubicati in prossimità del confine amministrativo. Tali dati, non riportati in carta, hanno comunque permesso di aumentare le conoscenze geologiche in tali aree e di meglio definire geometrie e limiti dei corpi deposizionali cartografati e delle aree a diverso rischio di liquefazione lungo le fasce di confine.

Le indagini ritenute effettivamente affidabili sono state raccolte, organizzate ed archiviate in una banca dati informatizzata e georeferenziata in ambiente GIS ESRI, la cui struttura risponde alle specifiche indicate dal Dipartimento nazionale della Protezione Civile (DPC) per gli studi di microzonazione sismica. Un archivio informatizzato consente di strutturare e sistematizzare il patrimonio informativo disponibile, al fine di renderlo più facilmente consultabile, fruibile ed aggiornabile. La struttura della banca dati consente, inoltre, di associare al dato geografico (sito d'indagine) degli attributi alfanumerici relativi alle diverse prove realizzate, come, ad esempio: profondità indagata, livello della falda, spessore degli orizzonti rilevati e altro. Oltre a ciò, ad ogni prova archiviata è possibile associare i propri parametri tecnici come, ad esempio, numero di colpi di avanzamento, valori di V_s misurati o frequenze di risonanza.

tipologia di prova	sigla	numero
prove penetrometriche statiche	CPT	184
prove penetrometriche statiche con punta elettrica	CPTe	7
prove penetrometriche statiche con piezocono	CPTU	127
prove penetrometriche statiche con cono sismico	SCPT	2
Sondaggi a carotaggio continuo	S	63
pozzi per acqua	PA	52
misure di microtremore a stazione singola	HVSR	38
prova sismica in foro tipo <i>Down-Hole</i>	DH	16
prova sismica in foro tipo <i>Cross-Hole</i>	CH	2
<i>Multi-channel Analysis of Surface Waves</i>	MASW	18
<i>Spectral Analysis of Surface Waves</i>	SASW	1
<i>Extended Spatial Autocorrelation</i>	ESAC-SPAC	1
<i>Refraction Microtremor</i>	REMI	2
sondaggi elettrici verticali	SEV	2
	TOTALE	515

Tabella 4-1: Numero di indagini pregresse raccolte ed utilizzate per lo studio, suddivise per tipologia.

Per l'archiviazione dei dati acquisiti si è fatto ricorso all'applicativo *SoftMS versione 4.1*, messo a disposizione dal DPC, che, attraverso maschere dedicate, consente l'inserimento dei dati all'interno di tabelle costituite da un insieme di record, gerarchicamente organizzate in modo da memorizzare in

maniera indipendente le informazioni legate al sito di indagine, alle prove in esso realizzate ed ai parametri tecnici di ognuna di queste.

L'abbondanza e la distribuzione tutto sommato omogenea delle indagini geognostiche pregresse, ha consentito una chiara ed accurata ricostruzione del quadro litostratigrafico, con buona correlazione generale delle proprietà geotecniche e geofisiche dei terreni presenti nei primi trenta metri di sottosuolo. Ottima è risultata la disponibilità di indagini geofisiche pregresse volte ad individuare i principali contrasti di impedenza ed a fornire indicazioni sulle velocità delle onde di taglio a maggiori profondità.

4.2. Indagini eseguite per la microzonazione sismica

In considerazione della tipologia e della distribuzione delle indagini pregresse disponibili, a supporto del presente studio di microzonazione sismica del Comune di Finale Emilia è stata direttamente realizzata una campagna di indagini mirata a caratterizzare dal punto di vista geotecnico e geofisico le aree indicate come suscettibili di trasformazioni urbanistiche e gli ambiti urbani consolidati in cui erano presenti solo poche indagini di qualità modesta. Nello specifico sono state realizzate 8 prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU) e 25 misure di microtremore a stazione singola (HVSR). Aggiungendo tali prove a quelle pregresse indicate nella Tabella 4-1 si arriva ad un totale di 548 indagini archiviate nella banca dati.

4.2.1. Prove penetrometriche statiche con piezocono (CPTU)

Le prove penetrometriche di tipo statico consentono di risalire, mediante correlazioni empiriche, alla natura dei corpi sedimentari presenti nel sottosuolo analizzando il rapporto tra resistenza alla penetrazione (q_c) ed attrito laterale (f_s) prodotto da una punta conica spinta nel terreno a velocità costante.

Le CPTU (*Cone Penetration Test with Pore Pressure measurement*) si eseguono tramite un penetrometro dotato di punta elettrica a piezocono la quale, collegata mediante cavo elettrico ad un'unità di acquisizione in superficie, permette di misurare anche il valore della pressione interstiziale (u) presente tra i pori dei sedimenti, in modo da determinare la trasmissività idraulica dei corpi sedimentari indagati.

Questa tecnica consente di meglio discriminare i terreni a scarsa permeabilità e bassa resistenza, oltre a fornire un maggior dettaglio stratigrafico dovuto all'acquisizione in automatico del dato, con una precisione centimetrica all'avanzamento. Le indagini sono state eseguite mediante penetrometro statico equipaggiato di punta elettrica Pagani con le seguenti caratteristiche:

- diametro di base del cono $f = 36 \text{ mm}$
- area della punta conica $A_p = 10 \text{ cm}^2$
- angolo apertura del cono $B = 60^\circ$
- superficie laterale manicotto $A_m = 150 \text{ cm}^2$

Le prove sono state generalmente spinte fino a circa 20 m, profondità entro la quale possono verificarsi fenomeni di liquefazione cosismica in presenza di terreni granulari poco addensati e saturi in acqua. I dati penetrometrici (q_c , f_s ; Allegato 2) sono stati elaborati sia per ricavare i principali parametri tessiturali e meccanici dei sedimenti attraversati, sia per eseguire verifiche a liquefazione con metodi semplificati. Le indagini penetrometriche CPTU hanno interessato le località riportate in Tabella 4-2.

PROVA	ID_SPU	LAT. (WGS84)	LONG. (WGS84)	LOCALITA'	DATA	PROF. [m]	QUOTA FALDA DA P.C.
CPTU01	036012P517 CPTU535	44.8360	11.2865	via Mirandola (campo sportivo), loc. Massa Finalese, Finale Emilia	10/07/2020	20,04	4,30
CPTU02	036012P518 CPTU536	44.8481	11.2431	via Gallini, loc. Massa Finalese, Finale Emilia	10/07/2020	20,02	3,60
CPTU03	036012P519 CPTU537	44.8496	11.2194	traversa di via Ceresa, polo industriale, Finale Emilia	10/07/2020	20,04	2,70
CPTU04	036012P520 CPTU538	44.8563	11.2054	via per Modena (parchetto), Finale Emilia	10/07/2020	20,09	4,60
CPTU05	036012P546 CPTU564	44.8230	11.2441	via per Camposanto, Finale Emilia	20/07/2020	20,00	1,30
CPTU06	036012P547 CPTU565	44.8546	11.2152	via Albero, loc. Massa Finalese, Finale Emilia	20/07/2020	20,00	3,80
CPTU07	036012P548 CPTU566	44.8387	11.3057	via Susano, Finale Emilia	20/07/2020	20,00	1,90
CPTU08	036012P549 CPTU567	44.8369	11.3658	via Correggio, loc. Casumaro, Finale Emilia	20/07/2020	20,00	2,40

Tabella 4-2: Sintesi dei dati principali associati alle 8 indagini penetrometriche CPTU eseguite.

4.2.2. Misure di microtremore a stazione singola (HVSR)

Le misure puntuali ad alta risoluzione di sismica passiva sono state eseguite con tromografo digitale Tromino e sono finalizzate all'elaborazione degli spettri di base ed alle analisi HVSR del sottosuolo (Albarello e Castellaro, 2011). Tale strumento misura il rumore di fondo e lo utilizza come funzione di eccitazione per identificare in maniera passiva, non invasiva e rapida le frequenze di risonanza del sottosuolo, che sono in relazione diretta con l'amplificazione sismica, considerata da molti la prima causa di danno e distruzione durante un terremoto (Mucciarelli, 2012).

Il rumore di fondo (microtremore), presente diffusamente sulla superficie terrestre ed associato sia a fenomeni atmosferici sia all'attività antropica, è relativo ad oscillazioni molto piccole (10^{-4} - 10^{-2} mm), con componenti spettrali che vengono scarsamente attenuate nello spazio e misurabili con tecniche di acquisizione di tipo "passivo". Tutte le onde elastiche dalla sorgente al sito, subiscono modifiche al loro tragitto ed attenuazioni in relazione alla natura del sottosuolo attraversato. Le informazioni stratigrafiche contenute nei microtremori sono sovrapposte al rumore casuale e possono essere estratte attraverso metodologie come quella di Nakamura dei rapporti spettrali (HVSR - *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*). Tale tecnica è utilizzata anche per la determinazione dell'amplificazione sismica locale e per stimare le frequenze principali di risonanza del sottosuolo, dati molto utili anche per la progettazione ingegneristica delle strutture (Castellaro, 2012; Castellaro e Mulargia, 2011). Il metodo considera i microtremori derivanti da onde di superficie (onde di *Rayleigh*) nelle componenti orizzontali e verticali, che vengono amplificate per effetto di sito a causa della presenza di discontinuità stratigrafiche nel sottosuolo. È quindi possibile ricostruire la forma spettrale del microtremore, in cui i picchi alle diverse frequenze rappresentano il rapporto tra la componente orizzontale e verticale dei segnali registrati.

L'acquisizione dei dati è stata effettuata con frequenza di campionamento di 125 Hz e con tempo di singola registrazione pari a 30 minuti. In Tabella 4-3 sono riportati i principali dati associati a ciascuna delle misure di microtremore realizzate e utilizzate per lo studio di microzonazione.

PROVA	ID_SPU	LAT. (WGS84)	LONG. (WGS84)	DATA	DURATA	f_0	A_0
FinE01	036012P521HVSR539	4971816	212757	01/06/20	30 min	0.63	3.3
FinE02	036012P522HVSR540	4971490	212300	01/06/20	30 min	0.63	2.7
FinE03	036012P522HVSR541	4971282	211930	01/06/20	30 min	0.69	2.6
FinE04	036012P522HVSR542	4971047	208009	01/06/20	30 min	0.81	2.7
FinE05	036012P522HVSR543	4970456	207587	01/06/20	30 min	0.78	2.6
FinE06	036012P522HVSR544	4696918	207243	01/06/20	30 min	0.81	2.6
FinE07	036012P522HVSR545	4971677	208025	03/06/20	30 min	0.81	2.2
FinE08	036012P522HVSR546	4971744	206916	03/06/20	30 min	0.56	2.7
FinE09	036012P522HVSR547	4971438	206450	03/06/20	30 min	0.63	2.6
FinE10	036012P522HVSR548	4971065	205778	03/06/20	30 min	0.59	2.5
FinE11	036012P522HVSR549	4971120	205932	05/06/20	30 min	0.69	2.2
FinE12	036012P522HVSR550	4970840	206538	05/06/20	30 min	0.63	2.1
FinE13	036012P522HVSR551	4970733	206976	05/06/20	30 min	0.78	2.2
FinE14	036012P522HVSR552	4973783	200245	20/06/20	30 min	0.75	2.7
FinE15	036012P522HVSR553	4971207	203692	21/06/20	30 min	0.69	1.8
FinE16	036012P522HVSR554	4970190	202687	21/06/20	30 min	0.5	1.4
FinE17	036012P522HVSR555	4969303	202490	21/06/20	30 min	0.56	3.1
FinE18	036012P522HVSR556	4972032	202910	21/06/20	30 min	0.78	2.4
FinE19	036012P522HVSR557	4972942	203258	21/06/20	30 min	1.10	3.2
FinE20	036012P522HVSR558	4974138	202657	21/06/20	30 min	0.75	2.9
FinE21	036012P522HVSR559	4972435	199809	23/06/20	30 min	0.63	2.4
FinE22	036012P522HVSR560	4973570	200910	15/07/20	30 min	0.72	2.5
FinE23	036012P522HVSR561	4973159	200386	15/07/20	30 min	0.63	2.5
FinE24	036012P522HVSR562	4972744	199781	15/07/20	30 min	0.81	2.1
FinE25	036012P522HVSR563	4972935	201217	15/07/20	30 min	0.63	2.6

Tabella 4-3: Principali dati associati alle 25 misure di microtremore a stazione singola HVSR di nuova esecuzione. f_0 = frequenza naturale; A_0 = ampiezza del picco di f_0 .

5. Modello del sottosuolo

Per la definizione del modello di sottosuolo descritto nel presente capitolo ci si è riferiti innanzitutto allo schema stratigrafico dei depositi pliocenico-quadernari del bacino padano (Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, 1998), che indica le principali unità stratigrafiche e superfici di discontinuità in relazione alle sequenze deposizionali e unità idrostratigrafiche e che viene riportato in Figura 5-1.

Una fase fondamentale per l'elaborazione della microzonazione sismica è stata l'individuazione del substrato sismico (*bedrock*), caratterizzato da elevati valori di rigidità e di velocità di

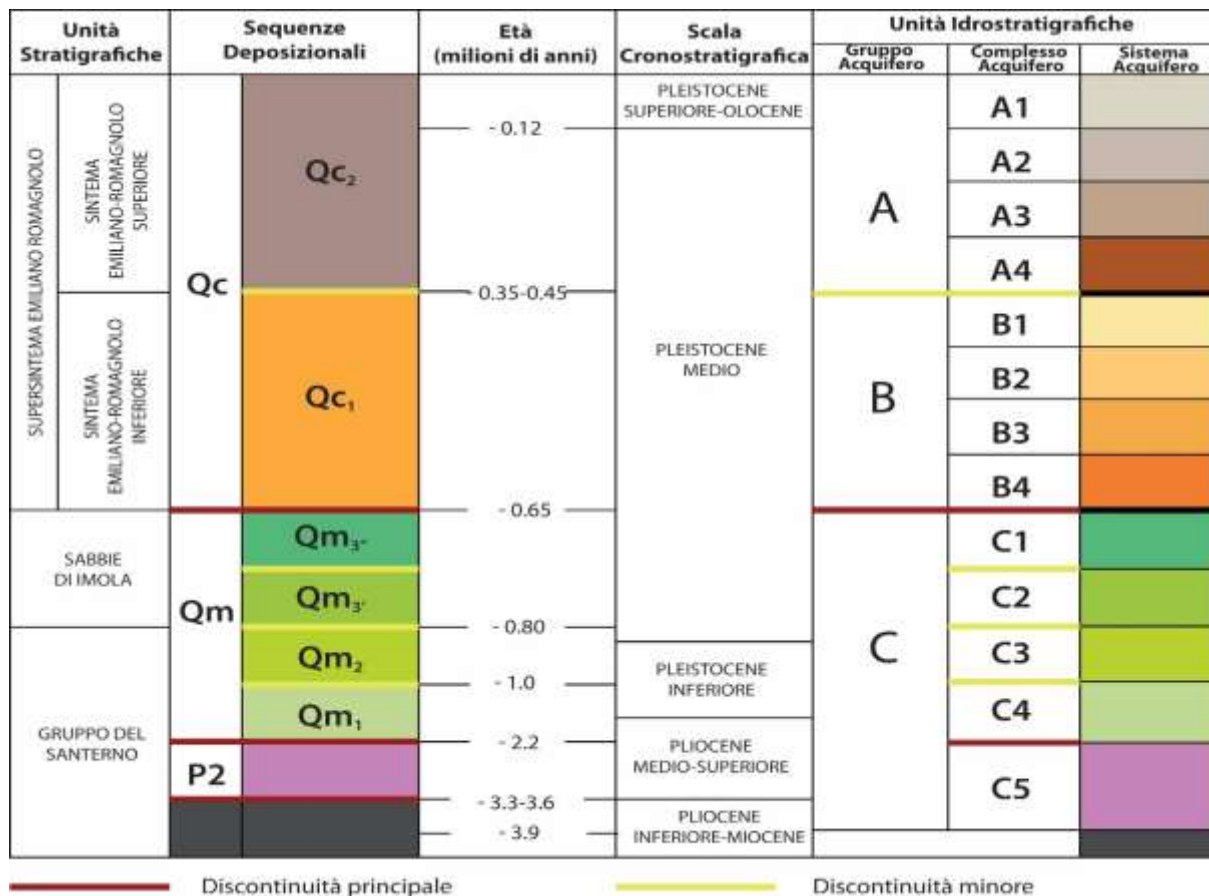


Figura 1-1: Schema stratigrafico dei depositi pliocenico-quadernari del bacino padano, con indicazione delle principali unità stratigrafiche e superfici di discontinuità, sequenze deposizionali e unità idrostratigrafiche (da Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, 1998).

propagazione delle onde sismiche. Esso è definito dal valore di velocità delle onde di taglio (V_s) superiore a 800 m/s.

Dato che ogni distribuzione dell'amplificazione spettrale alle varie frequenze oscillatorie è compatibile con molte diverse combinazioni di spessori e velocità sismiche dei diversi strati presenti nel sottosuolo del sito indagato, al fine di ottenere una stima affidabile della distribuzione delle velocità nel sottosuolo occorre disporre di una calibrazione dell'architettura stratigrafica ottenuta in modo indipendente, come da sondaggi o profili sismici. Nella pianura emiliana il substrato sismico risulta sepolto a profondità generalmente molto maggiori di quelle raggiungibili mediante le normali indagini geognostiche realizzate a supporto delle costruzioni. Il substrato, infatti, è stato raggiunto soltanto da alcuni pozzi dedicati alla ricerca di idrocarburi. A queste profondità del sottosuolo non sono in genere disponibili misure dirette in pozzo delle velocità sismiche, per cui si è dovuto fare ricorso a metodi indiretti, basati sullo studio dei microtremori, interpretati nel contesto geologico-stratigrafico regionale, derivato dall'interpretazione di numerose linee sismiche profonde, effettuate in gran parte dall'AGIP, e dai pochi dati stratigrafici acquisiti durante le perforazioni profonde.

La velocità delle onde sismiche aumenta con la profondità, anche se in modo non lineare soprattutto in corrispondenza di superfici di discontinuità stratigrafica attraverso le quali esse subiscono brusche variazioni. Il loro riconoscimento è ovviamente fondamentale per delimitare le principali unità deposizionali nel sottosuolo. Per l'individuazione delle profondità dei limiti discordanti vengono in genere utilizzati diversi metodi geofisici, interpretati nel contesto stratigrafico regionale del sottosuolo. I principali contrasti di impedenza, associati a tali limiti, sono stati identificati mediante misure di microtremore sismico che hanno permesso di ricostruire la variazione alle diverse frequenze vibrazionali del rapporto tra le componenti oscillatorie orizzontali e verticali (H/V o HVSR).

Come visto nel Capitolo 3, le zone degli "ambiti" del Comune di Finale Emilia oggetto del presente studio di microzonazione sismica sono comprese tra le due strutture anticlinali sepolte: 1) a sud-ovest l'anticlinale "di Mirandola", che in questa porzione di territorio è via via meno pronunciata andando verso est-sud-est; 2) a nord-nord-est una struttura tettonica "minore", meno pronunciata e compresa tra le anticlinali maggiori di Mirandola e Casaglia.

Il substrato sismico s.s. (in questo settore della pianura rappresentato dal tetto delle successioni del Pliocene inferiore) si attesta a profondità inferiori a 100 m dal piano campagna in corrispondenza

del culmine delle anticlinali principali (Mirandola e Casaglia) e a oltre 1000 m nelle aree di sinclinale come a sud della struttura di Mirandola. Tale dato è accertato dalle prospezioni sismiche realizzate per la ricerca degli idrocarburi, calibrate a partire dai dati stratigrafici dei pozzi profondi perforati nell'area le cui stratigrafie non risultano pubbliche sul sito UNMIG (<http://unmig.mise.gov.it/unmig/pozzi/pozzi.asp>), ma sono citate ed in parte riprodotte da chi ha potuto consultarle in via riservata per scopi di ricerca (Molinari e Martelli, 2010; Tarabusi e Caputo 2017). È sulla base di questi dati che, nell'ambito dello studio di microzonazione delle aree colpite dal terremoto del 2012 realizzato nel 2013 a seguito dell'Ordinanza n.70 del 13/11/2012 (Martelli e Romani, 2013) sono stati realizzati 2 sondaggi profondi in corrispondenza dell'alto strutturale di Mirandola, finalizzati ad intercettare il substrato sismico, a investigare in dettaglio la stratigrafia dei depositi quaternari e a misurare direttamente la velocità delle onde sismiche longitudinali (V_p) e di taglio (V_s) fino a fondo foro.

L'analisi di questi dati di grande dettaglio disponibili per la zona di alto strutturale, hanno consentito una calibrazione piuttosto affidabile del dato ricavato dalle misure di microtremore a stazione singola (HVSr) che, associato alla stima delle proprietà meccaniche delle diverse unità stratigrafiche regionali, ha permesso di stimare con buona affidabilità la profondità delle superfici che generano i principali contrasti di impedenza rilevabili con la tecnica HVSr. In particolare, la superficie a cui è associato un più marcato aumento della rigidità e della velocità di propagazione delle onde sismiche in tutta l'area di studio è individuata, come vedremo in dettaglio nel capitolo successivo, al tetto di successioni del Pliocene. Tale superficie si approfondisce, allontanandosi dal culmine degli alti strutturali, ma può in molti casi essere seguita ugualmente attraverso l'analisi delle curve HVSr, anche se in modo meno evidente (Tarabusi e Caputo, 2017). Le alternanze di sabbie e argille che costituiscono le successioni del Pliocene si sono deposte in ambienti marini profondi e hanno subito un processo di cementazione e litificazione. Esse sono limitate al tetto da una superficie netta, associata a una discordanza angolare. A questa superficie si sovrappongono sedimenti quaternari, inferiormente marini e superiormente continentali, caratterizzati da velocità di propagazione delle onde sismiche marcatamente più basse di quelle del substrato. I dati rilevati all'interno di successioni quaternarie, mediante tecniche di *cross-hole* profondo in zona di anticlinale a Mirandola (Martelli e Romani, 2013; Garofalo *et al.*, 2016) e nella vicina Medolla (Martelli e Romani, 2013) e di *down-hole* profondo in zona di sinclinale nei pressi di Mirabello (Minarelli *et al.*,

2016), hanno consentito una correlazione robusta tra i valori di V_s registrati all'interno delle unità quaternarie in contesti diversi. In particolare, i dati mostrano come anche in zone di sinclinale nei depositi fra i 200 e i 300 m di profondità le V_s siano ancora piuttosto basse, con valori minori di 400 m/s, non compatibili con quelli caratteristici del substrato sismico s.s. Tale livello di riferimento deve essere quindi generalmente individuato a profondità più elevate, e corrisponde a un picco di risonanza a più bassa frequenza rilevato dalle misure HVSR e probabilmente sempre correlabile, anche in zona di sinclinale, con il tetto dei depositi pliocenici.

Questa superficie è stata ampiamente piegata dalla deformazione tettonica, per cui, nelle diverse porzioni della pianura emiliana, si trova oggi a profondità variabili. Essa, come abbiamo visto, è relativamente prossima alla superficie nella fascia di culmine dell'anticlinale (anche meno di 100 m a Mirandola, Medolla e Casaglia), mentre si approfondisce rapidamente spostandosi lungo la periclinale in corrispondenza di San Felice Sul Panaro e della zona sudoccidentale del Comune di Finale Emilia.

5.1. Substrato

Come definito al paragrafo precedente, ai fini della microzonazione sismica, con il termine “substrato” sono qui definite tutte le successioni sottostanti le unità stratigrafiche del Quaternario Marino (QM). Come precedentemente accennato, il substrato è qui limitato al tetto da una superficie netta di discordanza, che marca il tetto di depositi di varia natura ed età (Figura 5-1).

Nell'area indagata, a tale superficie corrisponde sempre al tetto dei corpi pliocenici ed è probabilmente associata ad una variabile lacuna temporale. La superficie si sovrappone infatti a depositi di età variabile, più antica nelle aree di culminazione anticlinale (Pliocene inferiore), più recenti allontanandosi da essa (Pliocene medio-superiore), come attestato da sondaggi e sezioni geologiche. Anche l'età della base dei successivi depositi quaternari è certamente variabile. La combinazione di questi due fattori fa sì che la lacuna temporale associata alla discordanza che marca il tetto del substrato sismico sia più lunga nelle zone di alto strutturale e tenda a diminuire verso le adiacenti aree di sinclinale.

Per definire profondità e natura del substrato sismico, di certo non indagabile direttamente con indagini geognostiche tradizionali, ci si può riferire alle indicazioni ricavabili dalle sezioni geologiche disponibili (Allegato 1) e dalla stratigrafia del pozzo per idrocarburi “Rivara 1”, unico dato geologico

“profondo” presente nell’area di studio e che ha raggiunto la profondità di 1195,9 m. Il pozzo Rivara 1, la cui stratigrafia è archiviata in banca dati con codice 036012P550S568, si colloca lungo il confine occidentale con il Comune di San Felice sul Panaro, circa 400 m a ovest dal limite dell’ambito della frazione di Massa Finalese (Figura 7-1).

Sulla base delle indicazioni stratigrafiche del pozzo Rivara 1, la superficie che separa la base dei depositi del Quaternario Marino (QM), da quelli pliocenici, rappresentati da “sabbia media e fine intercalata da argilla e marna” del Pliocene medio superiore, è posta ad una profondità di 420 m. In ragione della collocazione della verticale del pozzo rispetto agli ambiti di studio e al fatto che il Comune di Finale Emilia si trova compreso tra due zone di alto strutturale relativo, si può ragionevolmente assumere tale valore (420 m) come una media rappresentativa della profondità dal piano campagna del substrato sismico dell’area in esame.

5.2. Terreni di copertura

Come già in precedenza accennato la successione quaternaria è formata da sedimenti assai poco litificati e consolidati, che sono attribuibili, in base alle proprietà elasto-meccaniche ed alla posizione stratigrafica, ai “terreni di copertura”. Questi terreni presentano comunque notevoli variazioni petrofisiche e litologiche interne che ne hanno permesso la suddivisione in una serie di unità stratigrafiche descritte di seguito.

5.2.1. Quaternario Marino

Le successioni del Quaternario inferiore sono inquadrare nell’unità stratigrafica del Quaternario Marino (QM) e sono formate da argille a foraminiferi platonici, passanti superiormente a facies di prodelta e sabbie di fronte delizio. Queste sequenze si sono deposte nella prosecuzione occidentale dell’antico Mare Adriatico, soggetta a forte subsidenza ed apporto sedimentario. Questa unità, nella pianura emiliana, è raggiunta solo da un limitato numero di sondaggi stratigrafici descritti in modo sufficientemente accurato, generalmente realizzati per fini di ricerca di idrocarburi.

Nell’area considerata l’unità del Quaternario Marino è in prevalenza costituita da argille di mare aperto (Molinari e Martelli, 2010) con spessori di 200-300 m nelle zone comprese tra le anticlinali come le aree degli ambiti di Finale Emilia e spessori assai più ridotti, nelle zone di alto strutturale

verso sud e verso nord (Allegato 1). Nello specifico, in corrispondenza del pozzo Rivara 1, il Quaternario Marino è stato rinvenuto a profondità compresa tra 150 e 420 m ed ha quindi uno spessore di 270 m.

Il Quaternario Marino è frequentemente limitato al tetto da una discordanza stratigrafica, anche angolare, associata ad una lacuna cronologica, che lateralmente passa in condizioni di paraconcordanza. La discordanza è legata alla fase di riorganizzazione tettonica datata a circa 650.000 anni (Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, 1998).

5.2.2. Quaternario continentale (Supersistema Emiliano-Romagnolo)

La discordanza sopradescritta è stata scelta come limite inferiore del Supersistema Emiliano-Romagnolo, formato, in questa area, da sedimenti di origine alluvionale costituiti da un'alternanza di sabbie e limi depositati dal Po e dai suoi affluenti (Molinari e Martelli, 2010).

Il Supersistema Emiliano-Romagnolo è formato da ripetute alternanze di livelli dominati da sedimenti granulari sabbiosi ed altri più ricchi di sedimenti fini. Questa alternanza è stata fortemente influenzata dal susseguirsi di fasi glaciali ed interglaciali. Le fasi glaciali sono registrate da depositi fluviali di pianura alluvionale fredda, con granulometrie marcatamente più grossolane di quelle delle fasi interglaciali. Nello specifico dell'area in esame, in corrispondenza del pozzo Rivara 1, il Quaternario presenta uno spessore di 150 m. Il Supersistema Emiliano-Romagnolo è bipartito in Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e Superiore (AES) da una superficie di discordanza, influenzata dalla deformazione tettonica delle Pieghe Ferraresi sepolte, fra 400.000 e 350.000 anni fa circa. In aree di culminazione di anticlinale, la superficie di discordanza può forse anche arrivare a sovrapporsi direttamente ai sedimenti del Pliocene.

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) presenta quindi uno spessore variabile da zero a pochi metri delle zone di anticlinale, come ad esempio, quella della porzione meridionale del Comune di Mirandola, fino ad oltre 120 m nelle zone depocentrali di sinclinale (Minarelli *et al.*, 2016). Sulla base di questo dato è ragionevole ritenere che nella zona del Comune di Finale Emilia, dove lo spessore dell'intero Quaternario continentale è di circa 150 m, quello del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) possa essere nell'ordine dei 40-50 m (Sezione 2 in Allegato1).

Il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) è organizzato in cinque cicli deposizionali trasgressivo-regressivi, che mostrano ciascuno uno spessore di circa 30-40 m, in corrispondenza delle

aree di sinclinale e spessori minori, anche inferiori a 20 m, nelle aree di alto strutturale (Minarelli *et al.*, 2016). L'evoluzione deposizionale testimonia sia il progressivo riempimento del bacino sedimentario, sia lo spostamento verso nord degli assi depocentrali e del reticolo fluviale padano, legato al prevalere degli apporti terrigeni rispetto alla creazione di spazio di accomodamento sedimentario.

Lo sviluppo di questi cicli sedimentari è stato controllato dalle grandi fluttuazioni glacio-eustatiche, che hanno influenzato sia il clima dei bacini idrografici padano-appenninici (e quindi le portate liquide e solide), sia il livello eustatico. Il limite inferiore dei cicli è in genere formato da una superficie netta di disattivazione della sedimentazione fluviale grossolana singlaciale. La porzione trasgressiva basale di ciascun ciclo è caratterizzata dalla presenza di limi e sabbie continentali, seguiti da argille di piana alluvionale. Le porzioni regressive sono invece costituite da successioni di depositi fini di piana alluvionale, con subordinati corpi nastriformi isolati di sabbie di canale fluviale. Nella parte superiore dei cicli, le sabbie di canale fluviale divengono più abbondanti, fino alla formazione di corpi sabbiosi maggiormente continui.

Nell'ambito del Progetto di Cartografia Geologica Nazionale, i cinque cicli che compongono il Sintema sono stati suddivisi in 2 cicli inferiori definiti rispettivamente Subsintema di Liano (AES4) e Subsintema di Torre Stagni (AES5) (cfr. AES indifferenziato - CARG Foglio 204 Portomaggiore), ed in 3 cicli superiori, inquadrati nei Subsintemi di Bazzano (AES6), di Villa Verucchio (AES7) e di Ravenna (AES8).

La porzione meglio conosciuta della successione risulta senza dubbio quella nei primi 20-30 m di profondità, indagata da numerose prove geognostiche (Tabella 4-1). Come dettagliato ai Paragrafi 8.2 e 8.4, nel sottosuolo del Comune di Finale Emilia, nei primi metri al di sotto del piano campagna sono in genere presenti argille, argille limose e limi organici all'interno dei quali, in alcune fasce ben distinte, si intercalano sabbie medie e fini, a granulometria poco assortita che documentano corpi fluviali minori di origine prevalentemente appenninica. Nel settore centro-settentrionale del territorio comunale, a profondità variabile tra i 10 e i 20 m si rinvengono i depositi sabbiosi del fiume Po, caratterizzati da valori elevati di resistenza alla punta (q_c in genere superiore a 10 MPa) e, dove presenti, spesso in modo continuo fino a 30 m e oltre. Nel settore meridionale, invece, tali sabbie sono assenti, o quasi, nei primi 30 m. Tale suddivisione è rappresentata in Figura 7-1.

5.2.3. Considerazioni conclusive

Tutte le numerose influenze che l'anticlinale di Mirandola ha esercitato ed esercita a carico della successione sedimentaria presente nel sottosuolo comunale e che sono state ampiamente illustrate nel presente capitolo, vengono rilevate dalle indagini in situ, che quindi ad una attenta lettura di insieme permettono di distinguere aree a comportamento differente in caso di sisma, finalità ultima di uno studio di microzonazione sismica. Come vedremo nei capitoli successivi infatti, i movimenti verticali differenziali indotti dalla tettonica si riflettono inevitabilmente sulle principali caratteristiche del sottosuolo che permettono di distinguere: (i) differenti terreni di copertura (carta geologico tecnica, Paragrafo 8.2 e Tavola 2), (ii) aree caratterizzate da frequenze di risonanza e ampiezze del picco H/V molto diverse (carta delle frequenze naturali dei terreni, Paragrafo 8.3 e Tavola 3), (iii) zone caratterizzate da stratigrafie differenti in relazione all'amplificazione del moto sismico e alla possibile insorgenza di effetti locali (carta MOPS, Paragrafo 8.4 e Tavola 4), (iv) aree caratterizzate da differenti fattori di amplificazione e valori di indice di liquefazione (carte di microzonazione sismica di terzo livello, Paragrafo 8.5 e Tavole 6, 7, 8 e 9).

In sostanza, quasi tutti i concetti espressi e le determinazioni raggiunte nei prossimi capitoli, traggono origine o sono comunque influenzati dalla presenza o meno delle strutture tettoniche sepolte nelle diverse porzioni del territorio comunale.

6. Interpretazioni e incertezze

In questo capitolo vengono esaminate le principali scelte effettuate a scopo interpretativo, partendo dall'esposizione del percorso logico seguito per delineare la struttura dello studio, evidenziandone le ragioni e gli elementi a sostegno, ma cercando anche di valutarne le inevitabili incertezze e le eventuali criticità.

6.1. Frequenza naturale dei terreni (f_0)

Le misure di rumore ambientale a stazione singola sono fortemente influenzate dal contesto del sito nel quale viene effettuata la registrazione e dalle condizioni meteorologiche. Tra i fattori ambientali il vento è l'agente atmosferico con maggiore influenza, in grado di indurre perturbazioni a bassa frequenza (< 1 Hz) non legate alle caratteristiche del sito. I transienti principali sono provocati da sorgenti di breve durata, come il passaggio di automobili e treni, la cui influenza dipende dall'energia e dalla distanza. Il traffico urbano di una strada ad elevato scorrimento ad esempio, è una sorgente di onde a grande ampiezza e breve periodo, mentre i disturbi di natura industriale possono generare picchi estremamente ampi, o massimi locali multipli, in alcun modo connessi alle condizioni geologiche del sito. Al fine di ridurre gli effetti appena descritti e limitare le incertezze indotte alle misure, sono stati utilizzati alcuni accorgimenti durante le registrazioni dei microtremore. In particolare, lo strumento di misura è stato sempre inserito in una piccola buca scavata nel terreno in modo da ridurre al minimo le perturbazioni indotte dal vento sul segnale. La rimozione della parte superficiale del suolo ha permesso anche di migliorare l'accoppiamento tra i sensori velocimetrici ed il terreno, oltre che di verificare l'assenza di interfacce intermedie (es. cemento, fondo stradale, stabilizzato), responsabili di inversioni di marcate velocità in grado di determinare una non corretta interpretazione della curva HVSr.

A seguito della raccolta dati realizzata per il presente studio risultano archiviate in banca dati 47 misure di microtremore pregresse realizzate con strumenti diversi, analizzate con differenti *software* e utilizzando parametri e algoritmi variabili, a cui non è sempre facile attribuire un grado di affidabilità. Per poter disporre di un sott'insieme sufficientemente ampio di dati che fossero per quanto possibile omogenei e quindi confrontabili, oltre che sicuramente affidabili, per la redazione

della carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3) e per correlarne i risultati con i dati stratigrafici disponibili è stata utilizzata solo una parte di tutte le misure archiviate, definite ad affidabilità medio-alta. Si tratta di 63 misure in tutto, in parte pregresse (38), in parte realizzate a supporto del presente studio (25, Paragrafo 4.2.2).

Le 63 misure direttamente utilizzate per la redazione della carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3) risultano ben distribuite arealmente e senza dubbio sufficienti a caratterizzare tutti gli ambiti di studio.

Come visto in precedenza le misure direttamente utilizzate per la redazione della carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3) hanno fornito dati con distribuzione areale e caratteristiche strumentali omogenee che, correlati con i dati geognostici disponibili, hanno permesso di stimare la profondità del substrato geologico assimilato al *bedrock* sismico (Paragrafo 5.1).

Le acquisizioni di microtremore realizzate per il presente studio hanno avuto durata di 30 minuti e quindi meglio utilizzabili di altre di repertorio per cercare di individuare il tetto dei depositi pliocenici (*bedrock* sismico), che risulta a profondità di circa 400 m (Capitolo 5), attraverso la correlazione dei risultati con i dati stratigrafici profondi disponibili (pozzo Rivara 1). Tali misure hanno infatti permesso di “validare” i picchi secondari visibili, anche se non sempre, a più bassa frequenza (compresi tra 0,35 e 0,6 Hz), soddisfacendo i criteri “Sesame” (AA.VV., 2004). Bisogna in ogni caso ricordare che i picchi di H/V a frequenze inferiori a 0,5 Hz possono essere influenzati dalle condizioni meteorologiche che li rendono in generale più o meno visibili (con ampiezza più o meno pronunciata) se le misure sono realizzate in tempi diversi (Albarello e Castellaro, 2011).

Le numerose misure di rumore ambientale distribuite su tutto il territorio comunale, hanno permesso, come detto, la redazione di una carta di dettaglio delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3, Paragrafo 8.3), la quale indica che nell’area comunale le frequenze principali variano tra 0,6 e 0,9 Hz circa (con valori estremi a 0,53 e 1,3 Hz), con ampiezza dei picchi in genere modesta (in media di poco superiore a 2).

6.2. Substrato rigido

Confrontando e correlando i dati geofisici con le sezioni stratigrafiche disponibili (Allegato 1) e con il dato stratigrafico profondo del pozzo Rivara 1 (archiviato in banca dati con codice

036012P550S568) è stato possibile associare i contrasti di impedenza alle discontinuità stratigrafiche che separano le principali unità riconosciute a scala regionale.

Rispetto a quanto osservabile per aree più direttamente influenzate dalla presenza di alti strutturali (Comune di Mirandola e Comune di Bondeno), nella porzione del territorio comunale di Finale Emilia oggetto di studio (ambiti urbanizzati) i picchi di H/V risultano meno evidenti e non sempre immediatamente correlabili con una stratigrafia lateralmente uniforme e, in generale, caratterizzata da passaggi stratigrafici e salti di velocità meno netti. In queste aree, in analogia con quanto riscontrato in altri recenti studi di microzonazione sismica di questa porzione della pianura emiliana (es. comuni di Cento e Mirabello), è comunque possibile correlare (Figura 6-1) i picchi poco pronunciati alle discontinuità stratigrafiche note in letteratura (Figura 5-1 e Capitolo 5):

- 1) Il picco a più alta frequenza (0.8-0.9 Hz circa), può essere correlato con la base del gruppo acquifero A, che corrisponde alla base del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES), datata 350.000-450.000 anni (Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, 1998). Nell'area di studio tale discontinuità dovrebbe attestarsi a circa 100 m di profondità dal piano campagna (Sezione 2 in Allegato1).
- 2) Il secondo picco, prossimo al primo sia come frequenza (0.6-0.7 Hz circa) che come ampiezza, può essere correlato con la base del gruppo acquifero B, che corrisponde alla base del Quaternario Continentale e del Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI), datata 650.000 anni. Nell'area di studio tale discontinuità dovrebbe attestarsi a circa 150 m di profondità dal

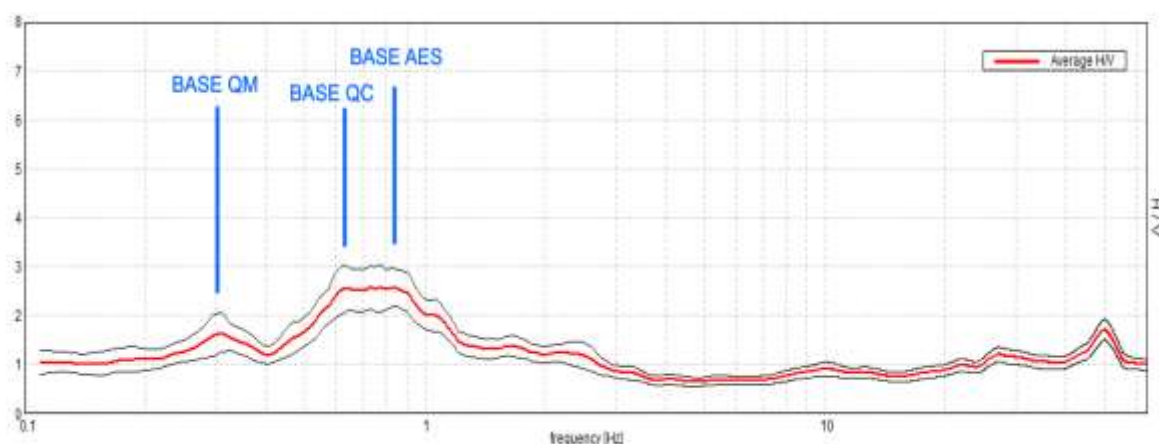


Figura 6.1: Indagine 036012P522HVSR540. Esempio di misura che mostra tre picchi significativi a frequenze inferiori a 1 Hz, di cui i primi due (a destra) sono coalescenti e le loro correlazioni con le principali discontinuità individuate nel modello stratigrafico dell'area.

piano campagna (dati stratigrafici del pozzo Rivara 1).

- 3) Il picco, in genere secondario, a più bassa frequenza (0.3-0.4 Hz circa), non sempre visibile con chiarezza, in quanto prossimo al limite strumentale e la cui evidenza o meno è influenzata dalle condizioni metereologiche, può essere invece ben correlato con la base del Quaternario Continentale (tetto dei depositi pliocenici). Nell'area di studio tale discontinuità dovrebbe attestarsi a circa 400 m di profondità dal piano campagna (dati stratigrafici del pozzo Rivara 1).

I valori sopra indicati risultano confermati dalla relazione che lega le frequenze fondamentali dei terreni, desunte da analisi di sismica passiva, con le velocità delle onde di taglio disponibili e la profondità di un dato contrasto di impedenza.

È importante sottolineare come, nella singola misura di microtremore, i primi due picchi, presenti in un intervallo di frequenze relativamente ravvicinato e caratterizzati da ampiezze simili, possano entrambi rappresentare, alternativamente, la frequenza naturale (o massima) dei terreni nel singolo sito. In molti casi, come anche in Figura 6-1, tali massimi della curva arrivano ad essere coalescenti e appaiono quasi come un unico picco piuttosto "largo". Per questa ragione carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3) presenta valori di f_0 relativamente variabili, ma comunque nella maggioranza dei casi compresa tra 0.6 e 0.9 Hz.

Vale la pena di chiarire il perché le unità presenti al di sotto delle due discontinuità più superficiali (Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore e Quaternario Marino) non possono però essere considerate come *bedrock* sismico: valori di velocità delle onde di taglio acquisiti in pozzo mediante tecniche *cross-hole* e *down-hole* (Di Capua e Tarabusi, 2013; Garofalo et al., 2016; Minarelli et al., 2016), dimostrano come le unità stratigrafiche della successione del Quaternario Continentale siano caratterizzate, in aree di bassa pianura alluvionale, da valori di V_s in media inferiori ai 400 m/s, mentre quelle del Quaternario Marino, sebbene caratterizzate da una maggiore velocità rimangono ugualmente lontane dagli 800 m/s caratteristici del substrato sismico s.s. di riferimento per le analisi di risposta sismica locale. Tale livello di riferimento deve, quindi, essere ricercato a profondità più elevate, cioè a frequenze di picco più basse (0.3-0.4 Hz circa), come quelle associabili al passaggio tra i depositi quaternari e quelli pliocenici, che potrebbero rappresentare il substrato sismico dell'area (Capitolo 5), come già verificato in altri comuni di questa porzione di Pianura Padana.

6.3. Terreni suscettibili di liquefazione

Una delle criticità che interessa il territorio comunale di Finale Emilia è legata alla presenza di terreni potenzialmente suscettibili di liquefazione.

La manifestazione in superficie di effetti di sito legati a fenomeni di liquefazione è stata documentata, in occasione del sisma del 2012, anche in diverse aree del territorio del Comune di Finale Emilia anche se in modo estremamente limitato negli ambiti urbanizzati ed urbanizzabili analizzati nel presente studio (Figura 2-6). La presenza di condizioni predisponenti a tali fenomeni è stata comunque accertata per diverse aree costituenti gli stesse ambiti.

L'interpretazione dei risultati ottenuti rispetto al contesto geologico locale e attraverso la correlazione con altre tipologie di indagini, ha portato alla definizione dei limiti delle Zone di Suscettibilità per Liquefazioni, ed alla loro suddivisione in base al diverso grado di rischio (Paragrafo 8.6). Lo studio ha quindi permesso di distinguere aree a diverso rischio di liquefazione e di identificare alcune porzioni di territorio in cui tale rischio può essere escluso. Nelle altre aree, invece, la suscettibilità per liquefazione è dovuta alla presenza di depositi sabbiosi del fiume Po relativamente superficiali e/o alla presenza tipicamente nei primi 5-10 m di livelli sabbiosi e sabbioso-limosi di provenienza appenninica, il cui spessore, seppur limitato, può indurre liquefazione in conseguenza della scarsa profondità e delle condizioni permanentemente sature.

Preme comunque sottolineare che sia il contesto deposizionale, sia l'elevata variabilità laterale nella distribuzione dei depositi sedimentari, non permettono di escludere in senso assoluto la presenza di locali livelli granulari saturi in acqua anche in quelle porzioni di territorio non classificate come "Zone di Attenzione per Liquefazione". Questa affermazione risulta ancora più veritiera nelle aree meno documentate da prove geognostiche, che nel caso specifico sono generalmente confinate in zone rurali o comunque poco densamente abitate.

Per tali ragioni la valutazione sito specifica del rischio di liquefazione è comunque sempre delegata ad ulteriori indagini geognostiche, da realizzarsi, ad esempio, in occasione di nuove fasi di pianificazione territoriale e/o nella progettazione esecutiva di eventuali interventi.

7. Metodologie di elaborazione e risultati

La finalità di uno studio di microzonazione sismica è quella di giungere ad una suddivisione del territorio esaminato in zone a diversa pericolosità sismica, in base alla loro suscettibilità ad effetti locali cosismici. Le zone sono classificate come **stabili** nel caso in cui non si ipotizzino effetti locali di alcuna natura e come **suscettibili di amplificazioni locali** qualora siano attese esclusivamente amplificazioni del moto sismico dovute all'assetto litostratigrafico e morfologico. Qualora siano invece possibili, oltre ai fenomeni di amplificazione, effetti di deformazione permanente del territorio, le zone sono identificate come **suscettibili di instabilità** e per esse sono richiesti approfondimenti di terzo livello.

Una corretta suddivisione in aree a diversa pericolosità deve essere necessariamente basata su un modello di sottosuolo di dettaglio, la cui definizione compete al geologo. La bontà del modello è certamente funzione della disponibilità di dati geognostici e geofisici, ma altrettanto dell'esperienza del tecnico che lo definisce. In contesti di pianura in cui la ricostruzione del sottosuolo è basata essenzialmente su informazioni derivanti da indagini puntuali, in numero anche molto rilevante e con distribuzione eterogenea, il compito del geologo può risultare particolarmente gravoso.

La ricostruzione dei primi 30 m di sottosuolo è stata dunque basata sia sulla tradizionale interpretazione delle facies sedimentarie e delle geometrie deposizionali, sia sulle informazioni estratte dalle sezioni geologiche semplificate prodotte per la Regione Emilia-Romagna in occasione del sisma 2012. Nei paragrafi seguenti sono descritte le metodologie utilizzate per la definizione dei modelli sismo-stratigrafici, per la determinazione dei fattori di amplificazione locale e per la definizione del grado di rischio associato alle diverse aree classificate come instabili.

L'evoluzione e la conformazione geologica del territorio, oltre alle osservazioni sugli effetti di sito compiute nelle aree colpite dagli eventi sismici del 2012, consentono di escludere la presenza di zone stabili, e di attribuire a quelle instabili problematiche sostanzialmente connesse ad amplificazione sismica (su tutti gli ambiti analizzati) e liquefazione dei terreni (su buona parte degli ambiti). Nelle aree definite come instabili sono pertanto state eseguite stime puntuali del potenziale di liquefazione mediante metodologie semplificate proposte dalla letteratura internazionale, applicate e verificate in

contesti deposizionali analoghi in seguito agli eventi sismici del 2012. Esempi di tali metodologie si trovano in Allegato 3.

7.1. Zone suscettibili di amplificazioni locali

Gli eventi sismici del 2012 hanno permesso di verificare come l'area di pianura emiliana colpita sia stata interessata da fenomeni di amplificazione stratigrafica (Bordoni *et al.*, 2012; Govoni *et al.*, 2014).

La determinazione del valore dell'amplificazione attesa può essere ottenuta sia attraverso l'utilizzo degli abachi di riferimento nazionali (ICMS - Gruppo di lavoro MS, 2008) o regionali (D.G.R. 630/2019), sia, con risultati di maggiore dettaglio, mediante analisi di risposta sismica locale.

Per le aree classificate come soggette ad amplificazioni locali ed instabilità (cfr. liquefazione) la quantificazione dell'accelerazione massima attesa in superficie (PGA) è stata ottenuta mediante calcolo della risposta sismica locale (RSL). I risultati sono stati confrontati con i fattori di amplificazione sismica proposti dai nuovi (D.G.R. 630/2019) e vecchi (D.A.L. 112/2007) abachi regionali, al fine di verificare la coerenza dei coefficienti di amplificazione ottenuti attraverso i due differenti approcci e valutare l'applicabilità degli uni o degli altri all'intero territorio in esame.

7.1.1. Risposta sismica locale con modellazioni numeriche

Sulla base dei dati stratigrafici, geofisici e geotecnici disponibili e considerando la possibile variazione della profondità del substrato sismico e delle principali discontinuità stratigrafiche presenti nell'area di studio (Paragrafo 6.2), sono state eseguite diverse modellazioni numeriche di risposta sismica locale. I risultati di tutte le modellazioni eseguite all'interno degli ambiti di studio possono essere sostanzialmente ricondotti a due tipologie di risposte sismiche, una valida per le zone in cui i primi 30 m sono caratterizzati da una netta prevalenza di depositi argillosi e una valida per le zone in cui nei primi 30 m sono presenti anche consistenti spessori di depositi sabbiosi del Fiume Po. Le possibili variazioni di profondità del substrato sismico (420 ± 50 m) e dei principali salti di velocità, posti in corrispondenza delle discordanze stratigrafiche note (base QC/AEI a 150 ± 20 m e base AES a 100 ± 20 m), correlate ai picchi in frequenza dell'H/V delle misure di microtremore (come dettagliato nel Paragrafo 6.2), hanno invece mostrato in genere una ridotta influenza sui modelli.

Sulla base di queste risultanze sono quindi stati modellati, a supporto del presente studio, due siti “tipo” per ciascuno dei quali è stato definito un modello sismo-stratigrafico in profondità. Le modellazioni sono state denominate:

- **RSL1** (Tabella 7-1), valida per la zona sudoccidentale degli ambiti di studio, caratterizzata dalla presenza di argille in superficie;
- **RSL2** (Tabella 7-1), per la zona di “basso” stratigrafico che interessa la porzione centro-settentrionale del capoluogo comunale e le restanti frazioni (Paragrafo 6.2.1) caratterizzate da un substrato sismico più profondo, compreso tra 450 e 500 m.

In Figura 7-1 sono distinte le aree del territorio comunale per cui risultano valide le due diverse modellazioni eseguite.

Le analisi di risposta sismica locale sono procedure di calcolo numerico che permettono di ricavare le funzioni di trasferimento del moto sismico dal substrato alla superficie. Tali procedure necessitano pertanto della definizione di un modello sismo-stratigrafico profondo che descriva le



Figura 7-1: Aree del comune di Finale Emilia oggetto della microzonazione sismica a cui sono associate le due diverse modellazioni di risposta sismica locale: RSL1 (sud e sud-ovest) in arancione e RSL2 (nord e nord-est) in giallo.

caratteristiche geotecniche e geofisiche delle successioni sedimentarie che ricoprono il substrato sismico.

I modelli ricostruiti per il presente studio si basano sui risultati di indagini geognostiche e geofisiche in situ ed in laboratorio (dati di aree limitrofe) eseguite per la caratterizzazione dei terreni di copertura costituenti le prime decine di metri di sottosuolo, mentre le unità stratigrafiche più profonde sono state invece descritte utilizzando dati di letteratura e correlazioni a scala regionale attraverso il confronto con sezioni e dati di pozzo.

Il modello sismo-stratigrafico e geotecnico è stato definito associando alle varie unità individuate: (i) i valori di velocità delle onde di taglio V_s ottenuti mediante misure dirette (*cross-hole*, *down hole*, coni sismici ed ESAC) per i primi 30 m, o da letteratura per profondità maggiori (Minarelli *et al.*, 2016); (ii) le curve di decadimento del modulo di taglio ($G/G_0 - \gamma$) e di incremento del fattore di smorzamento ($D - \gamma$) ottenute da prove dinamiche di laboratorio su campioni indisturbati o da indagini in situ con dilatometro sismico (Amoroso *et al.*, 2014), eseguite a supporto degli studi realizzati durante la fase di emergenza post-sismica dalla Regione Emilia-Romagna (Martelli e Romani, 2013), o di quelli più recenti di terzo livello eseguiti in altri comuni della pianura emiliana, oppure ricavate da dati di letteratura (per i livelli più sabbiosi); (iii) i valori del peso per unità di volume stimati dalle prove in situ e di laboratorio disponibili.

La correlazione tra dati stratigrafici, sezioni geologiche (cfr. Allegato 1), e curve H/V ottenute tramite misure di microtremore realizzate per il presente studio (Paragrafo 6.1), hanno permesso di individuare i maggiori contrasti di impedenza e stimare la profondità e la natura del substrato sismico anche se non è stato direttamente raggiunto dalle indagini (Paragrafi 5.1 e 6.2). Sulla base di tali analisi il substrato sismico, posto in corrispondenza della base dei depositi del Quaternario Marino (QM)-tetto dei depositi del Pliocene, è stato assunto, per entrambe le modellazioni, ad una profondità pari a 420 m (dato del pozzo per idrocarburi Rivara 1).

L'extrapolazione dei dati da zone diverse rispetto all'area in esame è stata possibile seguendo la metodologia proposta da Minarelli *et al.* (2016), considerando che i territori indagati si inquadrano nel medesimo contesto geologico-strutturale che determina la presenza delle stesse unità stratigrafiche appartenenti al Supersistema Emiliano-Romagnolo. Nell'extrapolare ed associare le velocità alle unità stratigrafiche, sono stati considerati opportune correzioni nei valori di V_s legati al diverso spessore, seppellimento e conseguente carico litostatico a cui sono sottoposte le stesse unità

stratigrafiche nelle diverse aree. Queste stime sono state effettuate verificando l'accordo con i principali contrasti di impedenza identificati dai picchi di H/V.

Per stimare il più correttamente possibile la velocità sismica del substrato sismico è stato infine assunto un valore sufficientemente elevato per poter riprodurre l'ampiezza del picco a più bassa frequenza osservato dalle misure di HVSR (Paragrafo 6.1). In Tabella 7-1 e Tabella 7-2 sono riportate le sintesi dei modelli sismo-stratigrafici proposti, rispettivamente per RSL1 e RSL2.

Tetto	Spessore	Campione/curve di decadimento - Unità geologica	V _s (m/s)
0	2	Cento Centro (8.5-9) - AL	140
2	2	Buonacompra SDMT2 (4.6-13.5) - A	180
4	6	Buonacompra SDMT2 (4.6-13.5) - A	150
10	3	Buonacompra SDMT2 (4.6-13.5) - A	190
13	6	Mirabello M1 C4 - AL + T - UNIFI	220
19	3	Mirabello - M1 C3 - AL + T - UNIFI	230
22	15	Mirabello - M1 C3 - AL + T - UNIFI	275
37	5	Mirabello M1 C4 - AL + T - UNIFI	300
42	15	Idriss 1990 - Sabbie	350
57	15	Idriss 1990 - Sabbie	380
72	10	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	390
82	20	Idriss 1990 - Sabbie	400
102	25	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	450
127	23	Idriss 1990 - Sabbie	460
150	30	Idriss 1990 - Sabbie	560
180	30	Idriss 1990 - Sabbie	600
210	35	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	600
245	25	Mirabello SDMT - Sf + L	640
270	40	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	640
310	28	Mirabello SDMT - Sf + L	660
338	42	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	660
380	40	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	680
420	Half-Space	bedrock	1200

Tabella 7-1: Modello sismo-stratigrafico e geotecnico utilizzato in input per il calcolo della RSL1 (sud e sud-ovest).

Tetto	Spessore	Campione/curve di decadimento - Unità geologica	V _s (m/s)
0	2	Cento Centro (8.5-9) - AL	140
2	2	Buonacompra SDMT2 (4.6-13.5) - A	180
4	6	Buonacompra SDMT2 (4.6-13.5) - A	150
10	3	Idriss 1990 - Sabbie	190
13	6	Idriss 1990 - Sabbie	230
19	3	Idriss 1990 - Sabbie	250
22	15	Idriss 1990 - Sabbie	275
37	5	Mirabello M1 C4 - AL + T - UNIFI	300
42	15	Idriss 1990 - Sabbie	350
57	15	Idriss 1990 - Sabbie	380
72	10	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	390
82	20	Idriss 1990 - Sabbie	400
102	25	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	450
127	23	Idriss 1990 - Sabbie	460
150	30	Idriss 1990 - Sabbie	560
180	30	Idriss 1990 - Sabbie	600
210	35	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	600
245	25	Mirabello SDMT - Sf + L	640
270	40	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	640
310	28	Mirabello SDMT - Sf + L	660
338	42	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	660
380	40	Mirandola - S1 C4 (69.7-70.1) - L + A - RER	680
420	Half-Space	bedrock	1200

Tabella 7-2: Modello sismo-stratigrafico e geotecnico utilizzato in input per il calcolo della RSL2 (nord-nord est).

Come accelerogrammi di *input* (substrato sismico) per il calcolo della risposta sismica locale, sono stati utilizzati i tre segnali di riferimento forniti dalla Regione Emilia-Romagna in allegato alla D.G.R. 630/2019 (Figura 7-2).

I segnali sono stati scalati in modo da far corrispondere la loro accelerazione massima con il valore di a_{ref} derivante dai punti della griglia della mappa di pericolosità sismica elaborata da INGV per il territorio nazionale. Tale valore è stato assunto pari a 0,15 g per entrambe le modellazioni, in considerazione dei valori medi tra quelli dei punti più prossimi, ricadenti nel territorio del Comune di Finale Emilia o nel suo immediato intorno.

Sono stati quindi calcolati e confrontati gli spettri di risposta al substrato (Figura 7-3) ed in superficie per un periodo di ritorno di 475 anni con uno smorzamento assunto pari al 5%. Gli spettri elastici in pseudo accelerazione in *input* e in *output*, relativi alla simulazione di risposta sismica locale, sono stati quindi archiviati nel database in formato ".txt" secondo quanto richiesto dagli Standard MS 4.1 (Commissione Tecnica per la Microzonazione Sismica, 2018).

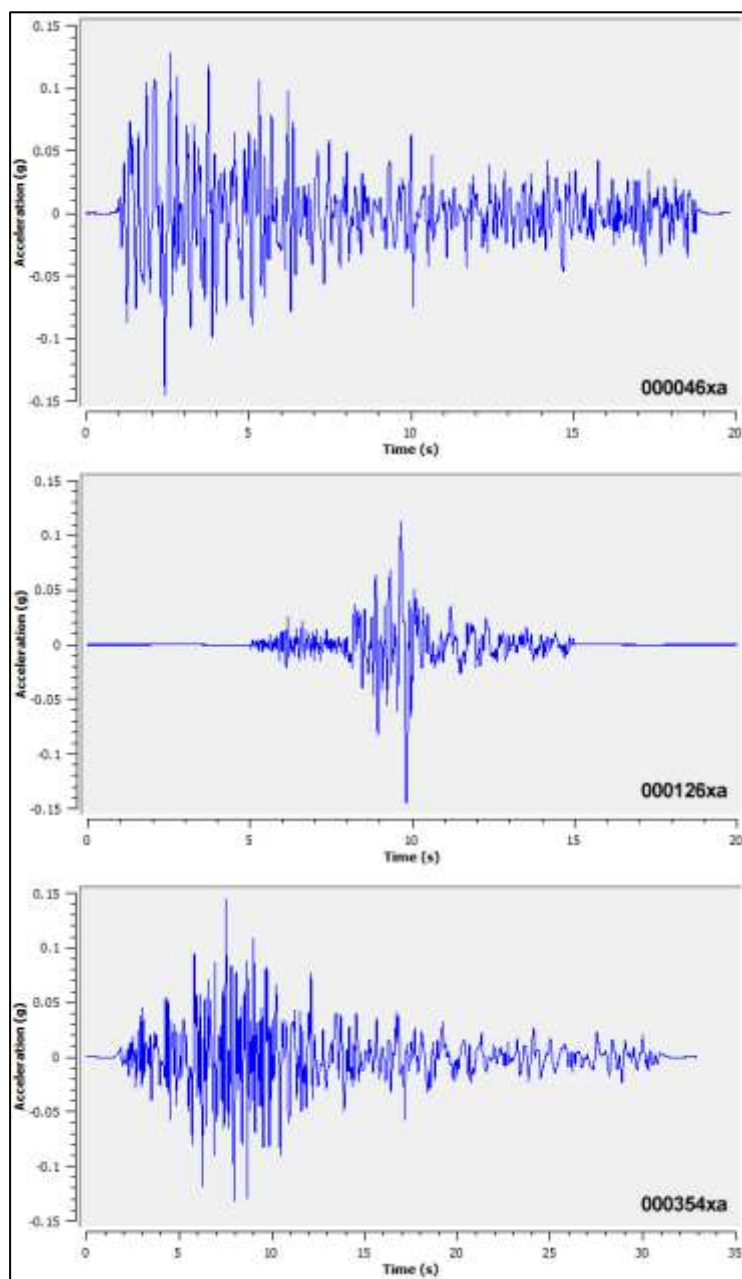


Figura 7-2: Plot eseguito con il software STRATA (Rathje e Kottke, 2013) dei segnali di riferimento forniti dalla Regione Emilia-Romagna in allegato alla D.G.R. 630 del 2019, scalati per una a_{gref} pari a 0,15 e utilizzati come input per le simulazioni numeriche della risposta sismica locale.

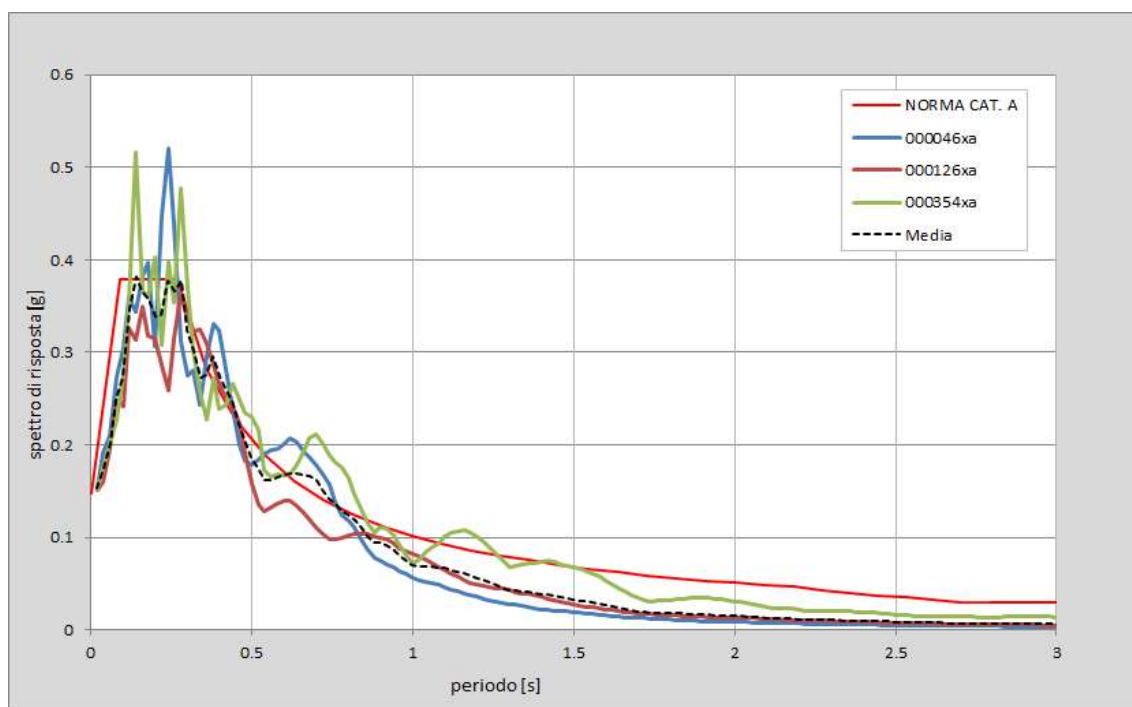


Figura 7-3: Spettri di risposta al bedrock per i tre accelerogrammi ed il loro spettro medio, messi a confronto con lo spettro per la categoria A secondo le NTC2008.

Modello sismo-stratigrafico RSL1

In Figura 7-4 si riporta la funzione di trasferimento, definita come il rapporto tra lo spettro di Fourier del segnale in superficie in funzione della frequenza per i tre accelerogrammi di *input* e per la loro media.

Si osserva una prima amplificazione a una frequenza di circa 0,35 Hz (in corrispondenza del substrato sismico posto a 420 m) e una seconda a circa 0,85 Hz (entro i depositi quaternari), coerentemente con quanto riscontrato dalle misure di rumore ambientale, e a diverse altre frequenze, alcune delle quali sono armoniche superiori. La visibilità di queste ultime appare legata al basso smorzamento delle coperture.

In Figura 7-5, sono riportati gli spettri di risposta dell'oscillatore armonico tipo ad un grado di libertà, in funzione del periodo proprio della struttura e per uno smorzamento tipico del 5%, ottenuti a partire dagli accelerogrammi di Figura 7-2 e lo spettro medio. Risulta evidente come gli spettri di risposta ottenuti risentano significativamente del moto di *input*, risultando quindi piuttosto differenti per i tre accelerogrammi utilizzati. In questo caso lo spettro medio risulta caratterizzato da una deviazione standard relativamente alta, dovuta alla sostanziale diversità dei tre soli terremoti utilizzati come *input* per gli studi di microzonazione sismica (segnali di riferimento D.G.R. 2193/2015).

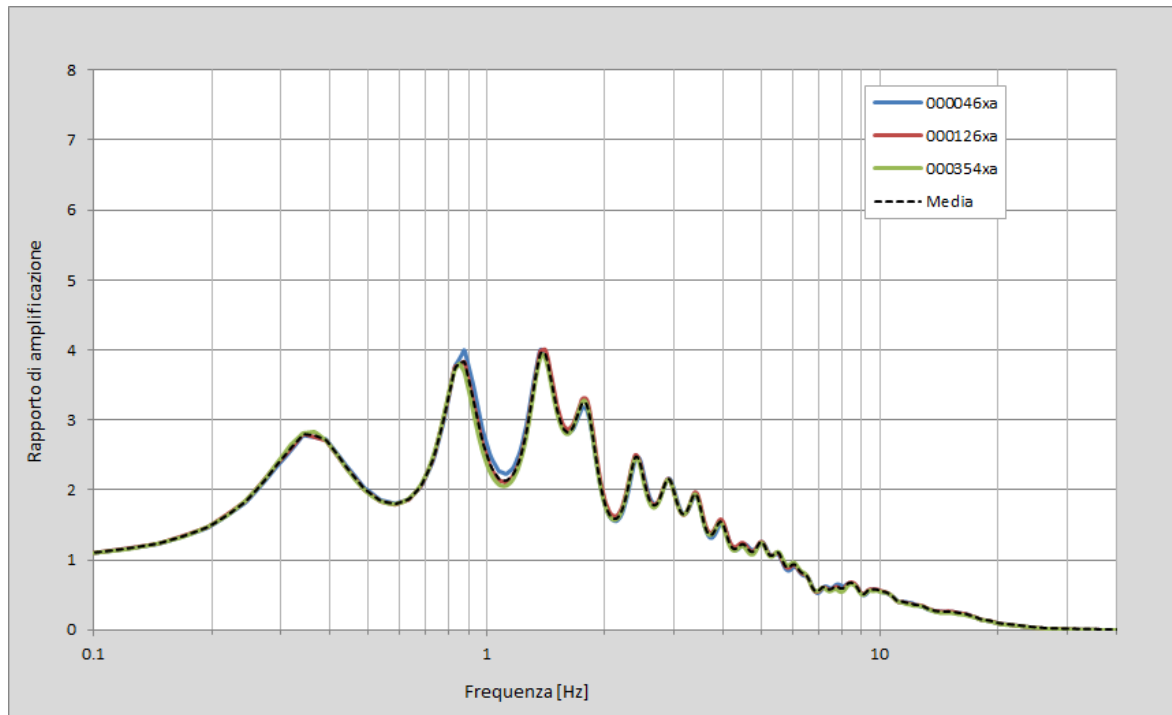


Figura 7-4: RSL1: Funzione di trasferimento (rapporto di amplificazione tra lo spettro del moto in superficie ed al bedrock) per i 3 segnali di Figura 7-2 e per la loro media.

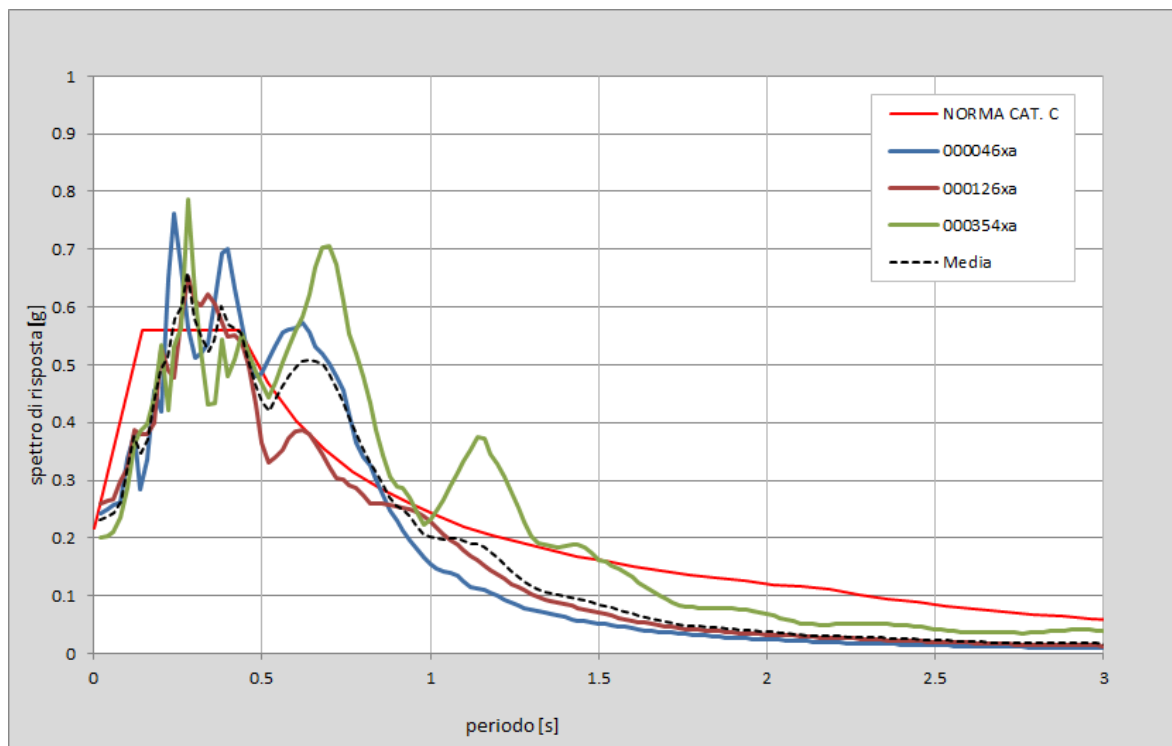


Figura 7-5: RSL1: Spettri di risposta in superficie per i tre accelerogrammi ed il loro spettro medio, messi a confronto con lo spettro per la categoria C secondo le NTC2008.

In Figura 7-6, infine, è riportato l'andamento, nei primi 20 m di sottosuolo, dell'accelerazione massima (PGA) attesa in funzione della profondità per i tre terremoti di *input* e la loro mediana. Si nota un generale progressivo aumento della PGA al diminuire della profondità, che diventa più accentuato tra circa 5 m e la superficie.

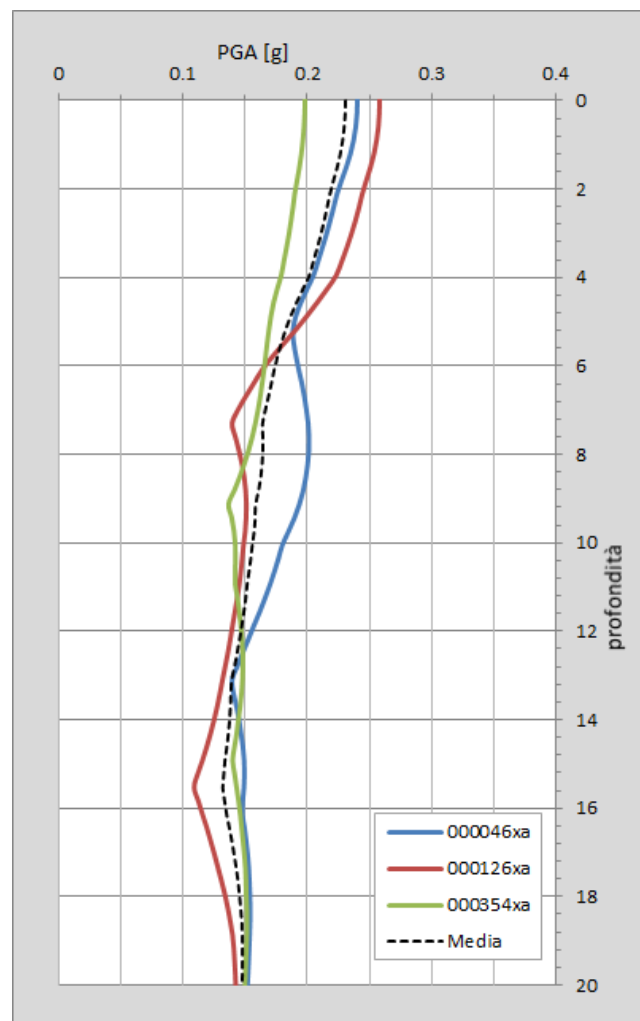


Figura 7-6: RSL1: Andamento dell'accelerazione di picco con la profondità nei primi 20 m di terreno.

Con una accelerazione massima (PGA) attesa in superficie pari a 0,23 g (Figura 7-6) si ottiene un fattore di amplificazione $FA_{PGA} = 1,5$.

I fattori di amplificazione derivati in termini di spettro di risposta in velocità (intensità di Housner) sono rispettivamente pari a:

$$FH_{(0.1-0.5)} = 1.8$$

$$FH_{(0.5-1)} = 2.9$$

$$FH_{(0.5-1.5)} = 2.8$$

I fattori di amplificazione derivati in termini di spettro di risposta in accelerazione sono rispettivamente pari a:

$$FA_{(0.1-0.5)} = 1.7$$

$$FA_{(0.4-0.8)} = 2.7$$

$$FA_{(0.7-1.1)} = 2.9$$

$$FA_{(0.5-1.5)} = 2.9$$

I valori di HSM (Naso *et al.*, 2019) calcolati sullo spettro di risposta in accelerazione sono rispettivamente pari a:

$$HSM_{(0.1-0.5)} = 342$$

$$HSM_{(0.4-0.8)} = 497$$

$$HSM_{(0.7-1.1)} = 319$$

$$HSM_{(0.5-1.5)} = 739$$

Per ulteriori dettagli si rimanda al Paragrafo 8.6.

Modello sismo-stratigrafico RSL2

In Figura 7-7, è riportata la funzione di trasferimento definita come il rapporto tra lo spettro di Fourier del segnale in superficie in funzione della frequenza per i tre accelerogrammi di *input* e per la loro media. Si osserva una prima amplificazione a una frequenza di circa 0,35 Hz (in corrispondenza del substrato sismico posto a 420 m) e una seconda a circa 0,85 Hz (entro i depositi quaternari), coerentemente con quanto riscontrato dalle misure di rumore ambientale, e a diverse altre frequenze, alcune delle quali sono armoniche superiori. La visibilità di queste ultime appare legata al basso smorzamento delle coperture.

In Figura 7-8, sono riportati gli spettri di risposta dell'oscillatore armonico tipo ad un grado di libertà, in funzione del periodo proprio della struttura e per uno smorzamento tipico del 5%, ottenuti a partire dagli accelerogrammi di Figura 7-2, opportunamente scalati, e lo spettro medio. Risulta evidente come gli spettri di risposta ottenuti risentano significativamente del moto di *input*, risultando quindi piuttosto differenti per i tre accelerogrammi utilizzati. In questo caso lo spettro medio risulta caratterizzato da una deviazione standard relativamente alta, dovuta alla sostanziale diversità dei tre soli terremoti utilizzati come *input* per gli studi di microzonazione sismica (segnali di riferimento D.G.R. 630/2019).

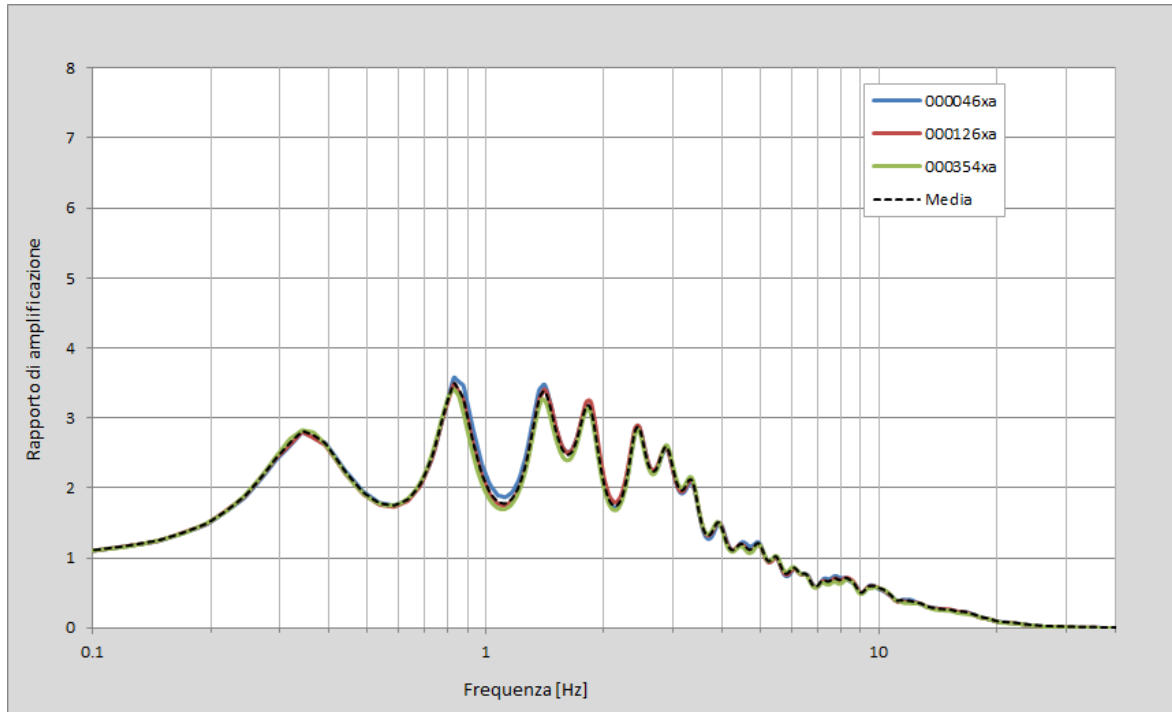


Figura 7-7: RSL2: Funzione di trasferimento (rapporto di amplificazione tra lo spettro del moto in superficie ed al bedrock) per i 3 terremoti di Figura 7-2 e per la loro media.

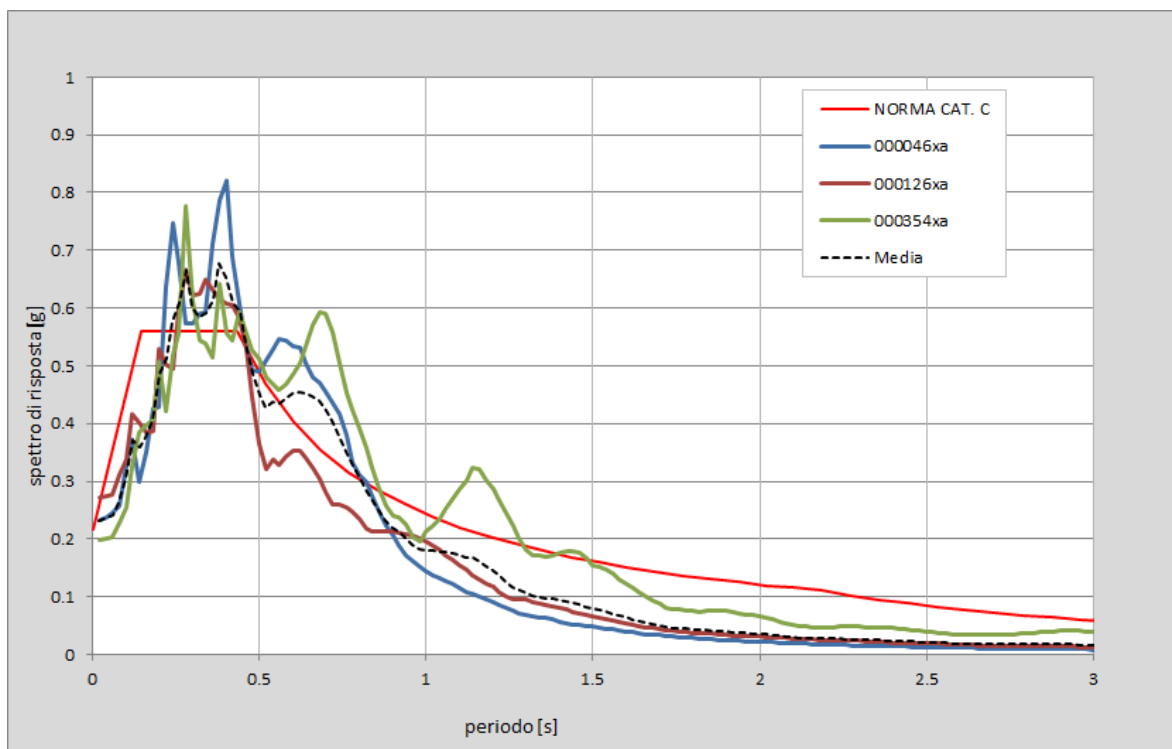


Figura 7-8: RSL2: Spettri di risposta in superficie per i tre accelerogrammi ed il loro spettro medio, messi a confronto con lo spettro per la categoria C secondo le NTC2008.

In Figura 7-9, infine, è riportato l'andamento, nei primi 20 m di sottosuolo, dell'accelerazione massima (PGA) attesa in funzione della profondità per i tre terremoti di *input* e la loro mediana. Si nota un generale progressivo aumento al diminuire della profondità, che diventa più accentuato tra circa 8 m e la superficie.

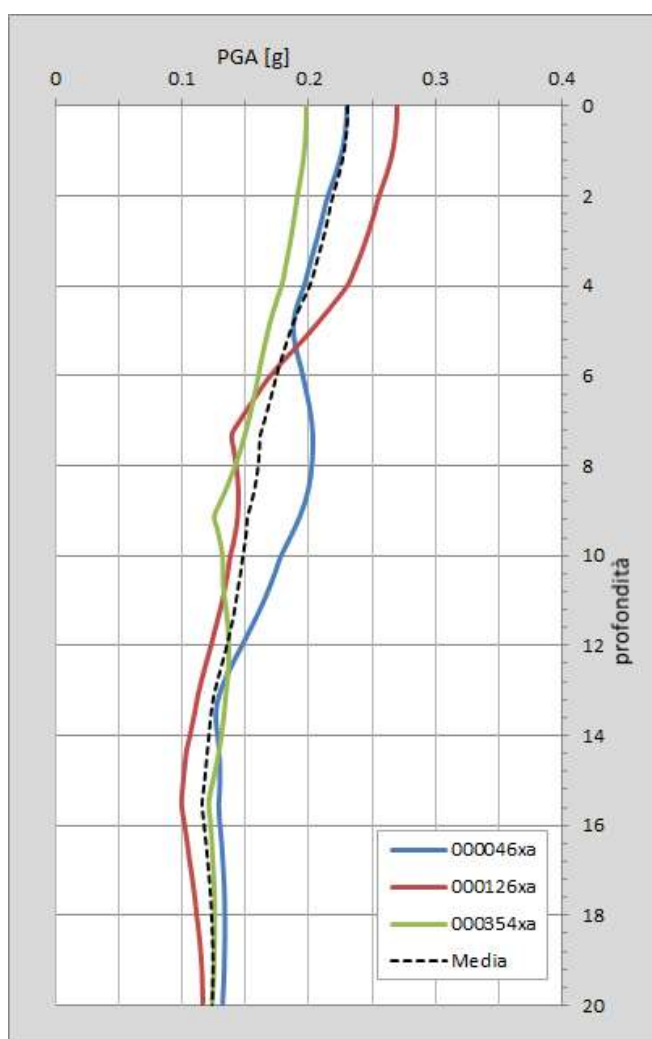


Figura 7-9: RSL2: Andamento dell'accelerazione di picco con la profondità nei primi 20 m di terreno.

Con una accelerazione massima (PGA) attesa in superficie pari a 0,23 g (Figura 7-9) si ottiene un fattore di amplificazione $FA_{PGA} = 1,5$.

I fattori di amplificazione derivati in termini di spettro di risposta in velocità (intensità di Housner) sono rispettivamente pari a:

$$FH_{(0.1-0.5)} = 1.9$$

$$FH_{(0.5-1)} = 2.5$$

$$FH_{(0.5-1.5)} = 2.5$$

I fattori di amplificazione derivati in termini di spettro di risposta in accelerazione sono rispettivamente pari a:

$$FA_{(0.1-0.5)} = 1.8$$

$$FA_{(0.4-0.8)} = 2.6$$

$$FA_{(0.7-1.1)} = 2.5$$

$$FA_{(0.5-1.5)} = 2.6$$

I valori di HSM (Naso *et al.*, 2019) calcolati sullo spettro di risposta in accelerazione sono rispettivamente pari a:

$$HSM_{(0.1-0.5)} = 380$$

$$HSM_{(0.4-0.8)} = 452$$

$$HSM_{(0.7-1.1)} = 238$$

$$HSM_{(0.5-1.5)} = 591$$

Per ulteriori dettagli si rimanda al paragrafo 8.6.

7.2. Zone instabili soggette a liquefazione

Tra le principali instabilità sismoindotte in grado di determinare deformazioni permanenti del suolo gli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008) indicano:

- liquefazioni;
- instabilità di versante;
- cedimenti differenziali;
- faglie attive e capaci.

Per le zone suscettibili di tali possibili effetti, la normativa vigente richiede approfondimenti di terzo livello. Considerando il carattere pianeggiante del territorio ed il contesto sismotettonico in cui si colloca il Comune di Finale Emilia, le instabilità attese si riducono a potenziali fenomeni di liquefazione e cedimenti differenziali escludendo la capacità delle faglie di raggiungere la superficie terrestre durante il processo di rottura sismica e gradienti topografici sufficienti per poter generare instabilità di versanti.

I dati geognostici raccolti a supporto del presente studio di microzonazione, sono stati singolarmente valutati rispetto alle possibili criticità legate alla natura dei terreni attraversati. Le valutazioni hanno confermato le evidenze del 2012, indicando come principale criticità la diffusa presenza di orizzonti granulari saturi potenzialmente liquefacibili, così come riportato negli elaborati di sintesi redatti a seguito dell'Ordinanza 70/2012 (Martelli e Romani, 2013).

L'estensione e la perimetrazione di queste aree è stata affinata (v. Tavola 4) in base ai risultati delle nuove indagini geognostiche raccolte e realizzate ad hoc per gli approfondimenti di terzo livello

(Paragrafo 4.2). Per ottenere valutazioni quantitative della suscettibilità a liquefazione nelle aree classificate come instabili e poter suddividere il territorio in classi di rischio, sono state infine eseguite stime dell'indice di potenziale liquefazione (I_L) con le procedure semplificate indicate dai recenti indirizzi regionali per la microzonazione sismica (Paragrafo 7.2.1). Tali stime sono state eseguite su tutte le indagini penetrometriche con piezocono, raccolte e realizzate durante lo studio di microzonazione sismica.

7.2.1. Verifiche del potenziale di liquefazione

La liquefazione è un fenomeno che si verifica in occasione di terremoti con magnitudo $M > 5.5$ e interessa i sedimenti granulari (limi sabbiosi, sabbie e ghiaie sabbiose) poco addensati e saturi in acqua presenti nei primi 15-20 m di sottosuolo. Durante l'evento sismico la pressione interstiziale dell'acqua, che è un fluido incompressibile, aumenta fino ad eguagliare le tensioni efficaci che legano i sedimenti granulari. L'annullamento della resistenza al taglio dovuto alle sovrappressioni indotte dallo scuotimento conduce alla liquefazione dei terreni, con conseguente perdita di capacità portante degli stessi e manifestazione di deformazioni permanenti, come osservato in occasione della sequenza sismica del 2012.

Già durante gli studi relativi all'Ordinanza 70/2012, furono effettuate stime del potenziale di liquefazione su un numero consistente di indagini penetrometriche (v. Allegato 1.7 - Ordinanza 70/2012) mediante diverse procedure semplificate indicate degli indirizzi regionali (D.A.L. 112/2007, Allegato 3) e nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008). Il confronto tra i vari metodi di letteratura utilizzati tra quelli all'epoca disponibili, tutti basati su analisi di prove penetrometriche, aveva permesso di concludere che i valori degli indici di liquefazione I_L (Iwasaki *et al.*, 1982) ottenuti con il metodo di Idriss e Boulanger (2008) fossero quelli che mostravano una miglior compatibilità con gli effetti osservati, e vennero dunque utilizzati per la redazione delle mappe.

Per gli approfondimenti di terzo livello di microzonazione sismica sono state eseguite stime del potenziale di liquefazione anche con il più recente metodo di Boulanger e Idriss (2014), suggerito dalla D.G.R. 2193/2015. Tale metodo ha fornito indici di liquefazione mediamente più elevati rispetto ai metodi precedenti (cfr. Idriss e Boulanger, 2008; Robertson NCEER, 2001 e Robertson, 2009).

Considerato il metodo di Boulanger e Idriss (2014) mediamente più affidabile dei precedenti, in quanto basato su di un set più numeroso di dati, si è scelto di utilizzarlo come riferimento per la stima del potenziale di liquefazione.

Sono state quindi analizzate 147 verticali d'indagine realizzate con punta elettrica e piezocono (CPTU) distribuite come riportato nella cartografia di terzo livello (Tavole 6, 7, 8 e 9).

Come parametri di *input* per la modellazione sono stati utilizzati i valori riportati in Tabella 7-4. Il valore di M_{wmax} corrisponde a quello massimo atteso per la Zona 912 della Zonazione Sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), mentre la PGA è stata derivata moltiplicando a_{gref} (così come definita al paragrafo 7.1.1) per i fattori ottenuti dalla risposta sismica locale (Paragrafo 7.1.1) cioè:

- $0,153 \times 1,5 = 0,23$ per le zone caratterizzate dal modello sismo-stratigrafico RSL1 (zona sudoccidentale degli ambiti di studio);
- $0,153 \times 1,5 = 0,23$ per le zone caratterizzate dal modello sismo-stratigrafico RSL2 (porzione centro-settentrionale del capoluogo comunale e le restanti frazioni)

In mancanza di uno studio idrogeologico dettagliato e di un'analisi storico-statistica dell'andamento delle isofreatiche, è stato adottato un valore di soggiacenza maggiormente cautelativo rispetto a quello medio misurato nel corso delle indagini geognostiche eseguite per la microzonazione.

Parametri	Mwmax	PGA	Falda
Zona RSL1	6,14	0,23	1 m
Zona RSL2	6,14	0,23	1 m

Tabella 7-4: Parametri di input per la verifica puntuale del potenziale di liquefazione col metodo di Boulanger e Idriss (2014).

I valori puntuali di I_L , ottenuti mediante il *software* "Cliq 2.0" della *Geologismiki Geotechnical Software*, sono rappresentati in carta (Tavole 6, 7, 8 e 9) suddivisi per classi, secondo Sonmez (2003), in modo da poter distinguere tra aree a rischio di liquefazione **basso** ($0 < I_L \leq 2$), **moderato** ($2 < I_L \leq 5$), **alto** ($5 < I_L \leq 15$) e **molto alto** ($I_L > 15$).

In Tabella 7-5 sono riportati i valori di I_L relativi a tutte le 147 indagini penetrometriche con punta elettrica analizzate per gli approfondimenti di terzo livello e in grassetto sono evidenziate le righe relative alle prove CPTU realizzate a supporto del presente studio di microzonazione di sismica.

I rapporti di calcolo delle verifiche a liquefazione eseguite su queste ultime prove sono riportati nell'Allegato 3.

Codice	Lat. UTM WGS84 33N	Long. UTM WGS84 33N	I _L Boulanger e Idriss (2014)
036012P376	4973140	197802	0.714
036012P373	4973140	197803	0.170
036012P374	4973015	198062	6.725
036012P375	4972850	198331	3.189
036012P179	4972723	198486	15.126
036012P263	4972745	198529	16.956
036012P309	4972833	198700	16.293
036012P200	4972909	198706	9.006
036012P240	4972629	198943	1.093
036012P326	4972583	198963	1.254
036012P414	4972779	199268	4.709
036012P201	4972351	199324	0.852
036012P325	4972301	199348	1.567
036012P501	4972864	199998	2.001
036012P520	4974012	200186	2.882
036012P324	4971745	200238	3.207
036012P431	4974137	200278	7.404
036012P452	4973203	200367	3.303
036012P303	4973322	200418	3.762
036012P323	4971250	200577	3.574
036012P359	4973789	200584	3.226
036012P133	4973001	200733	4.085
036012P459	4972844	200845	2.445
036012P144	4973235	200878	2.394
036012P547	4973775	200936	9.159
036012P464	4973021	200996	0.870
036012P322	4970726	201020	4.052
036012P392	4971878	201041	2.391
036012P321	4970491	201179	4.042
036012P519	4973194	201250	2.448
036012P129	4968871	201467	2.102
036012P319	4970148	201511	0.274
036012P377	4972455	201606	0.773
036012P320	4970372	201646	0.257
036012P306	4969773	201667	0.356
036012P318	4969849	201797	0.465
036012P365	4969263	201951	1.859
036012P366	4969263	202003	1.186
036012P516	4970121	202399	4.091
036012P327	4969255	202473	2.989
036012P429	4973651	202628	4.091
036012P430	4973618	202672	4.440
036012P413	4972273	202706	2.311
036012P427	4973708	202707	3.071
036012P425	4974277	202748	0.816
036012P393	4978501	202765	3.226
036012P394	4978536	202768	3.173
036012P149	4970676	202785	1.514
036012P426	4973799	202795	2.246
036012P428	4973826	202858	3.083
036012P137	4972041	202882	2.197

036012P273	4972076	202953	4.989
036012P546	4970139	203056	0.720
036012P518	4972932	203107	9.711
036012P312	4968975	203162	4.931
036012P471	4971575	203175	0.001
036012P468	4971823	203231	3.413
036012P310	4969044	203350	7.154
036012P469	4971774	203403	7.532
036012P239	4970667	203405	3.223
036012P474	4970950	203417	0.440
036012P475	4971061	203514	0.512
036012P44	4971236	203721	0.908
036012P252	4977536	203737	14.531
036012P188	4969126	203793	3.755
036012P235	4977333	203793	6.984
036012P387	4975042	203794	4.829
036012P386	4974835	203797	4.381
036012P385	4974321	203807	7.774
036012P384	4974595	203812	1.727
036012P382	4975182	203816	6.075
036012P383	4974918	203816	4.275
036012P397	4972679	203848	4.521
036012P234	4977382	204080	7.874
036012P473	4971310	204124	1.809
036012P197	4969261	204165	3.057
036012P424	4973002	204201	10.801
036012P210	4968622	204503	0.353
036012P405	4977650	204621	10.696
036012P186	4968599	204624	0.000
036012P378	4974543	204627	3.513
036012P379	4974596	204726	5.099
036012P266	4971774	204794	6.529
036012P380	4974633	204849	2.830
036012P418	4970064	204898	1.539
036012P417	4970080	204905	0.683
036012P185	4968459	204975	1.355
036012P381	4974690	205019	1.282
036012P184	4968419	205410	0.012
036012P404	4977047	205428	3.882
036012P419	4978110	205484	11.674
036012P433	4974174	205632	11.239
036012P434	4974062	205688	9.653
036012P19	4971690	205794	1.218
036012P14	4971582	205858	0.410
036012P407	4971101	205978	0.943
036012P406	4971110	205995	1.840
036012P183	4968474	206061	1.436
036012P438	4974404	206071	10.554
036012P437	4974276	206123	14.149
036012P187	4969935	206307	2.077
036012P193	4971695	206427	1.765
036012P391	4975519	206470	7.098
036012P517	4971448	206471	0.843
036012P390	4975474	206479	11.972
036012P181	4969715	206583	5.837
036012P400	4970763	206637	3.727
036012P399	4970757	206653	4.163

036012P398	4970785	206655	4.239
036012P28	4970526	206676	0.868
036012P264	4970914	206745	0.914
036012P2	4971465	206833	0.684
036012P16	4971854	206867	0.810
036012P180	4969676	206895	4.561
036012P53	4971590	206900	0.841
036012P198	4968016	206954	0.644
036012P182	4967976	206987	4.804
036012P207	4969766	207027	3.855
036012P388	4973771	207078	4.172
036012P389	4973749	207092	3.070
036012P11	4971890	207198	0.513
036012P421	4968919	207364	0.770
036012P420	4968931	207366	0.714
036012P423	4968943	207370	0.211
036012P222	4975943	207379	11.843
036012P422	4968938	207384	0.331
036012P402	4970960	207396	0.233
036012P403	4970913	207412	1.008
036012P480	4970116	207449	1.013
036012P221	4975834	207466	11.305
036012P223	4975917	207473	6.351
036012P483	4970307	207547	0.179
036012P225	4976060	207548	6.355
036012P224	4975822	207572	6.696
036012P226	4975959	207581	8.770
036012P514	4970001	207587	0.000
036012P411	4970650	207615	1.197
036012P227	4975920	207667	9.284
036012P412	4970596	207668	0.131
036012P482	4970148	207673	0.650
036012P409	4970658	207749	0.000
036012P410	4970225	207757	0.123
036012P355	4971289	207765	8.323
036012P408	4970574	207772	0.405
036012P88	4971259	207819	0.588
036012P10	4970697	207831	0.157
036012P4	4970837	207836	0.286
036012P57	4971726	207907	2.412
036012P548	4971675	208001	2.548
036012P416	4976180	208442	7.344
036012P415	4976167	208457	5.708
036012P190	4970969	208727	3.025
036012P191	4970555	208813	9.345
036012P265	4971038	209048	5.696
036012P396	4975726	209717	12.604
036012P395	4975661	209728	9.583
036012P173	4973745	210244	9.325
036012P172	4972191	211993	7.471
036012P283	4971267	212048	17.659
036012P59	4971549	212338	1.854
036012P199	4971757	212453	10.424
036012P272	4971660	212694	1.440
036012P549	4971275	212751	3.447

Tabella 7-5: Indice del potenziale di liquefazione calcolato per ciascuna delle prove penetrometriche CPTU.

8. Elementi cartografici

Le analisi e gli approfondimenti eseguiti nell'ambito di questo studio hanno fornito gli elementi necessari alla redazione degli elaborati cartografici per il terzo livello di microzonazione sismica secondo quanto previsto dagli attuali standard di rappresentazione ed archiviazione informatica nazionali (Standard MS 4.1) e dalla recente direttiva regionale adottata in materia di microzonazione sismica (D.G.R. 630/2019).

Tutti gli elaborati sono stati realizzati in scala 1:10.000; la base cartografica utilizzata è costituita dalla Carta Tecnica Regionale in scala 1:5.000, messa a disposizione dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (Tabella 8-1).

ELABORATO	DENOMINAZIONE	PREVISTO DA
Carta delle indagini	Tavola 1	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta Geologico Tecnica per la microzonazione sismica	Tavola 2	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta delle frequenze naturali dei terreni	Tavola 3	DGR 630-2019
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica	Tavola 4	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta della velocità delle onde di taglio	Tavola 5	DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) - F _{PGA}	Tavola 6	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FH _{0.1-0.5s}	Tavola 7	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FH _{0.5-1s}	Tavola 8	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FH _{0.5-1.5s}	Tavola 9	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FA _{0.1-0.5s}	Tavola 10	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FA _{0.4-0.8s}	Tavola 11	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FA _{0.7-1.1s}	Tavola 12	Standard MS 4.1 e DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – FA _{0.5-1.5s}	Tavola 13	DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – HSM _{0.1-0.5s}	Tavola 14	DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – HSM _{0.4-0.8s}	Tavola 15	DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – HSM _{0.7-1.1s}	Tavola 16	DGR 630-2019
Carta di microzonazione sismica (livello 3) – HSM _{0.5-1.5s}	Tavola 17	DGR 630-2019

Tabella 8-1: Elenco degli elaborati cartografici redatti per lo studio di microzonazione sismica.

8.1. Carta delle indagini (Tavola 1)

La carta delle indagini consente di visualizzare l'ubicazione delle prospezioni geologiche e geofisiche utilizzate per lo studio di microzonazione sismica e comprende, pertanto, sia quelle di repertorio (515) che quelle realizzate per l'attuale approfondimento di terzo livello (33). Nella cartografia a scala 1:10.000, le indagini sono raffigurate mediante simboli definiti dagli standard di rappresentazione e archiviazione informatica – versione 4.1 – della Commissione tecnica nazionale per la microzonazione sismica (anno 2018).

Attraverso l'utilizzo del metodo di rappresentazione proposto nell'Appendice 2 dei suddetti standard, ad ogni sito d'indagine (punto viola in carta) sono associati i simboli grafici delle diverse tipologie di prove in esso realizzate (es. prova penetrometrica statica con piezocono, sondaggio a distruzione, ecc.). Il numero presente a fianco di ogni simbolo identifica il quantitativo di prove di un determinato tipo realizzate nel sito. Utilizzando il metodo appena citato, il posizionamento dei simboli in cartografia avviene in maniera automatica e non modificabile. Ciò implica che per un sito ubicato in prossimità del limite amministrativo, il contrassegno della prova possa cadere anche al di fuori del territorio comunale. Si precisa inoltre che il rispetto delle procedure indicate negli standard non consente di differenziare graficamente le prove pregresse da quelle realizzate per gli approfondimenti di terzo livello. Per ulteriori dettagli in merito a provenienza, tipologia e qualità delle indagini riportate in carta, si rimanda al Capitolo 4.

8.2. Carta Geologico Tecnica microzonazione sismica (Tavola 2)

Nella Carta Geologico Tecnica per la Microzonazione Sismica sono sintetizzate tutte le informazioni di base quali, geologia, geomorfologia, caratteristiche litotecniche o geotecniche, derivate dalla revisione critica di studi, elaborati e cartografie disponibili. In questa cartografia, a scala 1:10.000, sono rappresentati gli elementi geologici e morfologici in grado di modificare il moto sismico in superficie o determinare eventuali effetti locali, la distribuzione dei terreni di copertura ed altre informazioni necessarie alla definizione del modello di sottosuolo e funzionali alla realizzazione della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (Tavola 4).

Non essendo presenti unità deposizionali affioranti o sub-affioranti riconducibili a substrato geologico, verranno in seguito esclusivamente descritte le forme di superficie e sepolte, i terreni di copertura e gli altri elementi geologici riportati in cartografia.

8.2.1. Elementi geologici ed idrogeologici

Tra gli elementi funzionali alla definizione del modello di sottosuolo, sono stati riportati in carta tutti i pozzi e sondaggi disponibili, con i rispettivi valori di profondità rispetto alla superficie topografica. Gli standard di rappresentazione e archiviazione informatica prevedono che i pozzi ed i sondaggi vengano tematizzati in colore verde nel caso in cui la loro profondità raggiunga il substrato geologico, mentre in colore rosso nel caso contrario. Nello specifico l'unica perforazione che intercetta il substrato è rappresentata dal pozzo per idrocarburi "Rivara 1" (archiviato in banca dati con codice 036012P550S568), che si colloca lungo il confine occidentale con il Comune di San Felice sul Panaro, circa 400 m a ovest dal limite dell'ambito della frazione di Massa Finalese (Figura 7-1) e pertanto non risulta compreso nei riquadri cartografici.

In relazione agli altri tematismi previsti per la carta geologico tecnica negli standard di rappresentazione e archiviazione informatica, si precisa che, vista la quasi totale assenza di dati geognostici puntuali sul sottosuolo profondo, non è stato possibile ricostruire in pianta, tramite isobate, l'andamento della superficie considerata come tetto del substrato sismico in questo studio. Allo stesso modo, gli esigui dati freaticometrici disponibili non sono stati riportati in carta in quanto disomogenei e di dubbia qualità, dunque ritenuti non utili, se non addirittura forvianti, ai fini della ricostruzione dell'andamento della superficie piezometrica.

Allo studio sono, infine, allegate due sezioni geologiche considerate rappresentative del modello di sottosuolo, entrambe realizzate dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (Allegato 1). Esse mostrano con sufficiente dettaglio l'assetto stratigrafico delle principali unità litologiche riconosciute nel sottosuolo comunale. I rapporti geometrici e l'andamento dei corpi sedimentari sono stati ricostruiti alla scala regionale mediante correlazioni di sondaggi stratigrafici profondi, mentre le unità sono state interpretate sia in chiave idrogeologica, in termini di acquiferi e acquicludo, sia in chiave più strettamente stratigrafica (Allegato 1, Capitolo 5).

8.2.2. Terreni di copertura

Nella parte affiorante delle unità di copertura, considerando le litologie più significative presenti nei primi 5-6 m al di sotto del piano campagna, si sono distinte tre unità, ciascuna associata ad una classe prevista dagli standard di microzonazione. Queste classi sono state individuate sulla base del Unified Soil Classification System (U.S.C.S. modificato, ASTM, 1985).

Questo sistema di classificazione dei terreni è applicabile alla maggioranza dei sedimenti non consolidati e frequentemente utilizzato sia in ambito ingegneristico che geologico. Le unità sono rappresentate in carta tramite colori e codici alfabetici, corrispondenti alle classi U.S.C.S. di rappresentazione e archiviazione geoinformatica. Il codice è formato da una prima parte maiuscola seguita da una minuscola (es. SMes), indicanti rispettivamente i caratteri litotecnici e quelli paleoambientali.

In base a questa classificazione sono state definite tre unità costituite da:

- **sedimenti sabbiosi di argine e canale fluviale (SMes):** L'unità è formata da sabbie medie e fini, a granulometria poco assortita che registrano il riempimento di canali fluviali di origine prevalentemente appenninica, ad andamento planimetrico rettilineo o curvilineo poco pronunciato. All'interno di questi corpi, sono presenti subordinati depositi più fini, limosi e sabbioso-limosi.
- **sedimenti di argine naturale e rotta (MLes)**
L'unità è formata da alternanze di limi inorganici, sabbie fini limose, limi argillosi a bassa plasticità che rappresentano l'argine naturale di canali di origine appenninica e associati depositi di rotta.
- **sedimenti fini di piana inondabile (Olpi):** L'unità è formata da argille limose e limi organici, a plasticità generalmente medio-bassa, deposti in ambienti di piana inondabile, stagno e palude dolce. Queste aree erano soggette a consistenti apporti sedimentari fini, durante gli episodi di piena e tracimazione fluviale. Quando i sedimenti di questa unità fiancheggiano direttamente corpi di paleolaveo del territorio comunale, possono inglobare subordinate intercalazioni di limi e limi sabbiosi.

8.3. Carta delle frequenze naturali dei terreni (Tavola 3)

In questa tavola sono riportati i punti di misura di microtremore a stazione singola utilizzati per lo studio di microzonazione con i rispettivi valori di frequenza di risonanza fondamentale (f_0). Come definito nel Paragrafo 6.1, al fine di ottenere una carta quanto più possibile indicativa delle variazioni in frequenza e ampiezza presenti nel territorio comunale di Finale Emilia, sono riportate in Tavola 3 solo le 53 misure ritenute maggiormente affidabili e confrontabili, su un totale di 63 presenti in banca dati. A scala comunale non è riconoscibile una variazione su base geografica nella variazione

dei valori di frequenza (f_0) del picco fondamentale che varia in genere tra 0,6 e 0,9 Hz circa, con qualche rara eccezione. Come dettagliato nel Capitolo 6, nella singola misura di microtremore, i due picchi principali, compresi entro tali frequenze e quindi in un intervallo relativamente ravvicinato e caratterizzati da ampiezze simili, possono entrambi rappresentare, alternativamente, la frequenza naturale (o massima) dei terreni nel singolo sito. In molti casi tali massimi della curva arrivano ad essere coalescenti e appaiono quasi come un unico picco piuttosto “largo”. Per questa ragione Carta delle frequenze naturali dei terreni presenta valori di f_0 piuttosto variabili.

8.4. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (Tavola 4)

La carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) o carta delle aree suscettibili di effetti locali, è l'elaborato di sintesi fondamentale del primo livello di approfondimento degli studi microzonazione. L'elaborato, realizzato alla scala 1:10.000, mostra la suddivisione del territorio comunale in **zone suscettibili di amplificazioni locali** e **zone suscettibili di instabilità**, in quanto non sono presenti zone classificabili come stabili. Nella tavola sono riportate anche le ubicazioni dei punti di misura del rumore ambientale (Tavola 3, Paragrafo 8.3), come richiesto dagli standard di rappresentazione già citati.

Le diverse microzone sono state definite sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche dei primi 30 m di sottosuolo (Figura 8-1) e ad esse sono stati associati codici identificativi progressivi e colorazioni distinte come previsto dagli standard nazionali.

Le 6 zone cartografate come **instabili** presentano tutte problematiche legate a potenziali fenomeni di liquefazione e sono quindi state classificate come **zone di attenzione per liquefazione** ($Z_{A(LQ)}$) e rappresentate in carta mediante apposito retino e relativo prefisso identificativo 3050. Sono inoltre state identificate due microzone **suscettibili di sola amplificazione locale** a cui sono stati attribuiti i codici 2007 e 2008.

Di seguito sono riportati gli schemi dei rapporti litostratigrafici più significativi (Figura 8-1) con la descrizione delle relative successioni in base alle quali sono state definite le classi zonali. Le descrizioni sono riportate in maniera sintetica anche nella legenda di cartografia.

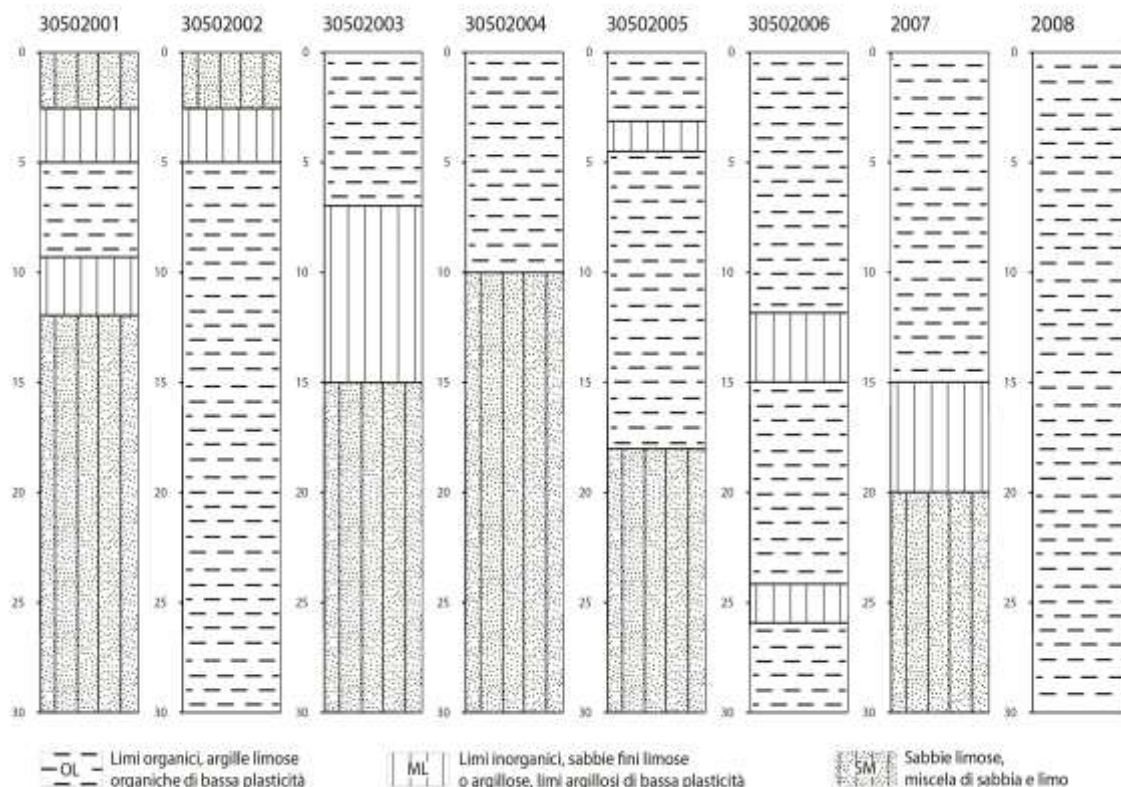


Figura 8-1: Colonne stratigrafiche sintetiche rappresentative delle successioni di sedimenti che costituiscono i primi 30 m nelle diverse zone MOPS individuate nel territorio comunale.

Zona 30502001

Argille e argille limose mediamente consistenti di spessore inferiore a 10 m, con intercalazioni nei primi metri da limose a limoso sabbiose, prevalenti negli ambiti più occidentali, a sabbiose con limi, prevalenti negli ambiti più orientali. Segue un potente livello sabbioso, inizialmente intercalato a limi, ad addensamento e granulometria crescente con la profondità. A profondità comprese tra 25 e 30 m si possono rinvenire argille e argille limose consistenti.

Zona 30502002

Argille e argille limose mediamente consistenti praticamente per tutto lo spessore indagato, con intercalazioni nei primi metri da limose a limoso sabbiose, prevalenti negli ambiti più occidentali, a sabbiose con limi, prevalenti negli ambiti più orientali. Ulteriori intercalazioni limose e limoso sabbiose di spessore limitato possono essere presenti anche a profondità maggiori. I materiali argillosi restano comunque dominanti.

Zona 30502003

Alternanze di argille e limi nei primi 5-10 m di profondità con percentuali dei livelli limosi mediamente maggiore rispetto alle zone 30502001 e 30502002. A circa 15 m iniziano dei livelli

sabbiosi (tutte le penetrometrie dell'area si arrestano a questa profondità) che, considerato il contesto geologico rappresentano probabilmente il tetto delle sabbie del Po.

Zona 30502004

Argille e subordinatamente argille limose mediamente consistenti, fino a circa 10 m di profondità. A seguire si incontrano sempre sabbie e sabbie limose ad addensamento e granulometria crescente con la profondità, le quali si estendono fino alla fine della successione.

Zona 30502005

Argille e argille limose mediamente consistenti, fino a circa 15-18 m di profondità con intercalazioni di livelli limosi e subordinatamente limoso sabbiosi. A seguire si incontrano sabbie e sabbie limose ad addensamento e granulometria crescente con la profondità, le quali si estendono fino alla fine della successione.

Zona 30502006

Argille prevalenti a media plasticità praticamente per tutta la successione investigata con eventi metrici costituiti da intercalazioni di livelli limosi e limoso sabbiosi o localmente sabbiosi a diverse profondità.

Zona 2007

Argille prevalenti a media plasticità con sottili intercalazioni di limi fino alla profondità di circa 15 m. Seguono alcuni metri a granulometria crescente. A partire da 18-20 m e fino alla fine della successione, si rinvengono sabbie ad addensamento e granulometria crescente con la profondità.

Zona 2008

Argille e argille limose prevalenti praticamente per tutte la successione investigata con alternanze limoso argillose e locale presenza di argille organiche torbose.

Rispetto alle otto diverse zone sopra definite, si evidenziano di seguito alcune particolarità che le accomunano o le differenziano e che aiutano a spiegare i criteri utilizzati per la loro individuazione.

Le zone 30502001 e 30502002 sono stratigraficamente simili nei primi 10-12 m (argille prevalenti e alternanze di livelli limoso sabbiosi) ma si differenziano per la presenza di un corpo pluridecacentri di sabbie del Po nella prima zona (30502001) assente nella seconda dove al più si possono trovare alcuni livelli metrici sabbiosi ad elevate profondità. La zona 30502003, pur essendo simile alla prima, è caratterizzata da una potenza ed una frequenza maggiori delle intercalazioni limoso sabbiose presenti nei primi 10 m. L'origine di tutti i depositi più grossolani (dai limi alle sabbie limose) nei primi 10-12 m è probabilmente appenninica ed associata all'arrivo dei primi e diversi canali e loro apporti sedimentari da sud.

La zona 30502004 pur essendo caratterizzata quasi esclusivamente da argille nei livelli più superficiali, l'inizio delle sabbie del Po a partire da circa 10 m di profondità fa crescere l'indice di liquefazione rendendo queste aree instabili.

Le zone 30502005 e 2007, risultano entrambe prive di depositi granulari nei primi 15 m di profondità dove iniziano le sabbie del Po fino alla base della successione. Tali zone sono caratterizzate da stratigrafie molto simili e spesso difficilmente distinguibili dalle sole indagini geognostiche, se non per il fatto che l'indice di liquefazione calcolato a seguito degli approfondimenti di terzo livello risulta superiore a 2 nella zona 30502006, per questa ragione distinta come instabile.

Anche tra le zone 30502006 e 2008 è stata effettuata una simile differenziazione basata esclusivamente sul valore dell'indice di liquefazione, maggiore di 2 nel primo caso. Entrambe infatti sono caratterizzate da una successione prevalentemente argillosa in un contesto interfluviale distale con rare e sottili intercalazioni limose (o limoso sabbiose).

Da notare che tutte le zone caratterizzate, nella parte inferiore della successione, dalla presenza di una successione pluridecamentrica di sabbie a costituire i depositi fluviali del Fiume Po (30502001, 30502003, 30502004, 30502005 e 2007) sono concentrate nella porzione centro-settentrionale del territorio comunale. Al contrario, nei settori sud e sudoccidentali tali livelli sabbiosi profondi sono praticamente assenti ed i materiali che prevalgono sono le argille e argille limose. La presenza di intercalazioni limose e limoso sabbiose ed in particolare la loro diversa distribuzione in profondità, di spessore dei livelli e di granulometria genera le differenze in termini di suscettibilità alla liquefazione.

8.5. Carta delle velocità delle onde di taglio S (Tavola 5)

La carta della velocità delle onde volumetriche di taglio mostra, a scala 1:10.000, i 33 punti di misura di V_s utilizzati per lo studio di microzonazione sismica ed i rispettivi valori di V_{s30} . Tali valori sono stati ricavati dall'elaborazione dei dati di velocità acquisiti mediante misure geofisiche di tipo sia diretto che indiretto (Tabella 8-2). Le differenti tipologie di indagini sono rappresentate in cartografia mediante simboli grafici distinti, rispondenti ai già citati standard di rappresentazione utilizzati per lo studio. Si precisa che come per la carta delle frequenze (Paragrafo 8.2) anche per la carta delle velocità delle onde di taglio sono state utilizzate solamente le indagini ritenute maggiormente affidabili, scartandone diverse ritenute, per varie ragioni, di dubbia validità.

La distribuzione e l'andamento dei valori di V_{s30} , non di rado inferiori a 200 m/s, risultano coerenti con quelli di terreni analoghi che formano il primo sottosuolo di gran parte della bassa pianura alluvionale emiliano-romagnola.

MISURE DIRETTE		MISURE INDIRETTE	
SCPT	2	MASW	18
DH	8	REMI	2
CH	2	ESAC-SPAC	1

Tabella 8-2: Numero di indagini, suddivise per tipologia, utilizzate per la redazione della carta delle velocità delle onde di taglio (Tavola 5).

8.6. Carta di microzonazione sismica (Tavole 6-17)

Le carte di microzonazione sismica di livello 3 sono state realizzate in accordo con quanto previsto dagli Standard MS 4.1 e dalla D.G.R. n. 630/2019 e rappresentano gli elaborati finali di sintesi dello studio di microzonazione (Tabella 8-1).

Per le **tavole dalla 6 alla 13**, gli elaborati, in scala 1:10.000, riportano la classificazione delle aree indagate in base all'amplificazione attesa. Il fattore di amplificazione (F) è dato dal rapporto tra spettro di risposta elastico di *output*, alla superficie del suolo in esame, e spettro di risposta elastico di *input*, al suolo di riferimento (rigido e pianeggiante, classe di sottosuolo A delle NTC 2018), per prefissati intervalli di periodi T , calcolati per un tempo di ritorno $T_R=475$ anni e smorzamento $\zeta=5\%$:

FA_{PGA} (PGA/PGA_0), dove PGA_0 è l'accelerazione massima orizzontale a periodo $T=0$ al suolo di riferimento e PGA è l'accelerazione massima orizzontale a periodo $T=0$ alla superficie del sito.

FH (SI/SI_0), dove SI_0 è l'integrale dello spettro di risposta in velocità (Intensità di Housner) al suolo di riferimento e SI è l'integrale dello spettro di risposta in velocità (o corrispondente grandezza di Intensità di Housner) alla superficie del sito per prefissati intervalli di periodi T (SI_1 per l'intervallo $0,1 \leq T \leq 0,5$ s, SI_2 per l'intervallo $0,5 \leq T \leq 1,0$ s e SI_3 per l'intervallo $0,5 \leq T \leq 1,5$ s).

FA (SA/SA_0), dove SA_0 è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione al suolo di riferimento e SA è l'integrale dello spettro di risposta in accelerazione alla superficie del sito per prefissati intervalli di periodi T (SA_1 per $0,1 \leq T \leq 0,5$ s, SA_2 per $0,4 \leq T \leq 0,8$ s, SA_3 per $0,7 \leq T \leq 1,1$ s, SA_4 per $0,5 \leq T \leq 1,5$ s). Il fattore di amplificazione per quest'ultimo intervallo di periodi non è richiesto dagli standard nazionali vigenti (versione 4.1), ma solo dalla D.G.R. n. 630/2019. Per

le **tavole dalla 14 alla 17**, gli elaborati, in scala 1:10.000, richiesti dalla D.G.R. n. 630/2019, riportano la classificazione delle aree indagate in base alla distribuzione sul territorio dei valori del parametro HSM.

HSM (Naso *et al.*, 2019) è un parametro che esprime lo scuotimento atteso al sito in valore assoluto (accelerazione in cm/s^2), dato dal prodotto del parametro *Acceleration Spectrum Intensity* (ASIUHS), valore integrale dello spettro di riferimento in accelerazione, moltiplicato per il fattore di amplificazione in accelerazione (FA) per uno stesso intervallo di periodi T ($0,1 \text{ s} \leq T \leq 0,5 \text{ s}$, $0,4 \text{ s} \leq T \leq 0,8 \text{ s}$, $0,7 \text{ s} \leq T \leq 1,1 \text{ s}$ e $0,5 \text{ s} \leq T \leq 1,5 \text{ s}$).

I fattori di amplificazione e i valori di HSM utilizzati per la redazione delle carte (Tabella 8-3 e Tabella 8-4) sono stati derivati da analisi di risposta sismica locale. Le analisi sono state eseguite tenendo conto delle principali diversità delle microzone individuate, come dettagliato nel paragrafo 7.1.1. Il territorio degli ambiti oggetto di studio è stato suddiviso in due macroaree che possono essere considerate omogenee dal punto di vista della risposta sismica locale (Figura 7-1).

F _{PGA}	F _{H0.1-0.5}	F _{H0.5-1}	F _{H0.5-1.5}	F _{A0.1-0.5}	F _{A0.4-0.8}	F _{A0.7-1.1}	F _{A0.5-1.5}	HSM 0.1-0.5	HSM 0.4-0.8	HSM 0.7-1.1	HSM 0.5-1.5
1,5	1,8	2,9	2,8	1.7	2.7	2.9	2.9	503	460	275	255

Tabella 8-3: Fattori di amplificazione utilizzati per la caratterizzazione dell'area che interessa la porzione sud-occidentale degli ambiti di Finale Emilia (**RSL1**, Figura 7-1)

F _{PGA}	F _{H0.1-0.5}	F _{H0.5-1}	F _{H0.5-1.5}	F _{A0.1-0.5}	F _{A0.4-0.8}	F _{A0.7-1.1}	F _{A0.5-1.5}	HSM 0.1-0.5	HSM 0.4-0.8	HSM 0.7-1.1	HSM 0.5-1.5
1,5	1,9	2,5	2,5	1.8	2.6	2.5	2.6	528	434	238	227

Tabella 8-4: Fattori di amplificazione utilizzati per la caratterizzazione dell'area che interessa la porzione nord-orientale degli ambiti di Finale Emilia (**RSL2**, Figura 7-1)

Le zone suscettibili di instabilità per liquefazione sono distinte da quelle soggette a sola amplificazione locale per mezzo di soprassegno cartografico.

Le “Zone di suscettibilità per liquefazione” sono state derivate dalle “Zone di attenzione per liquefazione” della carta MOPS (Tavola 4, Paragrafo 8.4) utilizzando tematizzazioni e indicazioni diverse rispetto a queste ultime, in accordo con gli standard di MS 4.1 (2018).

Le “Zone di suscettibilità per liquefazione” sono state inoltre definite e arealmente suddivise per classi di rischio, sulla base dell’indice del potenziale di liquefazione (I_L). Le classi individuate sono riportate in carta mediante l’utilizzo dei retini previsti per le aree a rischio moderato ($2 < I_L \leq 5$), elevato ($5 < I_L \leq 15$) e molto alto ($I_L > 15$). Si ricorda che gli indirizzi di microzonazione nazionale prevedono che le aree che risultano a basso rischio ($2 < I_L$) siano considerate stabili, nonostante siano state verificate le condizioni predisponenti il fenomeno (presenza di depositi granulari saturi entro i primi 20 m di profondità). Questo aspetto determina necessariamente la corrispondenza tra le “Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali” delle carte di microzonazione sismica di terzo livello con quelle della carta MOPS.

Rispetto a quanto previsto dagli Standard MS 4.1, nelle carte sono rappresentati anche i valori puntuali delle stime del potenziale di liquefazione eseguite sulle singole verticali d’indagine. Considerata l’elevata disponibilità di prove elettriche e il maggior grado di affidabilità degli indici da esse ottenute si è ritenuto opportuno non riportare in carta indici derivati da precedenti verifiche effettuate su prove meccaniche, anche se di questi ultimi si è tenuto opportunamente conto in fase di redazione delle cartografie, in particolare là dove risultano meno presenti gli indici ricavati da prove CPTE/CPTU. I valori di I_L ottenuti sono esplicitati mediante etichette numeriche associate a simboli quadrati con colorazioni distinte a seconda del grado di rischio. I simboli bianchi indicano rischio di liquefazione basso ($0 < I_L \leq 2$), quelli gialli moderato ($2 < I_L \leq 5$), i rossi elevato ($5 < I_L \leq 15$) e quelli viola rischio molto elevato ($I_L > 15$).

9. Commenti finali e criticità

Gli approfondimenti di terzo livello eseguiti per lo studio di microzonazione sismica del Comune di Finale Emilia hanno permesso di determinare l'amplificazione sismica attesa e quantificare il grado di rischio nelle aree caratterizzate dalla presenza di condizioni predisponenti la liquefazione.

L'amplificazione attesa è stata determinata mediante analisi numeriche di risposta sismica locale, basate su dati stratigrafici e velocità delle onde di taglio (V_s) acquisiti in foro mediamente nei primi 30 m all'interno dell'area di indagine e sino ad elevate profondità in aree limitrofe. Le modellazioni e le analisi di risposta sismica locale eseguite per la microzonazione (Paragrafo 0) possono fornire un riferimento metodologico per le analoghe analisi richieste dalle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni, ma non possono in alcun modo sostituirle. Specifiche analisi di risposta sismica locale devono infatti essere eseguite tenendo conto delle caratteristiche geologico-geotecniche del sito ed in funzione della tipologia del progetto da realizzare.

Per la determinazione del rischio di liquefazione sono state, inoltre, eseguite numerose verifiche di suscettibilità mediante metodi semplificati. Sulla base dei risultati ottenuti si è deciso di considerare il recente metodo di Boulanger e Idriss (2014), suggerito dalla D.G.R. 2193/2015, come maggiormente affidabile per il calcolo degli indici di liquefazione I_L (Paragrafo 7.2).

Nel paragrafo seguente viene proposta una sintesi riassuntiva dei principali risultati dello studio condotto e delle principali criticità rilevate, anche attraverso il confronto tra quanto prodotto nei precedenti elaborati di microzonazione sismica (cfr. Ordinanza 70/2012).

9.1. Sintesi dei risultati della microzonazione sismica

Gli approfondimenti realizzati nell'ambito di questo studio di microzonazione sismica hanno permesso l'individuazione del substrato sismico sulla base dei risultati delle misure di microtremore a stazione singola calibrati con l'unico pozzo profondo presente nel territorio comunale (Rivara 1) e informazioni di sottosuolo disponibili da comuni confinanti a quello di Finale Emilia. Nell'area di indagine, il substrato sismico si trova in corrispondenza del tetto dei depositi del Pliocene. In corrispondenza degli ambiti urbanizzati e urbanizzabili oggetto di indagine, tale superficie si trova sepolta a profondità variabili e intorno ai 420 ± 50 m. Il contesto geologico e tettonico generale

suggeriscono che il tetto del substrato sia tendenzialmente più superficiale nel settore meridionale avvicinandosi alla culminazione della struttura tettonica Carpi-Poggio Renatico (Paragrafo 2.2) e similmente, anche se in modo meno marcato, anche nel settore settentrionale in corrispondenza della struttura sismogenica di Finale Emilia (Figura 2-7).

Sulla base delle nuove conoscenze acquisite mediante gli approfondimenti di terzo livello e dopo aver analizzato diversi modelli sismo-stratigrafici, si è ritenuto opportuno suddividere il territorio di Finale Emilia in due aree distinte associate a due tipologie di risposta sismica: una valida per le zone in cui i primi 30 m sono caratterizzati da una netta prevalenza di depositi argillosi e una valida per le zone in cui nei primi 30 m sono presenti consistenti spessori di depositi sabbiosi del Fiume Po.

Il limite fra tali aree corre circa est-ovest attraversando praticamente tutti gli ambiti che occupano proprio la fascia centrale del territorio comunale (Figura 7-1). Le analisi di risposta sismica delle due diverse aree hanno fornito spettri di risposta e relativi fattori di amplificazione in realtà non molto diversi fra loro, e un fattore di amplificazione F_{PGA} che, al primo decimale, risulta identico per le due aree (=1,5).

Da quanto detto sopra, seppur la tettonica in questo settore della Pianura Padana sia tuttora attiva e all'origine del terremoto del 29 maggio 2012, non influisce in maniera diretta in termini di variazioni di profondità del substrato sismico per effetto della subsidenza differenziale, ma piuttosto in modo indiretto sull'assetto stratigrafico del sottosuolo. In particolare, sono state distinte:

- a) la **porzione centro-settentrionale** del territorio comunale è stata caratterizzata, almeno per quanto riguarda le aree oggetto dello studio di microzonazione di terzo livello, da valori di subsidenza leggermente maggiori (zona di sinclinale seppur blanda) che hanno però favorito, nei livelli più superficiali, l'accumulo per spessori pluridecametrici di depositi fluviali associati al Fiume Po. Nonostante il substrato sismico in tale area sia leggermente più profondo rispetto al settore meridionale, il contributo di questi livelli sabbiosi fa sì che le **accelerazioni massime attese** in superficie siano **pari a 0,23 g**.
- b) la **porzione meridionale** del territorio comunale si trova in corrispondenza del fianco della struttura anticlinale Carpi-Poggio Renatico; nonostante qui il substrato sismico sia leggermente meno profondo rispetto al settore nord, la successione stratigrafica, almeno per i livelli più superficiali, è dominata da depositi mediamente più fini argilloso limosi. L'effetto combinato di tali fattori ha permesso di stimare **accelerazioni massime attese** in superficie **pari a 0,23 g**.

Per il **calcolo del potenziale di liquefazione** delle diverse aree indagate sono stati utilizzati i rispettivi valori di PGA (*Peak Ground Acceleration*) ottenuti dalle analisi di risposta sismica locale (cfr. Paragrafi 7.1.1 e 7.2.1).

Gli indici di liquefazione (I_L) sono stato calcolati utilizzando il metodo semplificato di Boulanger e Idriss (2014) in ogni sito caratterizzato mediante indagine CPTU.

La distribuzione degli indici di liquefazione evidenzia come le zone in corrispondenza di paleovalle o aree di rotta fluviale sub-affioranti o leggermente sepolte (MOPS 30502001, 30502002, 30502003, 30502005 e 30502006) mostrino un rischio di liquefazione generalmente **moderato** ($2 < I_L \leq 5$) e localmente **alto** ($5 < I_L \leq 15$). Soltanto in una sottile striscia a Casumaro, l'indice di liquefazione supera la soglia di 15 (**molto alto**). Il rischio di liquefazione è altresì moderato e alto anche nel settore settentrionale laddove i depositi sabbiosi sepolti del Fiume Po si trovano a profondità relativamente basse, intorno ai 10 m (MOPS 30502004).

Rischi di liquefazione da **molto bassi a nulli** ($I_L < 2$) caratterizzano comunque circa la metà della superficie del territorio comunale compreso negli ambiti oggetto di studio. Si tratta di aree topograficamente più depresse e che non presentano significativi corpi di sabbie nei primi 15 m di sottosuolo e caratterizzati da una successione stratigrafica costituita perlopiù da sedimenti argillosi coesivi, spesso organici, deposti in condizioni di depressione interalvea (MOPS 2007 e 2008). In tali aree, si trova buona parte del centro urbano 'moderno' del capoluogo, la piccola zona industriale a sudest del Panaro, ampi settori del Polo Industriale a sud di località Canaletto e la parte orientale di Massa Finalese.

Gli indici ottenuti dalle nuove analisi di liquefazione hanno permesso di aumentare notevolmente le conoscenze relative al grado di rischio liquefazione delle diverse aree di studio. Raffronti con i preesistenti studi di microzonazione sismica risultano alquanto complessi sia per il numero limitato di verticali precedentemente analizzate, sia per l'utilizzo di differenti metodi semplificati per la stima del potenziale di liquefazione.

10. Bibliografia

- AA.VV., (2004): *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation*. Deliverable D23.12 of the SEASAME project, April, [Online], <http://www.SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>.
- AA.VV., (2011): *Contributi per l'aggiornamento degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica"*. Supplemento alla rivista *Ingegneria Sismica* Anno XXVIII - n. 2.
- Albarello D., Castellaro S., (2011): *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*. In AA.VV. (2011): "Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica", supplemento alla rivista *Ingegneria sismica*, a. XXVIII, n. 2.
- Amoroso S., Monaco P., Lehane B. And Marchetti D., (2014): *Examination of the potential of the seismic dilatometer (SDMT) to estimate in situ stiffness decay curves in various soil types*. *Soils and Rocks*, Vol. 37, No. 3, 177-194. ISSN: 1980-9743. Brazilian Association for Soil Mechanics and Geotechnical Engineering (ABMS) and Portuguese Geotechnical Society (SPG). São Paulo, Brazil.
- ASTM, (1985): *Classification of Soils for Engineering Purposes: Annual Book of ASTM Standards*, D 2487-83, 04.08, American Society for Testing and Materials, 1985, pp. 395-408.
- Bigi G., Bonardini G., Catalano R., Cosentino D., Lentini F., Parlotto M. Sartori R., Scandone P. and Turco E. (1992): *Structural model of Italy, 1:500,000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome.
- Bignami C., Burrato P., Cannelli V., Chini M., Falcucci E., Ferretti A., Gori S., Kyriakopoulos C., Melini D., Moro M., Novali F., Saroli M., Stramondo S., Valensise G. and Vannoli P., (2012): *Coseismic deformation pattern of the Emilia 2012 seismic sequence imaged by Radarsat-1 interferometry*. *Annals of Geophys.*, 55(4), 788-795, doi: 10.4401/ag-6157.
- Boccaletti M., Martelli L., (a cura di) (2004): *Carta Sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna, Scala 1:250.000 e Note Illustrative*. SELCA, Firenze.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Tanini C. and Vannucci G., (2004): *Seismotectonic Map of the Emilia-Romagna Region, 1:250000*. Regione Emilia-Romagna – CNR.
- Bordoni P., Azzara R.M., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Fodarella A., Milana G., Pucillo S., Riccio G., Rovelli A., Augliera P., Luzi L., Lovati S., Massa M., Pacor F., Puglia R., Ameri G., (2012): *Preliminary results from EMERSITO, a rapid response network for site-effect studies*. *Ann. Geophys.* 55 (4), 599–607. <http://dx.doi.org/10.4401/ag-6153>.

- Boulangier R. W., Idriss I. M., (2014): *CPT and SPT based liquefaction triggering procedures*. Report No. UCD/CGM-14/01, Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California, Davis, CA, 134 pp.
- Burrato P., Ciucci F., Valensise G., (2003): *An inventory of river anomalies in the Po Plain, northern Italy: evidence for active blind thrust faulting*, *Annals of Geophys.*, 46 (5), 865-882.
- Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Basili R., Valensise G., (2012): *Is blind faulting truly invisible? Tectonic controlled drainage evolution in the epicentral area of the May 2012, Emilia-Romagna earthquake sequence (northern Italy)*. *Annals of Geophys.*, 55(4), 525-531, doi: 10.4401/ag-6182.
- Caputo R. (2005): *Stress variability and brittle tectonic structures*. *Earth-Science Reviews*, 70(1-2), 103-127.
- Caputo R., Papathanasiou G., (2012): *Ground failure and liquefaction phenomena triggered by the 20 May, 2012 Emilia-Romagna (Northern Italy) earthquake: case study of Sant'Agostino - San Carlo - Mirabello zone*. *Nat. Haz. Earth System Sciences*, 12(11), 3177-3180, doi:10.5194/nhess-12-3177-2012.
- Caputo R., Pellegrinelli A., Bignami C., Bondesan A., Mantovani A., Stramondo S. and Russo P., (2015): *High-precision levelling, DInSAR and geomorphological effects in the Emilia 2012 epicentral area*. *Geomorphology*, 235, 106-117, doi: 10.1016/j.geomorph.2015.02.002
- Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, *Foglio 204 - Portomaggiore*, (2009): ISPRA - Servizio Geologico d'Italia - Regione Emilia-Romagna.
- Castellaro S., (2012): *H/V: un contributo oltre Vs30*, In: *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici*, a cura di Marco Mucciarelli, ARACNE editrice, 448 pp.
- Castellaro S., Mulargia F., (2011): *Seismic soil classification from a different perspective*. Annual meeting of the Seismological Society of America, Memphis (Tennessee, USA), Apr. 13-15.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, (2018): *Standard di rappresentazione e archiviazione informatica versione 4.0b*. http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/Standard_MS_4_0b.pdf.
- D.A.L. 112/2007: Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, c. 1, della L. R. 20/2000 per *Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica*. Deliberazione dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia-Romagna n. 112 del 02/05/2007, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17/05/2007.
- Devoti, R., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A. R., Riguzzi F., (2011): *Evidence of largescale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 311, 230-241, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.034.
- D.G.R. Emilia-Romagna n. 2188/2016: Ordinanza del Capo Dipartimento della Protezione Civile n. 344/2016. *Approvazione dei criteri, delle linee guida e delle indicazioni tecniche e procedurali per la presentazione dei*

progetti e l'attribuzione dei contributi per la realizzazione di interventi di riduzione del rischio sismico in edifici pubblici strategici e rilevanti, in edifici privati e per studi di microzonazione sismica.

D.G.R. Emilia-Romagna n. 2193/2015: *Approvazione aggiornamento dell'atto di coordinamento tecnico denominato "indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica", di cui alla Deliberazione dell'Assemblea Legislativa 2 maggio 2007, n. 112.*

Di Capua G., Tarabusi G., (2013): *DPC-INGV S2 2012-2013 project Annex2 to D4.1 – Site-specific hazard assessment in priority areas - MIRANDOLA (MO) seismo-stratigraphic models*, Online <https://sites.google.com/site/ingvdpc2014progettos2/tasks/task-4/d4-1>.

DISS Working Group, (2018): *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.

Emergeo Working Group, (2012): *Technologies and new approaches used by the INGV EMERGEIO Working Group for real-time data sourcing and processing during the Emilia Romagna (northern Italy) 2012 earthquake sequence*. ANNALS OF GEOPHYSICS, 55, 4, 2012; doi: 10.4401/ag-6117.

Emergeo Working Group, (2013): *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May–June 2012 (Northern Italy)*. Nat. Haz. Earth Syst. Sci., 13, 935-947.

Galli P., Castenetto S., Peronace E., (2012a): *Terremoti dell'Emilia - Maggio 2012. Rilievo macrosismico MCS speditivo. Rapporto finale. 15 giugno 2012*, <http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/TerremotoEmiliaMCS.pdf>.

Galli P., Castenetto S., Peronace E., (2012b): *The MCS macroseismic survey of the Emilia 2012 earthquakes*. Annals of Geophysics Vol. 55, No 4.

Garofalo F., Foti S., Hollender F., Bard P.Y., Cornou C., Cox B.R., Ohrnberger M., Sicilia D., Asten M., Di Giulio G., Forbriger T., Guillier B., Hayashi K., Martin A., Matsushima S., Mercerat D., Poggi V., Yamanaka H., (2016): *InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part I: Intra-comparison of surface wave methods, Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 82, pp. 222-240, doi: 10.1016/j.soildyn.2015.12.010i.

Govoni A., Marchetti A., De Gori P., Di Bona M., Lucente F.P., Improta L., Chiarabba C., Nardi A., Margheriti L., Piana Agostinetti N., Di Giovambattista R., Latorre D., Anselmi M., Ciaccio M.G., Moretti M., Castellano C., Piccinini D., (2014): *The 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy): imaging the thrust fault system by accurate aftershocks location*. Tectonophysics, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.02.013>.

Gruppo di Lavoro Liquefazione, (2012): *Rapporto sugli effetti della liquefazione osservati a Mirabello*. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro>.

- Gruppo di lavoro MPS, (2004): *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapp. conclusivo per il DPC, INGV, Milano-Roma, pp 65 + 5 appendici.
- Gruppo di Lavoro MS, (2008): *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e CD-rom.
http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137.
- Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Valensise G., (2018): *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). <http://storing.ingv.it/cfti/cfti5/>
- Idriss I. M., Boulanger R. W., (2008): *Soil Liquefaction during earthquakes*. MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, 469 pp.
- ISIDe Working Group, (2016): *Italian Seismological Instrumental and parametric database versione 1.0*. DOI: 10.13127/ISIDe.
- Iwasaki T., Arakawa T., Tokida K., (1982): *Simplified procedures for assessing soil liquefaction during earthquakes*. Proceedings of the Conference on Soil Dynam.
- L.R. Emilia-Romagna n. 19 del 30 ottobre 2008: *Norme per la riduzione del rischio sismico*. Bollettino Ufficiale Regione Emilia-Romagna n. 44 del 12 marzo 2010.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E., (2016): *DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>.
- Mantovani A., Abu-Zeid N., Bignardi S., Tarabusi G., Santarato G. and Caputo R. (2019): Seismic noise-based strategies for emphasizing recent tectonic activity and local site effects: the Ferrara Arc, Northern Italy, case study. *Pure Appl. Geophys.*, 176, 2321-2347, doi: 10.1007/s00024-019-02120-8.
- Martelli L., Bonini M., Calabrese L., Corti G., Ercolessi G., Molinari F.C., Piccardi L., Pondrelli S., Sani F., Severi P., (2017): *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna e aree limitrofe, edizione 2016*.
- Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madaia C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Bramerini F., Speranza E., Conte C., Di Salvo G., Giuffrè M., Zuppiroli M., Guidi F., Vona V., Manicardi A., Mengoli B., Ugoletti C., Ricci L., (2013): *Microzonazione Sismica Dell'area Epicentrale Del Terremoto Della Pianura Emiliana Del 2012 (Ord. 70/2012)*. Atti 32° Convegno Nazionale Gngts, Trieste. Isbn: 978-88-902101-7-4.
- Martelli L., Romani M., (2013): *Microzonazione sismica e analisi della condizione limite per l'emergenza delle aree epicentrali dei terremoti della pianura emiliana di maggio-giugno 2012* (Ordinanza del commissario delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012), Relazione Illustrativa.

- Massa M., Augliera P., Carannante S., Cattaneo M., D'Alema E., Lovati S., Monachesi G., Moretti M., Piccinini D., (Seismological projects DPC-INGV 2012-2013): *May-June 2012 Emilia seismic sequence: relocated seismicity, Project S1, Base-knowledge improvement for assessing the seismogenic potential of Italy*, Deliverable D18, Task b2, <https://sites.google.com/site/ingvdpcprojects1/home>.
- Meletti C., Valensise G. (a cura di), (2004): *Zonazione sismogenetica ZS9 - App.2 al Rapporto conclusivo. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 3274/2003)*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Minarelli L., Amoroso S, Tarabusi G., Stefani M., Pulelli M., (2016): *Down-hole geophysical characterization of middle-upper Quaternary sequences in the Apennine Foredeep, Mirabello, Italy*. *Annals of Geophysics*, 2016.
- Molinari F.C. e Martelli L. (a cura di) (2010): *Studio finalizzato alla valutazione delle risorse geotermiche e dell'opportunità del loro sfruttamento nel territorio dei comuni dell'Unione Comuni Modenesi Area Nord (dgr 752/2009)* - Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Bologna.
- Montone P., Mariucci M.T., Pierdominici S., (2012): *The Italian present-day stress map*, *Geophys. J. Int.*, 189, 705-716; doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05391.x.
- Mucciarelli M. (a cura di), (2012): *Tecniche sveditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici*.
- MURST (1997): *Geomorphological Map of the Po Plain*. S.El.Ca., Florence, 3 sheets, scale 1:250.000.
- Naso G., Martelli L., Baglione M., Brammerini F., Castenetto S., D'Intinosante V., Ercolessi G. (2019): *Maps for land management: from geology to seismic hazard*. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, Vol. 60, DOI: 10.4430/bgta0263
- NTC, (2008): *Norme Tecniche per le Costruzioni - DM 14 gennaio 2008*. Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, www.cslp.it, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- Okada Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Pieri M., Groppi G., (1981): *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*. C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica, Pubbl., 414, 1-13.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Perfetti P., Danecek P., (2012): *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence*. *Annals of Geophys.*, 55(4), 615-621, doi: 10.4401/ag-6146.
- Rathje E. M, Kottke A. (2013): *Strata*, <https://nees.org/resources/strata>.
- Regione Emilia-Romagna e ENI-AGIP, (1998): *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna. A cura di G. M. Di Dio. Regione Emilia-Romagna, ufficio geologico – ENI-Agip, Divisione Esplorazione e Produzione*. S.EL.CA., Firenze, pp 120.

- Regione Emilia Romagna - Ufficio Geologico (1999) - Carta Geologica di pianura dell'Emilia-Romagna - scala 1:250.000. Ed. SELCA, Firenze.
- Robertson P.K., (2009): *Performance based earthquake design using the CPT*, Keynote Lecture, International Conference on Performance-based Design in Earthquake Geotechnical Engineering - from case history to practice, IS-Tokyo, June 2009
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds), (2016): *CPT15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPT15>
- Scognamiglio L., Margheriti L., Mele F.M. Tinti E., Bono A., De Gori P., Lauciani V., Lucente F.P., Mandiello A.G., Marcocci C., Mazza S., Pintore S., Quintiliani M., (2012): *The 2012 Pianura Padana Emiliana seismic sequence: locations, moment tensors and magnitudes*. Annals of Geophys., **55**(4), 549-556, doi: 10.4401/ag-6159
- Sieberg A., (1930): *Geologie der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, **2**(4), 552-555.
- Serva L., (1990): *Il ruolo delle scienze della terra nelle analisi di sicurezza di un sito per alcune tipologie di impianti industriali; il terremoto di riferimento per il sito di Viadana (MN)*. Boll.Soc.Geol.It., **109**, 375-411.
- Sieberg A., (1930): *Geologie der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, **2**, 4, pp. 550-555.
- Sonmez H., (2003): *Modification to the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol-Turkey)*. Environ. Geology **44**(7), pp. 862-871.
- Tarabusi G., Caputo R. (2017): *The use of HVSR measurements for investigating buried tectonic structures: the Mirandola anticline, Northern Italy, as a case study*. International Journal of Earth Sciences **106**(1). doi: <http://doi.org/10.1007/s00531-016-1322-3>.

2 Allegati

Carta delle indagini	Tavola 1	1:10.000
Carta Geologico – Tecnica per la Microzonazione Sismica	Tavola 2	1:10.000
Carta delle frequenze naturali del terreno	Tavola 3	1:10.000
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica	Tavola 4	1:10.000
Carta della velocità delle onde di taglio	Tavola 5	1:10.000
Carta di Microzonazione Sismica Livello 3	Tavola 6 - FA _{PGA}	1:10.000
Carta di Microzonazione Sismica Livello 3	Tavola 7 - FA _{0,1 - 0,5 s}	1:10.000
Carta di Microzonazione Sismica Livello 3	Tavola 8 - FA _{0,5 - 1,0 s}	1:10.000
Carta di Microzonazione Sismica Livello 3	Tavola 9 - FA _{0,5 - 1,5 s}	1:10.000

Allegato 1 - Sezioni Geologiche

Allegato 2 - Rapporti di Prova

Allegato 3 - Verifica Potenziale di Liquefazione CPTU MS
