



Università degli Studi di Ferrara

DOTTORATO DI RICERCA IN
"SCIENZE DELLA TERRA"

CICLO XXVIII

COORDINATORE Prof. Massimo Coltorti

L'USO DELLE MISURE DI MICROTREMORE PER INVESTIGARE LE
STRUTTURE TETTONICHE SEPOLTE: IL CASO DI STUDIO
DELL'ANTICLINALE DI MIRANDOLA

Settore Scientifico Disciplinare GEO/03

Dottorando

Dott. Tarabusi Gabriele

Tutore

Prof. Caputo Riccardo

(firma)

(firma)



Anni 2013/2015

Indice

1. Idea progettuale e scopo del lavoro	5
1.1 Introduzione.....	5
1.2 Dal contesto locale all'idea generale.....	6
2. Inquadramento geologico e sismotettonico	10
2.1. Assetto geologico-strutturale dell'area.....	10
2.2 Successione stratigrafica ed evoluzione tettonica.....	14
2.3 Le Pieghe Ferraresi e l'alto di Mirandola	19
2.4. Sismicità storica.....	24
2.5. Sequenza sismica del 2012	36
2.5.1 Effetti sull'ambiente nella sequenza sismica del 2012.....	51
2.5.2 Estrazione di idrocarburi e sismicità.....	58
2.6 Pericolosità sismica di riferimento dell'area	61
3. Studi sull'anticlinale di Mirandola.....	64
3.1 Il database delle sorgenti sismogeniche - DISS.....	64
3.2 Studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici	68
3.3 Microzonazione sismica	71
3.4 Risultati del progetto InterPACIFIC.....	76
4. Tecniche e metodi di indagine di sismica passiva	78
4.1 Teoria delle vibrazioni ambientali	78
4.2 Il metodo H/V (HVSR): basi teoriche e fisiche.....	79
4.3 Esecuzione delle misure di microtremore a stazione singola	82
4.4 Analisi dei dati e attendibilità delle curve H/V	83
4.5 Criticità nell'esecuzione delle misure H/V e nell'interpretazione dei risultati	88
4.5.1 Perturbazioni atmosferiche/oceaniche	89
4.5.2 Vento	89
4.5.3 Vicinanza di edifici.....	89
4.5.4 Inversioni di velocità	90

4.5.5 Relazione tra ampiezza e contrasto di impedenza	91
4.5.6 Differenze tra H/V di microtremore e H/V di terremoto	92
4.6 Possibili utilizzi delle misure H/V	92
4.6.1 Individuazione di fenomeni di risonanza.....	92
4.6.2 Ricostruzione del profilo di velocità delle onde S nel sottosuolo.....	93
4.6.3 Risposta sismica locale.....	94
5. Misure ed elaborazioni	95
5.1 Motivazioni.....	95
5.2 Acquisizione ed elaborazione.....	95
5.3 Banca dati delle misure.....	100
5.4 Frequenze e ampiezze misurate e loro significato.....	104
6. Discussione e risultati.....	107
6.1 Carte tematiche per frequenze e ampiezze	107
6.2 Correlazione tra curve HVSR e geometria del sottosuolo.....	109
7. Conclusioni.....	120
Bibliografia.....	124

Ringraziamenti

Il presente lavoro è stato svolto nell'ambito dell'iniziativa per i Dottorati di Ricerca "*Spinner 2013*", programma della Regione Emilia-Romagna per lo sviluppo di idee e progetti innovativi. Ringrazio quindi tutti coloro che a vario titolo hanno ideato e supportato tale programma che ha reso possibile la presente ricerca. Ringrazio inoltre l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, di cui oggi sono tecnologo e che per i primi due anni di corso mi ha conferito un assegno di ricerca, permettendomi di portare a termine il corso di Dottorato.

Un particolare ringraziamento va al mio relatore, Prof. Riccardo Caputo, che con grande disponibilità, ma soprattutto metodo e competenza, mi ha aiutato a tradurre una semplice idea in un progetto di ricerca.

Ringrazio il Prof. Sebastiano Foti per avermi messo a disposizione alcuni profili di velocità del progetto InterPACIFIC, che hanno consentito una migliore taratura del modello ricavato dalle misure *HVSR*.

Ringrazio le due persone con cui ho condiviso l'esperienza delle misure sul campo: il Dott. Ruggero Mazzoni, con cui ho lavorato a Mirandola nel 2011, all'epoca dei primi rilievi, e la Dott.ssa Sofia Gamberi che ha lavorato con me nell'area di studio nel 2014.

Ringrazio infine il Dott. Luca Martelli, della Regione Emilia-Romagna, la Dott.ssa Silvia Castellaro dell'Università di Bologna, la Dott.ssa Margherita Aguzzi di Arpa Emilia-Romagna e il Dott. Pierfrancesco Burrato dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia per i preziosi suggerimenti nelle diverse fasi del lavoro.

1. Idea progettuale e scopo del lavoro

1.1 Introduzione

L'idea di questo progetto di ricerca nasce dallo studio di microzonazione sismica del comune di Mirandola (Tarabusi, 2012), realizzato tra il 2011 e il 2012, a supporto del quale era stata condotta una estesa campagna di misure di microtremore a stazione singola che, attraverso l'analisi dei rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e quella verticale (*HVSR*) (Nakamura, 1989), aveva evidenziato la presenza di un'area ad elevato contrasto di impedenza nella porzione più meridionale del territorio comunale, in corrispondenza della frazione di San Giacomo in Roncole. Il confronto con alcune sezioni geologiche (Martelli e Molinari, 2008) e con i dati stratigrafici di pozzi per idrocarburi aveva permesso di evidenziare come tale contrasto potesse essere messo in relazione con gli effetti sui depositi superficiali (80-150 m) in corrispondenza dell'anticlinale sepolta di Mirandola. Tale struttura sismogenica cieca rappresenta un segmento dell'Arco Ferrarese, la porzione più avanzata della Catena Appenninica sepolta (Bigi et al., 1992).

Pochi mesi dopo aver terminato lo studio di microzonazione, le cui conclusioni relative alla pericolosità sismica a scala comunale erano in larga parte derivate dal risultato della suddetta campagna di misure, con la sequenza sismica emiliana del maggio 2012 (Pondrelli et al., 2012), e in particolare la scossa del 29 maggio si è riattivata l'anticlinale di Mirandola, per la quale non si aveva memoria di terremoti storici ad essa ascrivibili (Guidoboni et al., 2007; Camassi et al., 2012; Castelli et al., 2012). Tale struttura geologica era stata comunque da tempo individuata e la banca dati DISS (Valensise e Pantosti, 2001; DISS Working Group, 2010; 2015) ne aveva ben parametrizzato le caratteristiche da più di 10 anni solo su base geologica, utilizzando ed integrando informazioni diverse (Burrato et al., 1999; 2003; 2012), come ad esempio le anomalie idrografiche presenti nel territorio.

All'indomani del terremoto del 2012 ci si trovava quindi in una situazione particolarmente interessante: si era osservata (anche con strumenti sismici e satellitari moderni) l'attività di una struttura che aveva dato origine ad una deformazione superficiale la cui estensione ed entità (Bignami et al., 2012) ben si accordavano con quanto osservato pochi mesi prima attraverso la campagna di misure di microtremore. Non solo: sulla base dei risultati di tali indagini geofisiche superficiali si erano potute prevedere con buona precisione le profondità a cui si sarebbe rinvenuto il substrato sismico nei successivi approfondimenti di indagine (carotaggi e prove *crosshole*) condotti dal servizio geologico sismico e dei suoli della Regione Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna e Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013), per caratterizzare dal punto di vista della pericolosità sismica l'intera area epicentrale della sequenza del maggio 2012.

L'idea che una tecnica di indagine speditiva e a basso costo come quella utilizzata per lo studio di microzonazione di Mirandola, potesse rappresentare un valido strumento per mappare le deformazioni indotte da una struttura anticlinalica sepolta in aree di pianura dove l'osservazione della morfologia e della topografia del territorio possono fornire solo indizi di lettura complessa (Burrato et al., 1999), ha suggerito di investire in una ricerca mirata che potesse: a) estendere l'area indagata al di fuori dei confini amministrativi

di Mirandola, fino a caratterizzare una porzione sufficientemente estesa della struttura; b) standardizzare la tecnica di acquisizione e le procedure di analisi per ottenere un *dataset* omogeneo; c) definire un approccio metodologico che potesse essere replicato in altri contesti simili.

Il fine pratico ed ultimo della ricerca svolta è comunque quello di fornire indicazioni utili per il miglioramento delle conoscenze relative alla pericolosità sismica di aree analoghe a quella indagata, che possano avere una ricaduta diretta su scelte strategiche per la mitigazione del rischio (Di Capua e Tarabusi, 2013; Comune di Mirandola, 2014). In tutto il mondo infatti, le aree di pianura sono state scelte dall'uomo come sede naturale per le proprie attività, creando un grado di esposizione molto elevato: grandi centri urbani ad elevata densità abitativa e sedi di beni culturali di primaria importanza, estesi distretti industriali, infrastrutture di collegamento e servizi ad alto contenuto tecnologico sono infatti collocati in molti casi in contesti di pianure alluvionali più o meno estese, alcune delle quali sono interessate da strutture tettoniche attive e cieche come quella indagata, dove la conoscenza diretta della geologia del sottosuolo presenta problemi analoghi.

1.2 Dal contesto locale all'idea generale

L'idea di svolgere una attività di ricerca finalizzata alla messa a punto di una metodologia di indagine e di analisi come quella descritta in questa tesi, nasce quindi dal caso specifico dell'area indagata, ma ci si è però ritrovati in un contesto e in condizioni che sono senz'altro replicabili altrove.

In aree analoghe a quella studiata (pianure alluvionali antropizzate) infatti, tecniche di indagine geofisiche di superficie risultano di fondamentale importanza per acquisire le necessarie informazioni circa la presenza in profondità di discontinuità e di eventuali deformazioni di origine tettonica.

A questo scopo, l'esplorazione finalizzata alla ricerca di idrocarburi (petrolio o gas naturale), permettendo la correlazione di puntuali informazioni stratigrafiche ottenute attraverso la perforazione di pozzi esplorativi, con quelle ricavate attraverso l'acquisizione di linee sismiche, ha fornito alla ricerca scientifica dati importanti e di buon dettaglio per diverse aree che presentavano, almeno sulla carta, potenzialità estrattive. Il limite di tali dati, comunque solo in minima parte accessibili pubblicamente, è che non forniscono in genere informazioni circa gli strati più superficiali (primi 150-200 m) poiché non di interesse per gli scopi della campagna esplorativa. Per quanto riguarda la zona studiata, ad esempio, nei numerosi dati delle linee sismiche mancano infatti i primi millisecondi delle registrazioni, mentre le descrizioni stratigrafiche dei sondaggi esplorativi forniscono pochi dettagli sulle alternanze litologiche presenti all'interno della successione del Quaternario, che è spesso descritta come un'unica unità indistinta al suo interno.

Ai fini della valutazione della pericolosità sismica di un'area è invece molto importante la conoscenza della stratigrafia e delle caratteristiche sismiche degli strati più superficiali, che può essere ottenuta attraverso l'esecuzione di indagini geognostiche (litologia e caratteristiche geomeccaniche) e geofisiche (velocità delle onde *P* e *S*) di dettaglio, comunemente usate nella pratica professionale dei geologi. Tali indagini consentono la ricostruzione del modello sismostratigrafico utilizzato per le stime e i calcoli della risposta sismica locale,

ma sono in genere quasi tutte limitate in profondità per motivi tecnici o economici. Raramente una prova penetrometrica può spingersi sotto i 30 m, profondità oltre la quale un sondaggio a carotaggio continuo diventa invece piuttosto oneroso. Per la stessa ragione misure dirette della velocità delle onde di taglio (V_s) come *crosshole*, *downhole* e cono sismico, per profondità superiori, sono in genere raramente disponibili. I dati di V_s per maggiori profondità possono essere ottenuti attraverso l'utilizzo di tecniche geofisiche attive, basate sull'analisi della dispersione delle onde superficiali come *SASW* (*Spectral Analysis of Surface Waves*), *MASW* (*Multichannel Analysis of Surface Waves*) o sismica a rifrazione, o passive, basate sulla registrazione dei microtremori ambientali come *ReMi* (*Refraction Microtremor*) o *ESAC* (*Extended Spatial AutoCorrelation*). In genere però, con questo tipo di indagini, l'errore associato alla misura cresce all'aumentare della profondità (Garofalo et al., 2016a).

Nelle aree di media e bassa pianura però il substrato sismico, la cui individuazione è di fondamentale importanza per una corretta analisi della risposta sismica locale, si colloca in genere a profondità superiori a quelle raggiungibili dalle indagini sopraelencate e comunemente usate per determinare tutti i parametri utili a definire modello sismostratigrafico (litologia, caratteristiche geomeccaniche, velocità delle onde P e S , ecc.).

In aree come quella oggetto della presente ricerca ci si trova quindi nelle condizioni in cui le strutture geologiche non affiorano, la ricerca di idrocarburi può fornire informazioni importanti ma quasi solo per la conoscenza della stratigrafia e delle deformazioni tettoniche profonde, mentre i dati geognostici e geofisici che possono essere acquisiti con le più diffuse tecniche tradizionali riescono a caratterizzare solo la porzione più superficiale di terreno al di sotto del piano campagna.

Negli ultimi anni, grazie anche alla disponibilità di strumentazione sempre più compatta, affidabile e di semplice utilizzo, è diventata piuttosto comune l'esecuzione di indagini realizzate con la tecnica dei microtremori a stazione singola e l'analisi del rapporto spettrale tra le componenti orizzontali e quella verticale (*HVSR*). Tali indagini speditive e a basso costo sono oggi molto diffuse sia nell'ambito della caratterizzazione finalizzata alla progettazione degli edifici, sia a supporto degli studi di pericolosità sismica locale per la pianificazione territoriale. Tali indagini, come vedremo nel dettaglio nei capitoli seguenti, consentono infatti di individuare i picchi del rapporto H/V originati dai principali contrasti di impedenza presenti all'interno dei depositi. Tali contrasti di impedenza sono in stretta relazione con l'amplificazione sismica locale che è oggi comunemente considerata come la principale causa di danno in occasione di un terremoto (ad es. Mucciarelli et al., 2001; Gallipoli et al., 2004; Mucciarelli, 2012). Le misure *HVSR*, pur non restituendo la misura diretta di una o più caratteristiche geomeccaniche o della velocità delle onde longitudinali (P) e di taglio (S), forniscono in molti casi anche indicazioni utili alla ricostruzione della stratigrafia sulla verticale di indagine, specie se integrate con dati di altre prospezioni geologiche e geofisiche. In Italia, ma non solo, in aree collinari, montuose, di margine di catena o di alta pianura le misure di microtremore sono ormai comunemente utilizzate per correlare i contrasti di impedenza registrati con le principali discontinuità stratigrafiche (Castellaro et al., 2005; Mucciarelli e Gallipoli, 2001; Castellaro e Mulargia, 2009b), ad esempio tra sedimenti fini e ghiaie o tra depositi di versante o terrazzi alluvionali

recenti e substrato. Tali superfici, ben evidenti e facilmente correlabili con le indagini geognostiche (rifiuto delle prove penetrometriche, stratigrafia di sondaggi, ecc.) e geofisiche (marcato salto di velocità) possono rappresentare il substrato sismico, ma non necessariamente. In ogni caso i risultati di tali misure, associati al dato stratigrafico (spessori degli strati), permettono in molti casi di ricavare buone stime di V_s in profondità attraverso procedure di *fitting* vincolato della curva H/V (Castellaro e Mulargia, 2009b). In linea di principio la stessa procedura può valere nella media e bassa pianura, ma siccome la profondità presumibilmente corrispondente al principale contrasto di impedenza è in genere fuori dalla portata delle comuni indagini geognostiche e delle indagini geofisiche per la misurazione diretta della V_s , tali correlazioni diventano più difficoltose, poiché manca il vincolo stratigrafico. Questo in particolare quando la scala del problema che si sta affrontando è quella di un'area ristretta al sedime di una singola opera o una lottizzazione. Anche negli studi di microzonazione sismica a scala comunale in aree di media e bassa pianura risulta comunque difficile riuscire ad individuare il substrato sismico di un'area stabilendone con una certa confidenza la profondità. In tali studi sono ormai abitualmente condotte campagne di misure di microtremore a stazione singola, ma in numero in genere limitato in rapporto all'estensione del territorio da indagare e comunque circoscritte alle aree oggetto di microzonazione, che secondo gli attuali indirizzi nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008) e regionali (Regione Emilia-Romagna, 2007) devono essere le sole aree urbanizzate o di previsione urbanistica e quelle in cui ricadono le principali reti infrastrutturali. È facile immaginare come i diversi (per ampiezza e frequenza) picchi di H/V a basse frequenze ottenuti da misure di microtremore realizzate in ambiti di studio distanti possano essere difficilmente correlate tra loro senza alcun vincolo stratigrafico certo. Quando sono disponibili delle sezioni geologiche (ricavate dalla correlazione di dati di pozzi e/o di linee sismiche) è possibile tentare l'associazione dei picchi ad alcune delle principali superfici stratigrafiche, ma rimangono spesso molti dubbi interpretativi legati al fatto che la dispersione e l'esiguo numero delle misure non permette di "seguire" l'andamento di tali superfici. La presente ricerca ha voluto invece verificare se, tra le altre cose, una estesa campagna di misure di microtremori a stazione singola, distribuita in modo abbastanza omogeneo su un'areale sufficientemente grande, può rendere più semplici ed evidenti le correlazioni coi dati stratigrafici disponibili e consentire una più affidabile definizione della profondità, ad esempio, del substrato sismico di un'area.

La zona di Mirandola è stata quindi scelta come area campione per la presente ricerca, sia perché erano disponibili dati stratigrafici di sottosuolo piuttosto dettagliati, sia superficiali che profondi, che possono consentire una affidabile taratura dei modelli, sia perché è presente una struttura anticlinale che ha deformato gli strati più superficiali e quindi anche le superfici che possono generare i contrasti di impedenza visibili con la tecnica *HVSR*. L'idea è stata però quella di poter mettere a punto una metodologia che, una volta verificata a Mirandola, possa essere applicata, magari con un diverso grado di affidabilità dei modelli, in aree analoghe (pianure alluvionali interessate da anticlinali sepolte) in cui sono disponibili anche solo pochi dati geologici e geofisici di riferimento. Si è voluto quindi provare a definire un metodo che consentisse di correlare tra loro i dati di misure di microtremore a stazione singola, opportunamente eseguiti e distribuiti, allo scopo di evidenziare l'andamento delle deformazioni più superficiali indotte da una struttura

tettonica compressiva sepolta e realizzare un modello geologico del sottosuolo che potesse essere tarato anche con un numero minimo di dati stratigrafici. Tale modello può non solo essere utile per migliorare la parametrizzazione sismotettonica di una sorgente sismogenica, ma, poiché basato sui principali contrasti di impedenza presente all'interno dei depositi, può rivelarsi anche di grande utilità per la definizione della pericolosità sismica locale (Gallipoli et al., 2004) in aree di pianura analoghe a quella di Mirandola, come vedremo anche in rapporto all'edificato presente e in progetto al fine di evitare il pericoloso fenomeno della *doppia risonanza* (Mucciarelli et al., 2001; Mucciarelli, 2012).

2. Inquadramento geologico e sismotettonico

Per la redazione del presente capitolo, ed in particolare dei primi tre paragrafi di inquadramento relativi all'assetto geologico regionale e geodinamico, ho potuto riferirmi all'impostazione proposta nel rapporto tecnico, non pubblicato, che riassume i risultati delle attività di ricerca svolte nell'ambito della convenzione stipulata tra Independent Gas Management e il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Roma "La Sapienza", al fine di valutare da un punto di vista geologico, tettonico e sismologico il potenziale sito di stoccaggio di Rivara, in provincia di Modena (Doglioni et al., 2007). Tale testo è risultato infatti, per chiarezza e capacità di sintesi, un utile traccia per l'integrazione dei numerosi testi di riferimento secondo una impostazione logica volta a favorire la comprensione della complessa evoluzione nel tempo dell'area in esame.

2.1. Assetto geologico-strutturale dell'area

Il territorio oggetto della presente ricerca si colloca nell'area di bassa pianura della Provincia di Modena, nella porzione centro settentrionale della Regione Emilia-Romagna e amministrativamente interessa i comuni di Novi di Modena, Concordia sulla Secchia, San Possidonio, Cavezzo, Mirandola, Medolla e San Felice sul Panaro.

Il contesto geologico in cui si colloca è quello del Bacino Padano nella zona di raccordo fra la parte esterna della catena Appenninica settentrionale, e le strutture deformative sepolte del settore padano (figura 2.1).

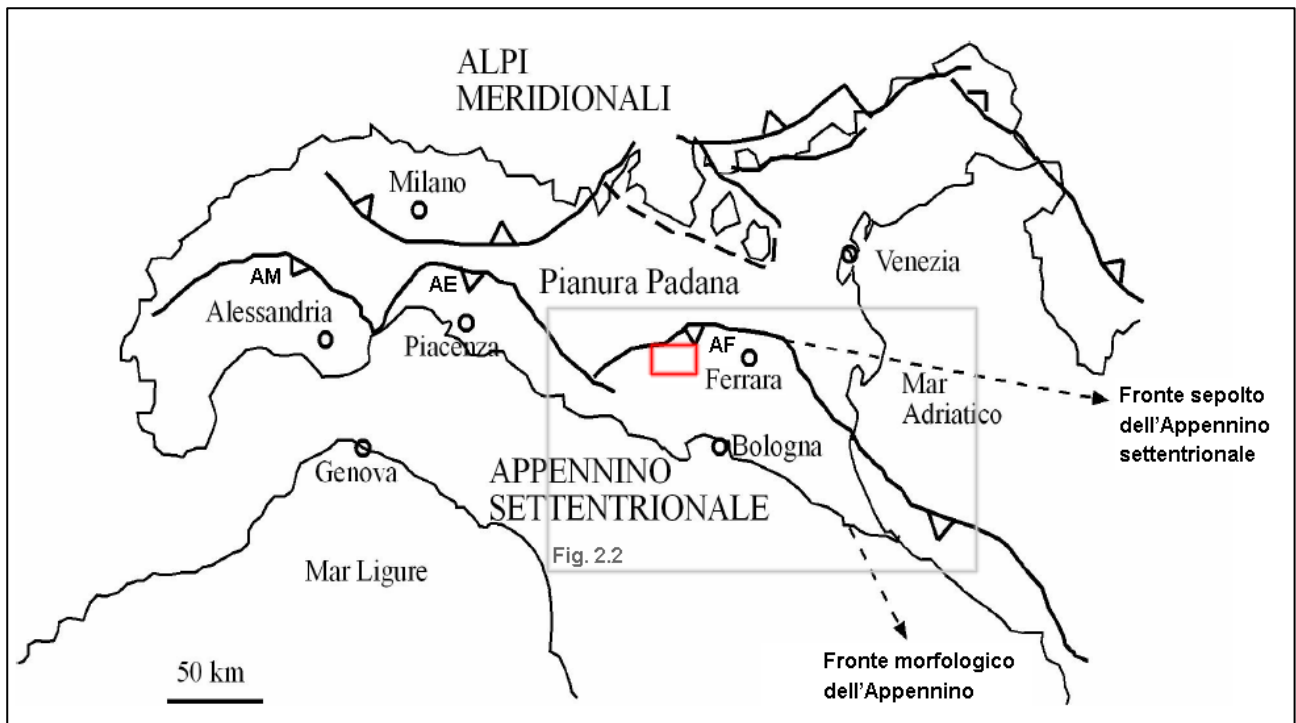


Figura 2.1 - Settore esterno della catena appenninica settentrionale, sepolto sotto i sedimenti della Pianura Padana (da Carminati et al., 2003), in cui sono rappresentati i tre archi principali: (AM) arco del Monferrato; (AE) arco delle Pieghe Emiliane; (AF) arco delle Pieghe Ferraresi e Romagnole (o arco di Ferrara). L'area di studio è identificata dal riquadro rosso, mentre in grigio è rappresentata l'estensione della mappa di figura 2.2.

Il Bacino Padano rappresenta strutturalmente un'area di avanfossa che si è originata per la subduzione della microplacca padano-adriatica al di sotto dell'orogene appenninico (Pieri e Groppi, 1981; Dondi e D'Andrea, 1986). La microplacca padano-adriatica è delimitata a nord dal fronte degli accavallamenti sud alpini e ad est da quelli dinarici, per cui si trova ad essere sottoposta ai fenomeni di compressione dalle strutture appenniniche e dalle coltri sud alpine (Pieri e Groppi, 1981; Dondi e D'Andrea, 1986).

Il vero fronte della catena appenninica non coincide con il limite morfologico tra rilievi e pianura, ma è collocato negli archi più esterni delle Pieghe Emiliane Ferraresi sepolte sotto i sedimenti quaternari padani (Pieri e Groppi, 1981). Tali deformazioni sepolte rappresentano il fronte appenninico che sovrascorre verso nord sulla piattaforma padano-veneta articolato in una serie di archi (figura 2.1) disposti a formare una fascia circa parallela al bordo appenninico (Pieri e Groppi, 1981).

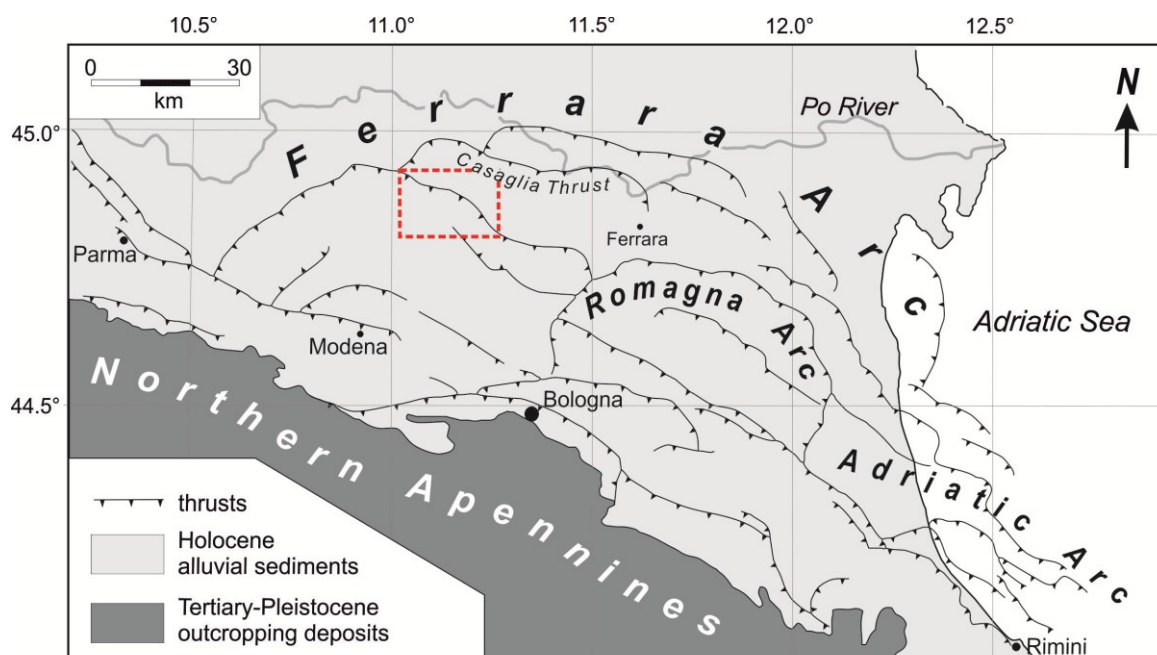


Figura 2.1 - Settore esterno, sepolto, della catena appenninica settentrionale in corrispondenza dell'Arco di Ferrara, in cui sono rappresentate le principali strutture compressive. L'area di studio è identificata dal riquadro rosso, attraversata da nord-ovest a sud-est dalla struttura di Mirandola un elemento di ordine inferiore dell'Arco di Ferrara. Da Bigi et al. (1992), modificato.

Secondo le ricostruzioni delle strutture sepolte nella Pianura Padana ottenute dai rilievi di sismica a riflessione realizzati per la ricerca degli idrocarburi, alla base della successione pliocenico-quaternaria si distinguono: la monoclinale pedevalpina e veneta, che rappresenta l'avampaese indisturbato della catena Appenninica settentrionale, e le pieghe appenniniche, che rappresentano il fronte compressivo.

Il fronte appenninico presenta una forma 'ondulata' ad archi (figure 2.1 e 2.2) che dividono il fronte in settori contraddistinti da età di sviluppo e velocità di avanzamento differenti (Pieri e Groppi, 1981; Castellarin et al., 1985):

- 1) l'arco del Monferrato, collocato tra Torino ed Alessandria e deformatosi prevalentemente durante il Messiniano ed il Pliocene Inferiore (Zoetemeijer, 1993);

2) l'arco delle Pieghe Emiliane, che si estende a nord di Piacenza, strutturato tra il Messiniano e il Quaternario (Pieri, 1987; Zoetemeijer, 1993);

3) l'arco delle Pieghe Ferraresi-Romagnole (o Arco di Ferrara), attivo principalmente dal Pliocene Superiore al Pleistocene, che rappresenta la struttura più esterna dell'Appennino settentrionale (Bigi et al., 1992; Boccaletti et al., 1985; 2011; Pieri e Groppi, 1981; Zoetemeijer, 1993).

Dai profili sismici emerge anche che le strutture attive e recenti sopra descritte si collegano in profondità con strutture che interessano la successione carbonatica e il basamento (Boccaletti et al., 2004). In particolare è da ritenere che il complesso pattern di faglie normali mesozoiche del basamento carbonatico (Fantoni e Franciosi, 2009; 2010) abbia esercitato e tuttora eserciti un controllo sullo sviluppo delle strutture dell'arco emiliano (Carannante et al., 2015; Chiarabba et al., 2014).

L'andamento ondulato del fronte viene sostanzialmente spiegato ammettendo l'esistenza di zone di ostacolo nell'avampaese, cioè zone in cui la crosta è più rigida e rallenta l'avanzamento del fronte stesso (Zoetemeijer, 1993).

Nelle aree interposte tra gli archi, gli scollamenti delle coperture avrebbero avuto maggiore difficoltà a realizzarsi rispetto alle zone adiacenti, a causa della maggior rigidità della crosta in subduzione (alti strutturali del basamento, corpi magmatici, ecc.).

Il principale livello di scollamento del fronte appenninico padano è localizzato alla base della successione mesozoica, immergente verso sud con un angolo di circa 15°-20° (Pieri e Groppi, 1981; Castellarin et al., 1985; Pieri, 1987). Altri importanti livelli di scollamento si trovano nelle peliti alla base del Messiniano e nella Scaglia, presso il limite Mesozoico-Terziario (Boccaletti et al., 2004).

Le strutture padane sono caratterizzate da accavallamenti lungo superfici con angoli di 20°-30° con inclinazione che aumenta procedendo verso sud in direzione del margine appenninico (figura 2.3) dove gli angoli delle superfici di sovrascorrimento arrivano a superare i 40° (Castellarin et al., 1985).

Nel sistema di embricazione padano possono essere distinte superfici di scollamento in concordanza con gli elementi stratigrafici (*flats*), che si raccordano a tratti in cui le superfici di accavallamento sono discordanti con gli elementi stratigrafici al tetto (*hanging-wall ramps*). Nella zona frontale di questi sovrascorrimenti si sviluppano spesso pronunciate pieghe anticlinali, che possono essere classificate principalmente come pieghe per propagazione di faglia. Man mano che la faglia si propaga, la piega si sviluppa al *tip* della faglia e continua a crescere finché questa è attiva. Queste pieghe sono caratterizzate da una pronunciata asimmetria con una minore estensione del fianco frontale rispetto a quello posteriore (Suppe e Medwedeff, 1990). Tra le anticlinali che formano rilievi sepolti associati a singoli fronti di sovrascorrimento si interpongono ampie pieghe sinclinali, che sono state sede di importanti deposizioni di sedimenti marini nel Pliocene e Pleistocene Inferiore, fino a giungere all'accumulo di spessori di diversi chilometri nella pianura adiacente al margine appenninico (Castellarin et al., 1985).

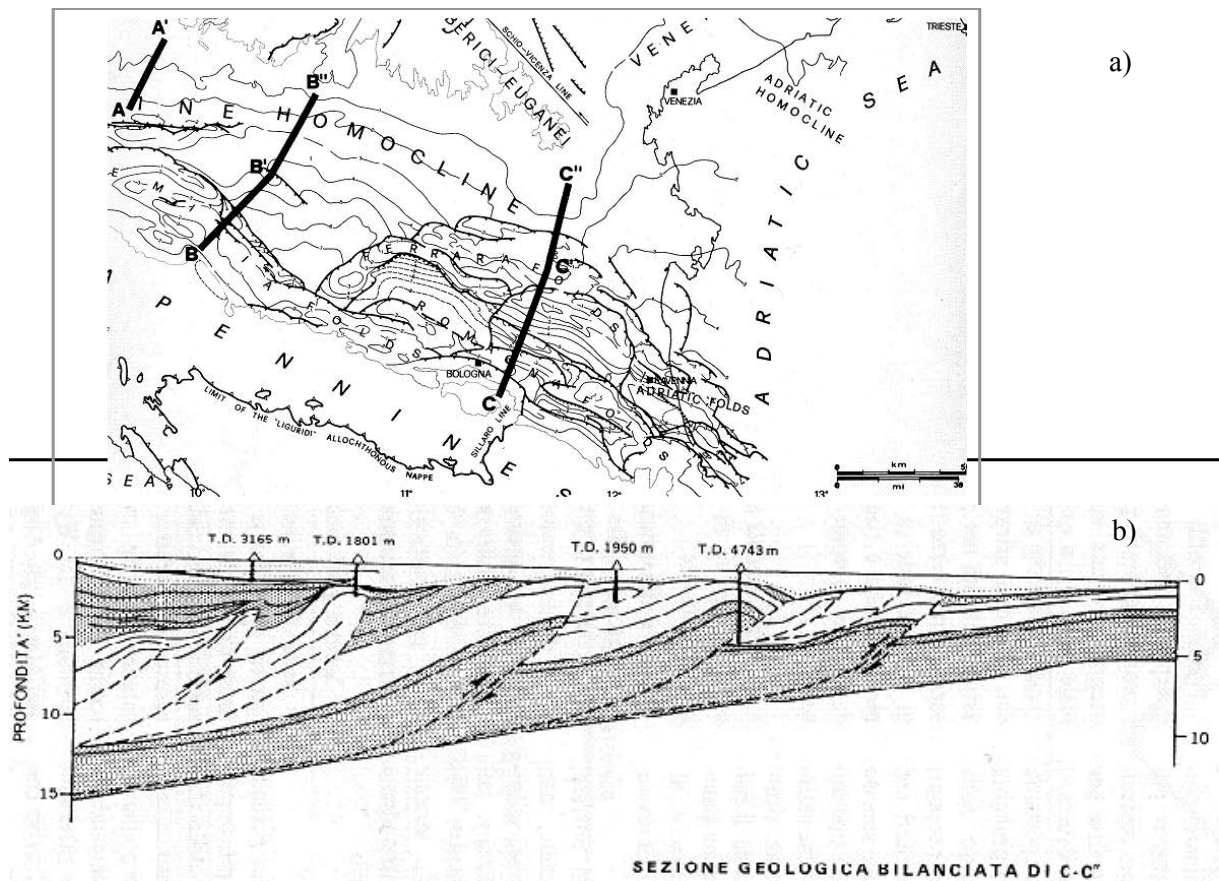


Figura 2.3 - a) mappa delle strutture sepolte e b) sezione sismica bilanciata basata sul profilo sismico eseguito dall'AGIP lungo la traccia C-C'' (Bally et al., 1986).

Nel Terziario e nel Quaternario, la Pianura Padano-Veneta in generale, è stata caratterizzata da un'accentuata subsidenza di origine tettonica e geodinamica e negli ultimi decenni di origine anche antropica come conseguenza dell'emungimento di fluidi dal sottosuolo (Arpa Ingegneria Ambientale, 2007; 2011; 2012).

Il processo della subsidenza è controllato dall'arretramento dello *slab* adriatico e dal conseguente abbassamento della monoclinale regionale lungo il fronte appenninico (Pieri e Groppi, 1981; Mariotti e Doglioni, 2000).

L'area dell'Appennino settentrionale risulta essere stata sottoposta ad una forte subsidenza e ad elevati tassi deposizionali, come testimoniato dalla base del Pliocene che nella Pianura Padana meridionale, all'interno del sistema delle Pieghe Ferraresi, raggiunge la profondità di 7-8 km (Pieri e Groppi, 1981; Castellarin et al., 1985).

Dal margine appenninico-padano verso nord la subsidenza diminuisce ed i sedimenti Pleistocenici si assottigliano gradualmente. Inoltre, le misure di geodesia spaziale evidenziano un andamento asimmetrico della subsidenza (Carminati et al., 2003): i tassi di abbassamento nel Quaternario, sono variati tra 0 e 2.5 mm/a (mediamente 0.7-1 mm/a), con i valori maggiori nella zona meridionale della Pianura Padana (Carminati et al., 2003). Verso sud il sollevamento delle anticlinali frontali si contrappone alla subsidenza (Doglioni, 1993) fino al fronte morfologico degli Appennini dove il sollevamento predomina sulla subsidenza (figura 2.4).

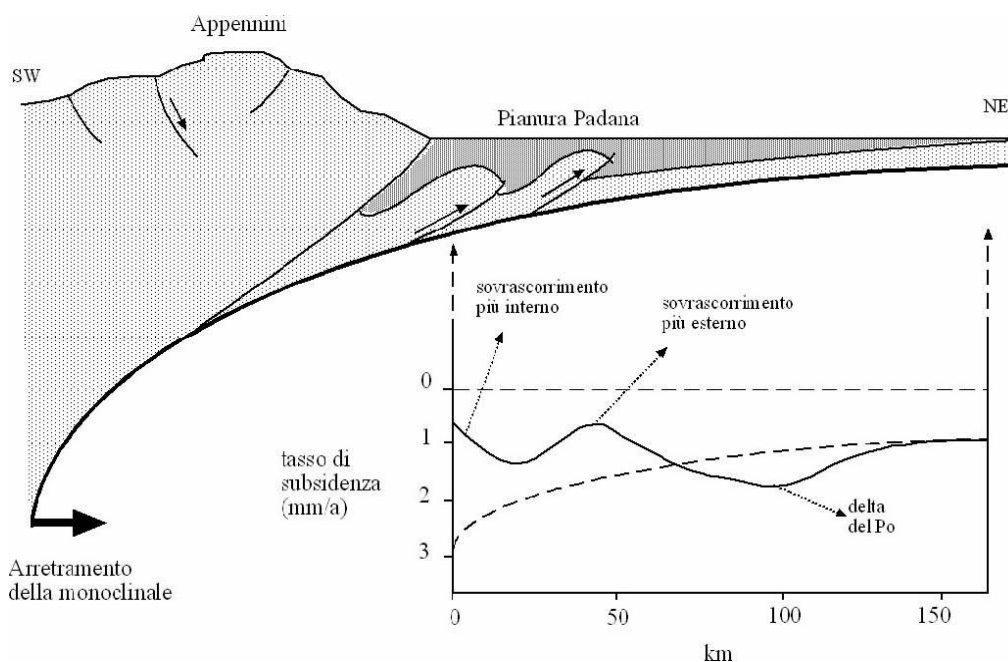


Figura 2.4 - Profilo schematico attraverso l'Appennino settentrionale e la Pianura Padana. L'arretramento della litosfera in subduzione, provoca la flessione della placca Adria, e quindi il fenomeno di subsidenza. Verso sud la subsidenza viene contrastata dal sollevamento delle anticlinali sepolte. Sono rappresentate due diverse curve: la curva tratteggiata rappresenta la subsidenza dovuta all'arretramento dello *slab* senza tener conto di altri fattori tettonici; la curva continua, invece, rappresenta la subsidenza regionale corretta per il sollevamento delle anticlinali (o la subsidenza corretta per il carico generato dai sedimenti del delta del Po nel settore nord-orientale), (ripreso da Carminati et al., 2003).

2.2 Successione stratigrafica ed evoluzione tettonica

Sedimenti carbonatici di età mesozoica e terziaria costituiscono il basamento della Pianura Padano-Veneta su cui si è depositato il grande ciclo deposizionale inferiore costituito dalle successioni clastiche eoceniche, oligoceniche e mioceniche e che si conclude con le evaporati messiniane regressive. Successivamente, nel Pliocene e Pleistocene, i cicli sedimentari superiori, iniziati con le facies salmastre messiniane, hanno portato al colmamento del bacino (Dondi e D'Andrea, 1986; Ghielmi et al., 2010).

I cicli trasgressivo-regressivi che costituiscono le diverse sequenze deposizionali, rappresentano la risposta sedimentaria a fenomeni di subsidenza più o meno intensa, fasi tettoniche e variazioni del livello marino. Le fasi di regressione possono essere dovute al sollevamento tettonico o alla discesa del livello del mare, oppure ad una combinazione di questi due fattori; nelle sezioni sismiche si possono distinguere dalle forme tipiche della progradazione della zona di transizione tra scarpata sottomarina e piana bacinale e in generale dallo sviluppo di prismi sedimentari progradanti oltre che dalla presenza di discontinuità erosive. Le fasi trasgressive sono invece originate in genere da un regime di generale subsidenza e caratterizzate dall'ingressione marina. Nelle sezioni sismiche si possono distinguere osservando riflettori in *onlap* sulle precedenti superfici di discontinuità (Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, ENI - AGIP, 1998). Tali sequenze deposizionali risultano fortemente controllate dall'attività tettonica sinsedimentaria e, contrariamente a quelle del Neogene, quelle del Quaternario, soprattutto del Pleistocene

Medio-Superiore, rappresentano degli accumuli disposti in ampie ondulazioni, con geometrie lenticolari che indicano il colmamento delle depressioni residue dei bacini pliocenici precedenti (figura 2.5).

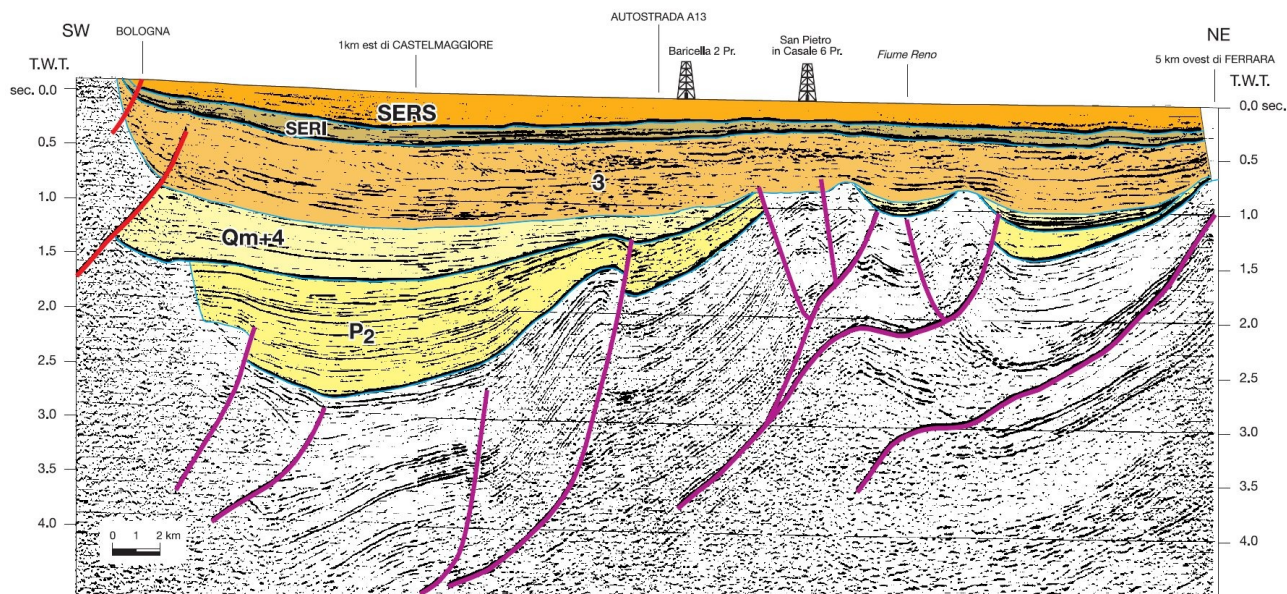


Figura 2.5 - Profilo sismico SW-NE tra Bologna e Ferrara (Boccaletti et al., 2004) che mostra come i sedimenti pliocenici (e precedenti) siano caratterizzati dalla presenza di significative deformazioni e da ben visibili superfici di *unconformity*, che diventano più blande nei depositi quaternari.

Vengono di seguito sintetizzate le principali sequenze appartenenti ai due cicli, superiore ed inferiore, in precedenza definiti, e la loro relazione con la tettonica sinsedimentaria. Gli schemi dei rapporti stratigrafici di riferimento sono quello della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (Boccaletti et al., 2004), riportato in figura 2.6 e quello realizzato per il recente progetto GeoMol (GeoMol Team, 2015), riportato in figura 2.7.

Ciclo inferiore (Eocene superiore-Miocene superiore)

I depositi del ciclo inferiore sono rappresentati essenzialmente da tre formazioni o gruppi di formazioni principali: il gruppo delle Marne di Gallare, la Marnoso-Arenacea e la Gessoso-solfifera. I sedimenti più estesi arealmente nel sottosuolo padano appartengono al Gruppo delle Marne di Gallare (Eocene superiore-Messiniano), questi passano verso oriente alle formazioni pelagiche marchigiane, verso nord-ovest alla Gonfolite lombarda, mentre, verso il centro del bacino, sono sostituiti dalla Marnoso-Arenacea. Termina questo gruppo la Formazione Marne di Verghereto che arriva fino al Messiniano inferiore in ambiente marino ristretto (Dondi et al., 1982). La Gessoso-solfifera, molto meno estesa delle formazioni precedenti, si rinviene in una fascia stretta lungo il margine appenninico e ricompare con maggiore estensione nel sottosuolo della Pianura Romagnola e dell'Adriatico, passando poi a nord della dorsale ferrarese. La comunque limitata estensione di questa formazione appare legata alla riduzione dell'area occupata a quel tempo dal dominio marino (Dondi et al., 1982).

Questa evoluzione del ciclo inferiore in Pianura Padana, appare il risultato della sovrapposizione di due eventi di importanza regionale: 1) l'avvicinamento fra la placca africana e quella europea, che riduce man

mano l'ampiezza del bacino; 2) il progressivo essiccamento del Mediterraneo e la conseguente regressione, con l'inizio della deposizione evaporitica che si sostituisce a sostituire quella di mare aperto (Dondi et al., 1982)

Ciclo superiore (Pliocene-Pleistocene)

Dopo le successioni messiniane di ambiente marino ristretto, inizia un nuovo ciclo di sedimenti prevalentemente clastici (Dondi et al., 1982; Dondi e D'Andrea, 1986). Questi depositi sono concordanti con quelli precedenti nelle aree centrali del bacino, mentre poggiano in *onlap* verso i bordi del bacino stesso, a causa della rapida trasgressione pliocenica (figura 2.5).

La ripresa della sedimentazione nel Pliocene si svolge principalmente presso il margine settentrionale dell'Appennino, in una stretta fascia che va dal Piemonte meridionale fino alle Marche. Nel Messiniano post-evaporitico si depositano facies di tipo lagunare salmastro, come quelle della Formazione di Fusignano. Questo corpo sedimentario corrisponde al ciclo miocenico sommitale M di Ricci Lucchi et al. (1982) e si trova generalmente in concordanza con le successioni sottostanti (Dondi et al., 1982).

Nel Pliocene Inferiore l'ingressione marina ricopre le aree precedentemente emerse, estendendosi fino alle zone più interne dell'Appennino. I primi depositi pliocenici sono quindi ancora di transizione e di mare poco profondo (Sabbia di Vernasca e Marne di Cella). Questi segnano l'inizio di un ciclo pliocenico *PI* di Ricci Lucchi et al. (1982). Appartengono a questo ciclo anche i sedimenti di tipo torbiditico (Formazione di Porto Corsini). Sempre nel Pliocene Inferiore l'intensa attività tettonica porta all'emersione di alcune aree, coincidenti con la parte più esterna delle pieghe appenniniche attualmente sepolte e con la Dorsale Ferrarese (Dondi e D'Andrea, 1986).

Nel Pliocene Medio-Superiore (3.8-3.9 Ma) inizia un ciclo detto *P2* da Ricci Lucchi et al. (1982), mentre il fronte della deformazione si trasferisce verso NE (*jumping*) e si attivano gli attuali archi sepolti (Boccaletti et al., 2004). In questa fase si estendono le aree emerse, per questo motivo in alcune zone manca la sedimentazione, come ad esempio lungo tutta la grande dorsale di Ferrara, compresa la zona dell'anticlinale di Mirandola. In questi settori in sollevamento si rinvengono quindi oggi, attraverso i dati di pozzo, successioni lacunose per mancanza del Pliocene Medio o Superiore, a testimonianza della intensa tettonica passata e di una generale regressione. Inoltre, queste aree, soggette ad intensa erosione sui culmini delle pieghe più marcate, sempre per cause tettoniche, sono evidenziate anche nelle linee sismiche dalla presenza di blande discordanze angolari nei *marker* sismici (figura 2.5). Le zone marine più profonde, invece, sono ancora occupate da depositi torbiditici (come la Formazione Porto Garibaldi). Riassumendo, le formazioni plioceniche sono costituite da torbiditi nella parte centrale del bacino (Formazione Porto Corsini e Formazione Porto Garibaldi), e da sedimenti pelitici costieri (es. Formazione Argille del Santerno e Formazione Sabbie di Cortemaggiore) nelle zone marginali di scarpata e piattaforma (Dondi et al., 1982).

Con il Pleistocene un nuovo ciclo sedimentario, il *Qm* di Ricci Lucchi et al. (1982), porta al colmamento del Bacino Padano in un regime di subsidenza generalizzata. Il limite Pliocene-Pleistocene (1.8 Ma) è evidente nel sottosuolo padano grazie alla presenza di una *unconformity* che segna la base del ciclo *Qm* (Boccaletti et

al., 2004). Il mare ricopre la maggior parte delle aree in precedenza emerse ed inizia una sedimentazione di tipo decisamente sabbioso (Sabbie di Asti), tanto che convenzionalmente la base di questo ciclo viene posta in corrispondenza della scomparsa dell'ultimo banco di argilla consistente. Alla fine del Pleistocene Inferiore (1.1 Ma) il sollevamento appenninico provoca la progressiva regressione marina e quindi il graduale passaggio ad ambienti sempre meno profondi. La sedimentazione passa da facies torbiditiche di bacino a facies di scarpata, poi costiere ed infine alluvionali, pur rimanendo, in generale, in termini prevalentemente sabbiosi (Dondi et al., 1982).

Con il Pleistocene Medio, la sedimentazione diviene esclusivamente continentale, e prosegue con i depositi fluvio-lacustri delle alluvioni padane, il *Qc* di Ricci Lucchi et al. (1982). I sedimenti di varia granulometria che riempiono la parte più superficiale del bacino, sono stati depositi in parte dal fiume Po e in parte dai fiumi che provengono dalla catena Appenninica (Dondi et al., 1982; Pieri, 1984; Dondi e D'Andrea, 1986; Ori, 1993; Vittori e Ventura, 1995; Amorosi et al., 1999). Nel Pleistocene Medio, quindi, la prosecuzione del sollevamento comporta il definitivo instaurarsi della deposizione continentale e inizia a sedimentarsi il Supersistema Emiliano-Romagnolo (Boccaletti et al., 2004), corrispondente al ciclo *Qc* di Ricci Lucchi et al. (1982). Questo Supersistema è articolato in due Sintemi: il Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (*SERI*) compreso tra 0.65 e 0.45 Ma, e il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (*SERS*) compreso tra 0.45 Ma e il Presente. Si tratta essenzialmente di depositi alluvionali del Po, dei suoi affluenti di destra e dei fiumi romagnoli. Le rare porzioni del *SERI* visibili in affioramento lungo il margine appenninico sono prevalentemente costituite da argille limose di piana alluvionale con intercalazioni di sabbie di canale e ghiaie di conoide alluvionale; gli affioramenti del *SERS* sono invece costituiti da prevalenti ghiaie e sabbie di terrazzo e conoide alluvionale (Boccaletti et al., 2004). La discontinuità che separa i depositi continentali dal substrato marino è quasi ovunque marcata da discordanza angolare. Poiché i depositi del *SERI* si presentano spesso tiltati, anche la discontinuità che separa *SERS* e *SERI* presenta i caratteri di discordanza angolare; inoltre, talora i depositi del *SERS* poggiano, in discordanza, direttamente sul substrato marino. È questa la più recente discordanza angolare (circa 0.45 Ma) a scala regionale (Boccaletti et al., 2004).

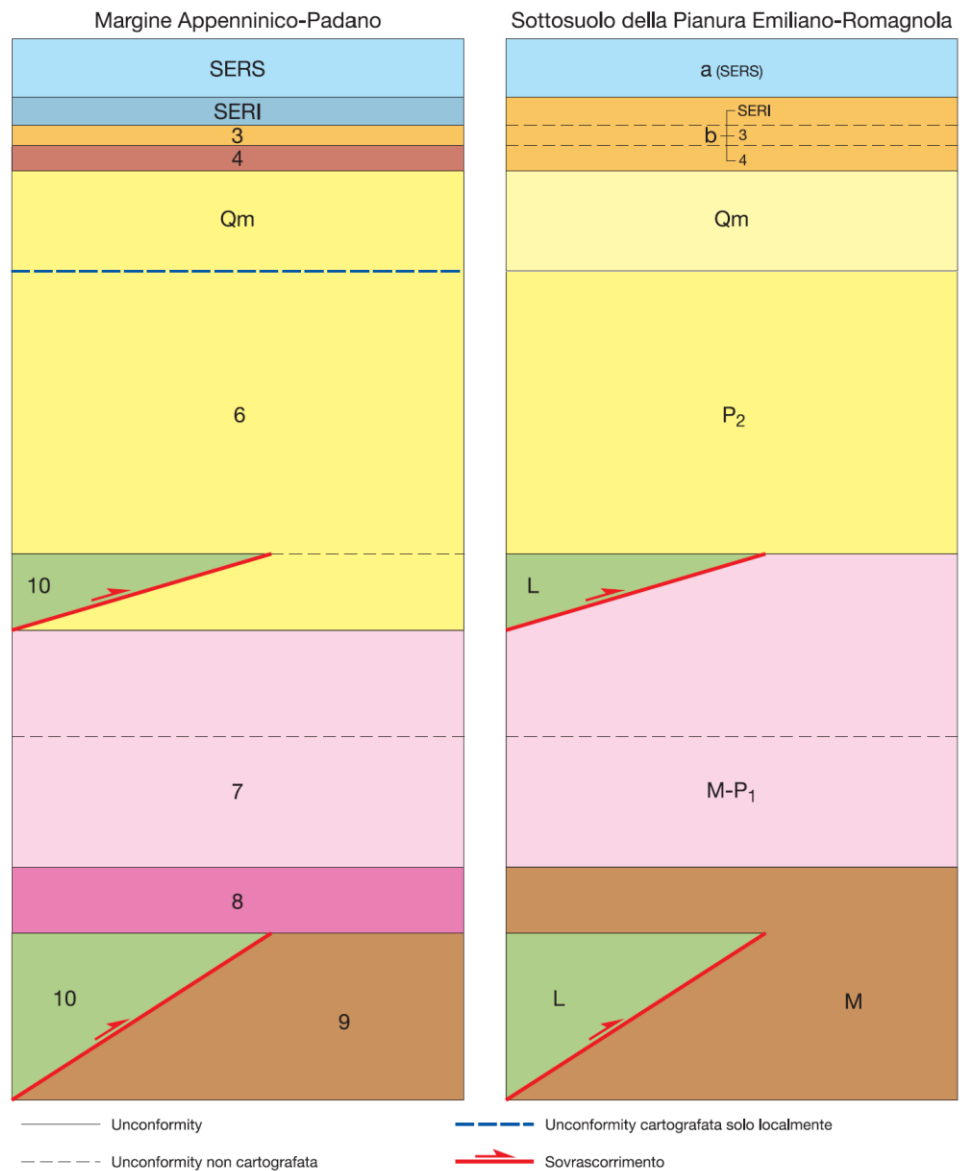
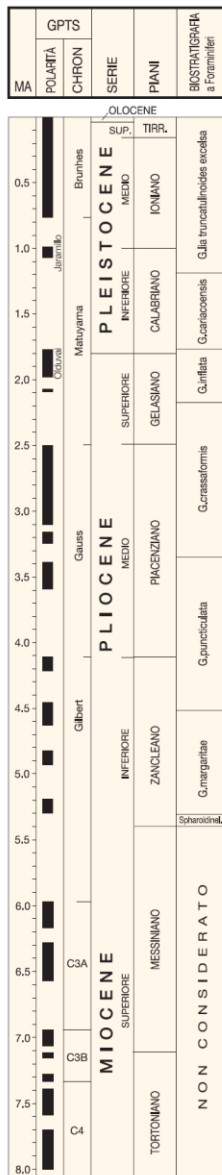


Figura 2.6 - Schema dei rapporti stratigrafici di riferimento tratto dalle note illustrative della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (Boccaletti et al., 2004). L'unità 8 rappresenta le evaporiti messiniane, importanti livelli duttili di scollamento.

Ma		UNIT	Formations	HORIZON	MIS
0.45	Pleistocene	PLCc		QC3	12
		PLCb		QC2	16
0.63		PLCa		QC1	22
0.87		PLMd		QM3	31
1.07		PLMc		QM2	37
1.25		PLMb		QM1	
1.50		PLMa		GEL	
		Pliocene	PL	Porto Corsini Porto Garibaldi Argille Santerno	PL
	Upper Miocene	MESb	Sergnano Fusignano	ME3	
		MESa	Gessoso-solfifera Mame di Gallare	ME1	
	Eocene Upper Miocene	MIO	Mame di Gallare	MLW	
		EO-OL	Mame di Gallare Scaglia cinerea	SCA	
	Early Cretaceous Paleocene	K-PAL	Scaglia Mame del Cerro Breccie di Cavone Marna a lucoidi	MAI	
		J-K	Malolca Calcarei aptici Rosso ammonitico Calcarei posidonia Oolite S. Vigilio	NOR	
	Late Triassic Early Jurassic	TR-J	Medolo Corna Calcarei grigi Dolomia Principale	TE	
		P-TR			

Figura 2.7 - Schema stratigrafico della porzione centrale della Pianura Padana realizzato come riferimento per il modello geologico 3D del progetto GeoMol in cui sono indicate solo le principali formazioni (GeoMol Team, 2015). La suddivisione della sequenza sedimentaria pleistocenica si riferisce alle fasi marine indicate nella colonna *MIS* (Marine Isotope Stage).

2.3 Le Pieghe Ferraresi e l'alto di Mirandola

Come già accennato all'inizio dell'inquadramento, l'area in esame si trova nella zona di raccordo fra la parte esterna della catena appenninica settentrionale, strutturata nel Miocene superiore-Pliocene Inferiore, e il settore padano delle Pieghe Ferraresi-Romagnole in cui le deformazioni, sepolte, sono prevalentemente del Pliocene Superiore e Quaternario (Ghielmi et al., 2010; 2013).

L'arco delle Pieghe Ferraresi-Romagnole è un complesso di strutture che può essere suddiviso in tre gruppi minori: le Pieghe Ferraresi, che sono quelle più esterne; le pieghe Romagnole, collocate verso l'interno della catena; ed infine le Pieghe Adriatiche, situate tra le Pieghe Romagnole e la monoclinale Adriatica (figure 2.2 e 2.3).

La zona di studio si trova al di sopra dell'arco delle Pieghe Ferraresi (Pieri e Groppi, 1981; Bigi et al., 1992; Zoetemeijer, 1993) o Dorsale Ferrarese che presenta qui una zona di alto strutturale conosciuta come l'alto di

Mirandola (figura 2.8), dove la base del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (*SERS*), datata a 0.45 Ma, raggiunge anche una profondità inferiore a 100 m sul livello del mare (addirittura inferiore a 50 m a sud-ovest di Mirandola) (Boccaletti et al., 2004). Da un punto di vista di rapporti gerarchici, l'alto di Mirandola rappresenta quindi una struttura di ordine inferiore (terzo ordine), rispetto all'Arco Ferrarese (secondo ordine) che a sua volta è parte dell'Appennino Settentrionale sepolto (figure 2.1 e 2.2) (primo ordine).

Le Pieghe Ferraresi sono costituite da alcune delle strutture più complesse della Pianura Padana, e si sviluppano lungo un arco separato dalla monoclinale pedealpina da faglie inverse e sovrascorrimenti che lo delimitano esternamente. Verso sud l'arco è in continuità con le Pieghe Emiliane più orientali e con le strutture interne dell'Appennino Romagnolo (Pieri e Groppi, 1981). Si tratta di un sistema di pieghe la cui caratteristica, come indicato nel paragrafo 2.2, è il ridotto spessore di depositi terziari che si rinviene in corrispondenza delle culminazioni delle anticlinali più pronunciate, dove anche i carbonati mesozoici si ritrovano sollevati fino a profondità di poche centinaia di metri dalla superficie topografica. La fase compressiva che ha originato le Pieghe Ferraresi, sebbene ci siano tuttora evidenze di attività tettonica recente (Toscani et al., 2009), risale principalmente al Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore (Boccaletti et al., 2011). Le strutture principali che le costituiscono si estendono lateralmente per qualche decina di chilometri e tra queste, le anticlinali più rilevate sono collocate ad ovest di Ferrara, nelle zone di Casaglia e di Cavone-Mirandola (figura 2.8). Nelle sezioni sismiche, i depositi quaternari risultano deformati, se pur in modo comunque blando, soprattutto in corrispondenza di questi alti strutturali. In realtà queste deformazioni sono sempre poco evidenti dopo il Pleistocene Inferiore, anche a causa della bassa risoluzione delle sezioni sismiche e, in parte, perché sepolte velocemente dai sedimenti. Per questi motivi alcuni autori, come ad esempio Castellarin et al. (1985) hanno ritenuto che l'attività di queste strutture tettoniche fosse terminata nel Pleistocene, nonostante le evidenze di una sismicità non trascurabile, soprattutto nel ferrarese (Toscani et al., 2009). Una attività tettonica recente è infatti suggerita sia da evidenze geomorfologiche (Burrato et al., 1999; 2003) che dai dati di pozzo (Montone e Mariucci, 1999; Gasperi e Pellegrini, 1968) ed è stata ben illustrata e definita, anche dal punto di vista cinematico, da studi condotti con approcci basati sull'integrazione di dati geologici, strutturali e morfotettonici (Toscani et al., 2009; 2013; Vannoli et al., 2014). Un'evidenza dell'attività tardo-quaternaria delle strutture in esame è, come descritto al paragrafo 2.2, la superficie stratigrafica che costituisce la base del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (*SERS*), datata circa 0.45 (figura 2.7) e che presenta una geometria articolata in zone più o meno depresse (figura 2.8). Le zone di alto della base del *SERS* (che si ritrova anche a profondità inferiori a -100 m s.l.m.) ricadono infatti tutte in corrispondenza delle culminazioni delle anticlinali più pronunciate, come quella di Mirandola, della Dorsale Ferrarese, suggerendo quindi un'attività tardo pleistocenica di questa struttura (Boccaletti et al., 2004; 2011).

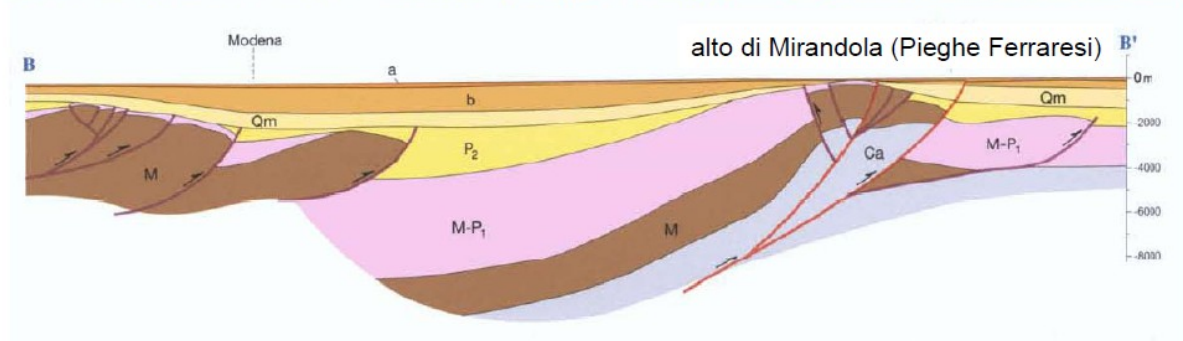
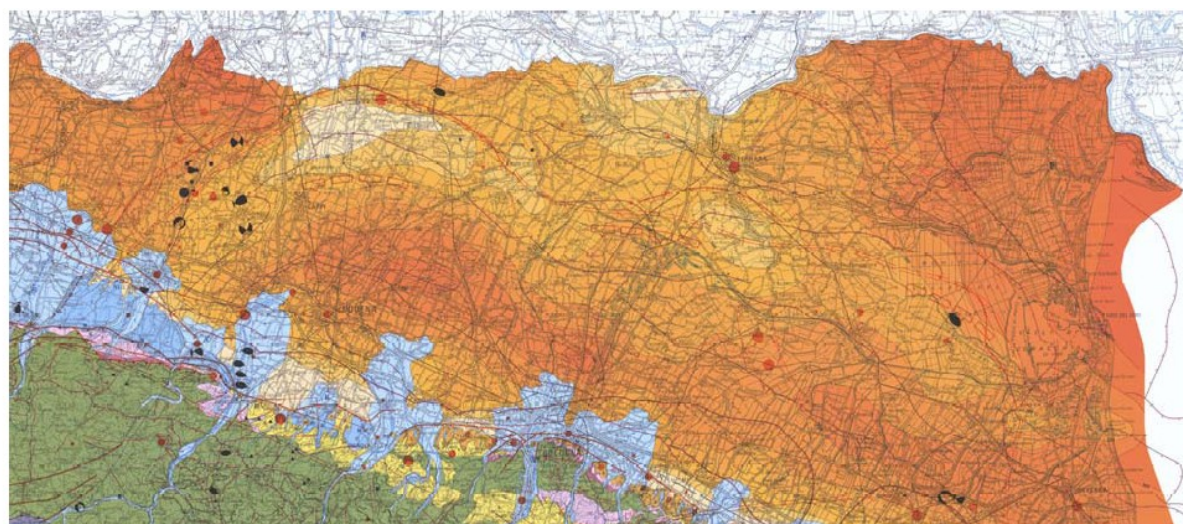


Figura 2.8 - Estratto della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (in alto) che mostra il settore delle pieghe ferraresi. In arancione sono rappresentate le isobate della base del Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (0.45 Ma). Le aree più chiare sono quelle in cui questa superficie stratigrafica è più superficiale (ad esempio ad ovest di Ferrara e in prossimità di Mirandola). In rosso è rappresentato il fronte dei sovrascorrimenti. In basso è riportata la sezione geologica attraverso la pianura modenese (sezione geologica senza esagerazione verticale) (Boccaletti et al., 2004). Per la ricostruzione dei rapporti stratigrafici si può fare riferimento alle figure 2.5, 2.6 e 2.7.

Burrato et al. (2003), sulla base di quanto definito in alcuni studi precedenti condotti proprio nell'area della pianura modenese (Panizza, 1975; Panizza et al., 1987; 2001), hanno invece utilizzato l'evoluzione dei reticoli idrografici dei fiumi come indicatori di strutture tettoniche in crescita. I corsi fluviali sono infatti particolarmente sensibili alle deformazioni verticali, a cui reagiscono con deflessioni e variazioni nelle modalità di sedimentazione. In particolare, questo tipo di approccio è particolarmente efficace in un'area come quella della valle del Po, dove l'evoluzione dei reticoli fluviali non è influenzata da altri ostacoli morfologici, né è controllata da eterogeneità del substrato roccioso. A partire da dati geomorfologici (Castiglioni et al., 1999; Castiglioni, 2001) e della litologia superficiale (Fazzini et al., 1976) e profonda (Gasperi e Pellegrini, 1968; Pellegrini, 1969; Istituto di Geologia dell'Università di Modena, 1978) e grazie ad un'attenta analisi delle anomalie dei reticoli idrografici nella zona delle Pieghe Ferraresi (figura 2.9), Burrato et al. (2003) hanno constatato che alcuni depositi di canale dei fiumi appenninici non sembrano

oltrepassare l'alto della Dorsale Ferrarese, non raggiungendo né il Po, né il mare. Anche il corso del Po, a nord di Reggio Emilia, devia bruscamente verso nord immediatamente prima di raggiungere l'alto di Mirandola (Oltrepò Mantovano), dove la porzione di Dorsale Ferrarese oggetto del presente studio è molto vicina alla superficie. Queste anomalie sono state associate alla propagazione di sovrascorrimenti ciechi o, in generale, allo sviluppo di strutture tettoniche compressive anche se solamente alcune delle anticlinali, tra cui quella di Mirandola, presentano chiare evidenze morfologiche in Pianura Padana. Questo è dovuto al fatto che generalmente i tassi di sedimentazione superano quelli tettonici. Tali considerazioni sono anche alla base dell'inserimento nel database DISS (DISS Working Group, 2015) di sorgenti composite ed individuali in corrispondenza dell'area di studio sin dai primi anni 2000, anche in assenza di sismicità storica nota dai cataloghi (paragrafo 3.1).

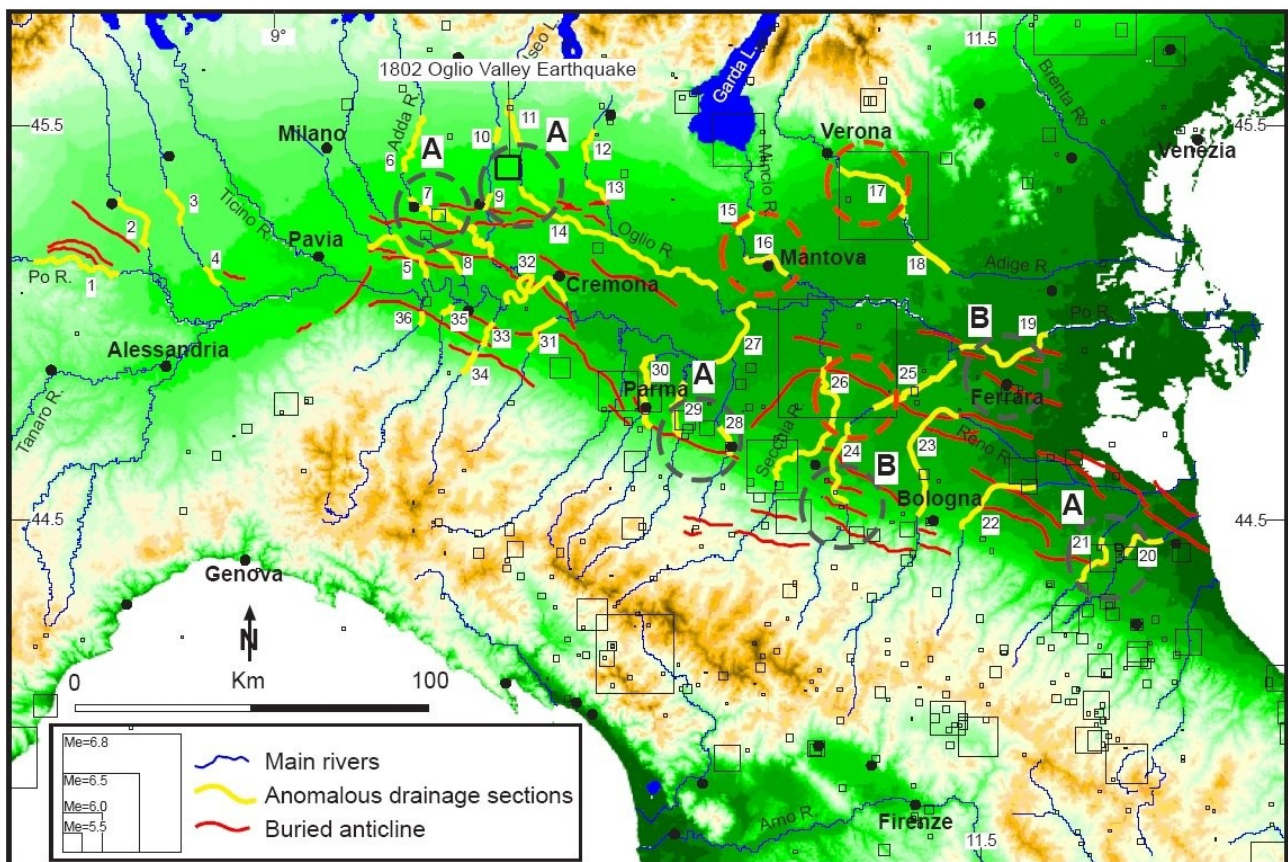


Figura 2.9 - In giallo sono indicate le anomalie dei reticoli idrografici individuate nella Pianura Padana da Burrato et al. 2003. I cerchi grigi tratteggiati e indicati con la lettera A marciano le aree in cui le anomalie coincidono con l'asse di una piega a cui possono essere associati terremoti storici. I cerchi grigi tratteggiati indicati con la lettera B identificano aree in cui le evidenze di superficie corrispondono ad anticlinali sepolte ma dove non si sono registrati terremoti storici. I cerchi rossi tratteggiati marciano le aree in cui sono presenti evidenze di superficie che non sono correlate con terremoti storici e richiedono ulteriori approfondimenti. Le origini di queste anomalie sono state in ogni caso ricondotte a fenomeni tettonici (Burrato et al., 2003).

A seguito della sequenza sismica dell'Emilia del 2012 si è avuta conferma della validità dell'approccio metodologico basato su tali evidenze geomorfologiche per l'identificazione di aree interessate da attività tettonica recente (Burrato et al., 2012). La figura 2.10, che esemplifica l'applicazione di tale metodologia di studio, mostra l'evoluzione del corso dei fiumi Po, Secchia e Panaro negli ultimi 3000 anni in rapporto alle strutture compressive presenti, alla subsidenza olocenica dell'area e agli epicentri delle due scosse principali.

All'indomani del terremoto dell'Emilia, diversi studi hanno trattato il rapporto tra sismicità e geologia, per il calcolo degli *slip-rate* e dei tempi di ritorno dei terremoti dell'area, alcuni dei quali molto recenti (GeoMol Team, 2015; Maesano et al., 2015). I risultati di tali studi sono sintetizzati al paragrafo 2.5.

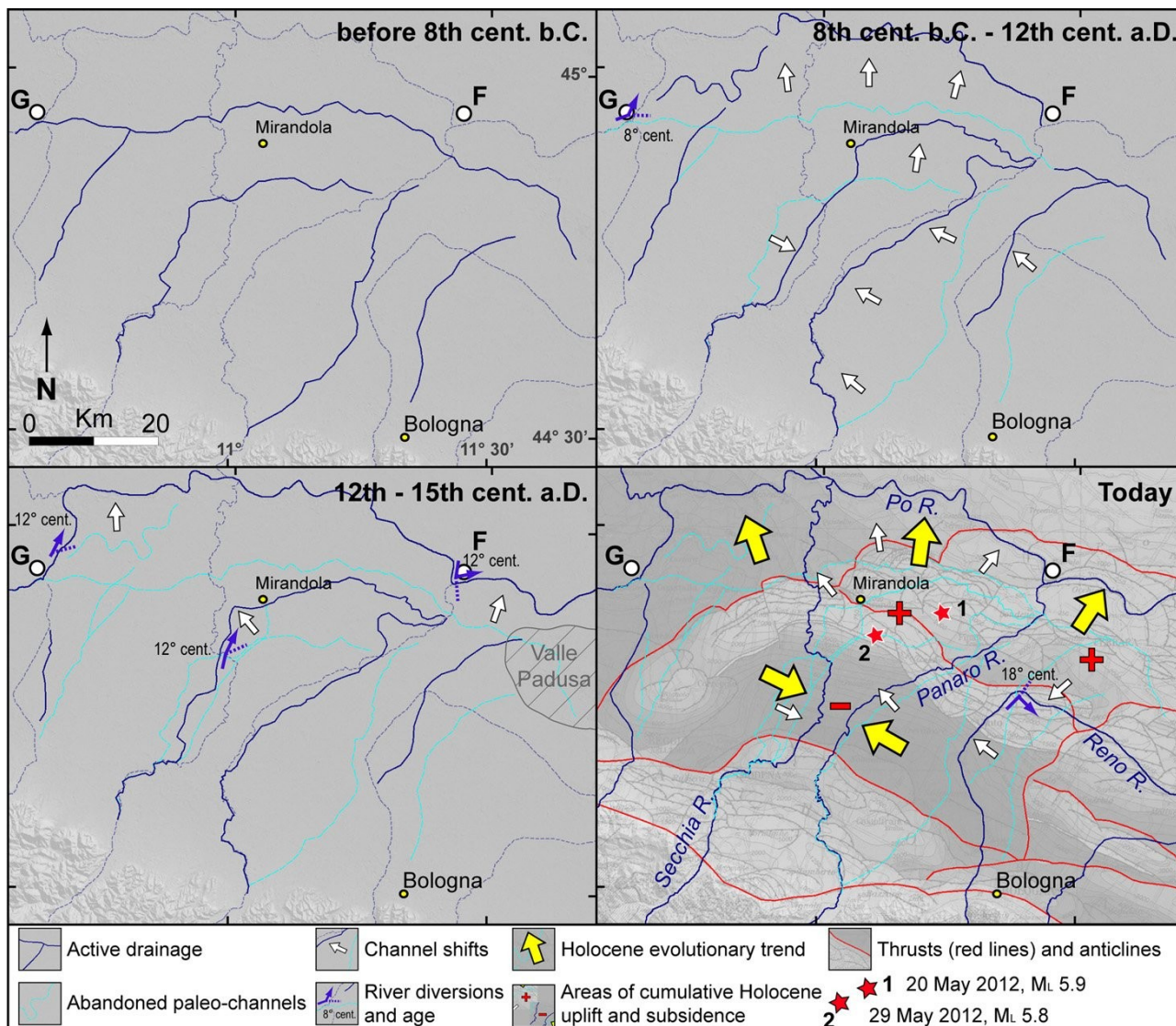


Figura 2.10 - Evoluzione del reticolo idrografico nella parte centrale della Pianura Padana meridionale a nord di Bologna, modificata dopo Castaldini et. al. (1979) e Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica e Tecnologica (1997). In tutti i riquadri con il tratteggio è riportato l'attuale reticolo idrografico. La mappa di base del riquadro in basso a destra è da Bigi et al. (1992). I fiumi sono attratti verso aree relativamente subsidenti, come ad esempio le sinclinali e tendono ad allontanarsi dalle anticlinali in crescita sepolte. Da Burrato et al. (2012).

2.4. Sismicità storica

Il Database Macrosismico Italiano, DBMI11 (Locati et al., 2011), utilizzato per la compilazione del più recente Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, CPTI11 (Rovida et al., 2011), consente di ricostruire la storia sismica delle principali località che si trovano entro l'area di studio a partire dall'anno 1000 fino al 2006 (intervallo coperto dal catalogo CPTI11). La consultazione della precedente versione del Database Macrosismico Italiano, DBMI04 (Stucchi et al., 2007), che riporta anche i terremoti antecedenti l'anno 1000 (tra il 217 a.C. e il 2002), ha permesso di verificare che nell'area in esame non sono riportati effetti relativi ad eventi anteriori al secolo XI.

La più recente versione del Catalogo dei Forti Terremoti Italiani, il CFTI4Med (Guidoboni et al., 2007), che come studio rappresenta la fonte principale del DBMI per i terremoti più forti, riporta anche il dettaglio delle sintesi degli effetti, generali e nelle singole località, per buona parte dei terremoti che hanno interessato questa porzione di Pianura Padana.

Attraverso la consultazione interattiva di tali banche dati dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia sono state realizzate delle schede sintesi della storia sismica di ciascuno dei 7 capoluoghi comunali entro il cui territorio è stata realizzata la presente ricerca. Ciascuna scheda presenta l'elenco degli effetti ordinati per intensità decrescente e il grafico delle intensità macrosismiche osservate nel tempo tratti dal DBMI11, seguiti, qualora disponibili nel CFTI4Med, dalle sintesi descrittive per la singola località relative ai terremoti che hanno causato effetti al di sopra della soglia del danno, cioè con intensità \geq VI grado della scala Mercalli Cancani Sieberg- MCS (Sieberg, 1932). Si noti in particolare, che gli eventi del 2 e 8 maggio 1987 e del 27 ottobre 1914, che hanno prodotto effetti di danno nell'area di studio, non sono riportati nel CFTI4Med, in quanto l'intensità epicentrale è al di sotto del grado VIII della scala MCS, che rappresenta la soglia minima di tale catalogo.

Le schede suddette sono di seguito riportate in ordine geografico procedendo da ovest a est, da Novi di Modena a San Felice sul Panaro. La tabella con l'elenco degli effetti presente in ciascuna scheda, presenta i seguenti campi:

I[MCS]: Intensità macrosismica (scala MCS) attribuita al sito considerato

(F: avvertito, NF: non avvertito, NR: non segnalato).

Data: Data e ora del terremoto in formato aaaa mm gg hh:mm.

Ax: Area epicentrale del terremoto.

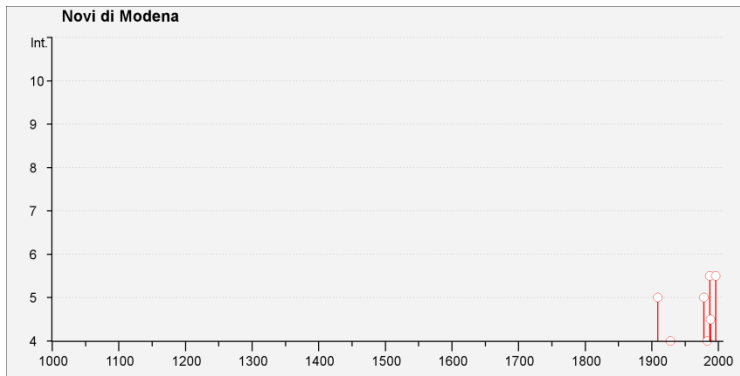
Np: Numero di punti valutati per il singolo terremoto.

Io: Intensità epicentrale del terremoto.

Mw: Magnitudo momento del terremoto con errore associato.

Novi di Modena

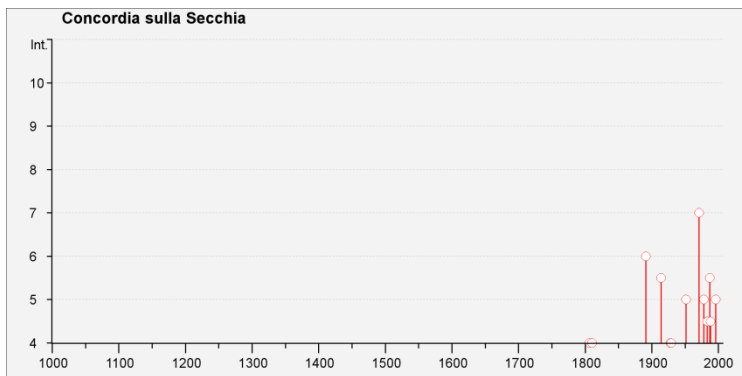
Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
5-6	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
5-6	1996 10 15 09:56	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
5	1909 01 13 00:45	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
4-5	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
4	1928 06 13 08:00	CARPI	35	6 4.78 ±0.23
4	1983 11 09 16:29	Farmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3-4	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17
3-4	2000 06 18 07:42	Farmense	300	5-6 4.43 ±0.09
2	1898 03 04 21:05	Valle del Parma	313	7-8 5.41 ±0.09
2	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
NF	1997 05 12 22:13	Reggiano	56	4-5 4.22 ±0.27
NF	2002 11 13 10:48	Franciacorta	770	5-6 4.29 ±0.09



Concordia sulla Secchia

Numero di eventi: 25

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
7	1971 07 15 01:33	Farmense	229	8 5.64 ±0.09
6	1891 06 07 01:06	Valle d'Illasi	403	8-9 5.86 ±0.06
5-6	1914 10 27 09:22	Garfagnana	618	7 5.76 ±0.09
5-6	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
5	1951 05 15 22:54	LODIGIANO	154	6-7 5.39 ±0.14
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
5	1996 10 15 09:56	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
4-5	1983 11 09 16:29	Farmense	850	6-7 5.06 ±0.09
4-5	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
4	1806 02 12	NOVELLARA	28	7 5.19 ±0.39
4	1810 12 25 00:45	NOVELLARA	33	6 5.29 ±0.22
4	1928 06 13 08:00	CARPI	35	6 4.78 ±0.23
4	1929 04 20 01:09	Bolognese	109	7 5.34 ±0.13
4	1929 05 11 19:22	Bolognese	64	
F	1818 12 09 18:55	Farmense	26	7 5.28 ±0.35
3-4	1989 09 13 21:54	PASUBIO	779	6-7 4.88 ±0.09
3	1910 03 22 23:29	Bassa modenese	15	5 4.30 ±0.34
3	1929 04 10 05:43	Bolognese	87	7 5.03 ±0.13
3	1929 04 19 04:15	Bolognese	82	
3	1930 10 30 07:13	SENIGALLIA	263	8 5.81 ±0.09
3	1935 06 05 11:48	Faentino	27	6 5.16 ±0.25
3	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
3	1997 05 12 22:13	Reggiano	56	4-5 4.22 ±0.27
NF	1965 11 09 15:35	ALTA V. SECCHIA	32	5 4.74 ±0.25
NF	2000 06 18 07:42	Farmense	300	5-6 4.43 ±0.09



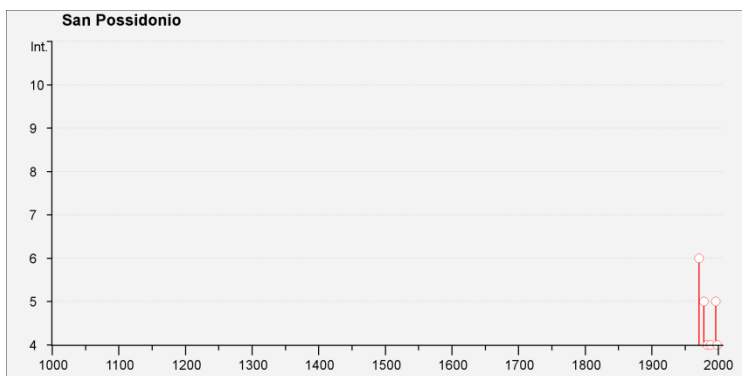
1971 07 15 - Gli effetti della scossa furono valutati pari al VII grado MCS sul Bollettino Sismico dell'Istituto Nazionale di Geofisica

1891 06 07 - Il terremoto fu forte e causò il crollo di un tetto in un fabbricato rurale posto nella frazione Villa Fossa

San Possidonio

Numero di eventi: 9

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6	1971 07 15 01:33	Farmense	229	8 5.64 ±0.09
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
5	1996 10 15 09:56	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
4	1983 11 09 16:29	Farmense	850	6-7 5.06 ±0.09
4	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
4	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17
3	2000 06 18 07:42	Farmense	300	5-6 4.43 ±0.09
2-3	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
NF	1997 05 12 22:13	Reggiano	56	4-5 4.22 ±0.27

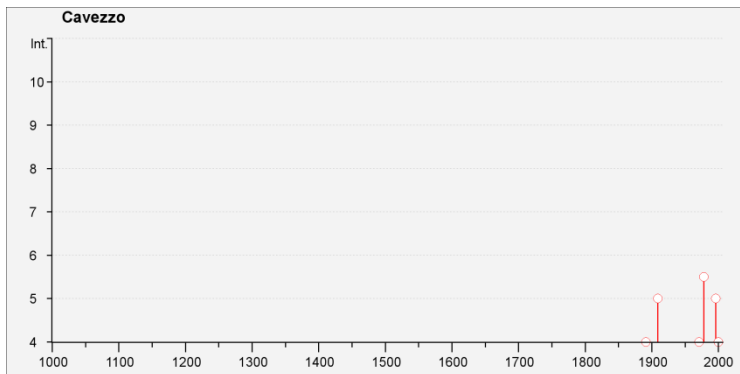


1971 07 15 - Gli effetti della scossa furono valutati pari al VI grado MCS sul Bollettino Sismico dell'Istituto Nazionale di Geofisica

Cavezzo

Numero di eventi: 20

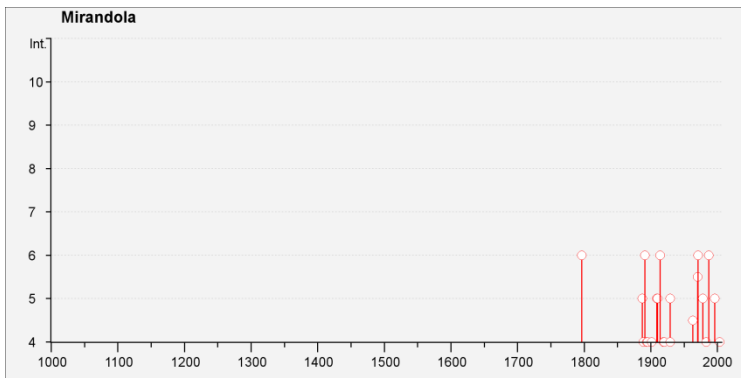
Effetti	In occasione del terremoto del:			
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
5-6	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
5	1909 01 13 00:45	BASSA FADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
5	1996 10 15 09:56	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
4	1891 06 07 01:06	Valle d'Illassi	403	8-9 5.86 ±0.06
4	1971 07 15 01:33	Parmense	229	8 5.64 ±0.09
4	2000 06 18 07:42	Parmense	300	5-6 4.43 ±0.09
F	1895 04 14 22:17	Slovenia	296	8 6.23 ±0.08
3-4	1901 10 30 14:49	Salò	190	8 5.70 ±0.10
3-4	1980 12 23 12:01	Piacentino	38	6-7 4.60 ±0.09
3-4	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3-4	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17
3	1887 02 23 05:21	Liguria occidentale	1516	6.97 ±0.15
3	1894 11 27 05:07	FRANCIACORTA	183	6 5.07 ±0.10
3	1898 03 04 21:05	Valle del Parma	313	7-8 5.41 ±0.09
3	1904 02 25 18:47	Reggiano	62	6 5.05 ±0.18
3	1910 03 22 23:29	Bassa modenese	15	5 4.30 ±0.34
3	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
2	1957 08 27 11:54	ZOCCA	58	5 4.65 ±0.21
NF	1965 11 09 15:35	ALTA V. SECCHIA	32	5 4.74 ±0.25
NF	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10



Mirandola

Numero di eventi: 43

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I[MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6	1796 10 22 04:00	Emilia orientale	27	7 5.61 ±0.36
6	1891 06 07 01:06	Valle d'Ilasi	403	8-9 5.86 ±0.06
6	1914 10 27 09:22	Garfagnana	618	7 5.76 ±0.09
6	1971 07 15 01:33	Parmense	229	8 5.64 ±0.09
6	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
5-6	1970 11 02 08:42	Bassa modenese	3	4-5 4.09 ±0.34
5	1887 02 23 05:21	Liguria occidentale	1516	6.97 ±0.15
5	1909 01 13 00:45	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
5	1910 03 22 23:29	Bassa modenese	15	5 4.30 ±0.34
5	1929 04 19 04:15	Bolognese	82	
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
5	1996 10 15 09:56	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
4-5	1963 04 05 13:49	Finale Emilia	6	4-5 4.09 ±0.34
4	1889 03 08 02:57	Bolognese	38	5 4.73 ±0.22
4	1894 11 27 05:07	FRANCIACORTA	183	6 5.07 ±0.10
4	1895 04 14 22:17	Slovenia	296	8 6.23 ±0.08
4	1901 10 30 14:49	Salò	190	8 5.70 ±0.10
4	1919 06 29 15:06	Mugello	566	10 6.29 ±0.09
4	1920 09 07 05:55	Garfagnana	756	10 6.48 ±0.09
4	1929 04 22 08:25	Bolognese	41	
4	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
4	2003 09 14 21:42	Appennino bolognese	133	6 5.29 ±0.09
F	1505 01 03 02:00	Bolognese	31	8 5.57 ±0.25
F	1832 03 13 03:30	Reggiano	98	7-8 5.53 ±0.18
3-4	1980 12 23 12:01	Piacentino	38	6-7 4.60 ±0.09
3	1742 01 27 11:20	Livorno	16	6 4.90 ±0.32
3	1743 02 20 16:30	Basso Ionio	77	9 7.13 ±0.19
3	1885 02 26 20:48	SCANDIANO	78	6 5.19 ±0.15
3	1907 04 25 04:52	Veronese	122	6 4.91 ±0.15
3	1908 06 28 03:19	Finale Emilia	15	5 4.27 ±0.53
3	1913 11 25 20:55	Val di Taro	73	4-5 4.84 ±0.20
3	1916 05 17 12:49	Alto Adriatico	132	5.95 ±0.14
3	1916 08 16 07:06	Alto Adriatico	257	6.14 ±0.14
3	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
3	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
3	2000 06 18 07:42	Parmense	300	5-6 4.43 ±0.09
2	1911 02 19 07:18	Romagna meridionale	181	7 5.28 ±0.11
2	1923 06 28 15:11	FORMIGINE	22	6 4.88 ±0.24
NF	1930 10 30 07:13	SENIGALLIA	263	8 5.81 ±0.09
NF	1984 04 29 05:02	GUBBIO/VALFABBRICA	709	7 5.65 ±0.09
NF	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17
NF	2002 11 13 10:48	Franciacorta	770	5-6 4.29 ±0.09
NR	1547 02 10 13:20	Reggio Emilia	13	7 5.14 ±0.34



1971 07 15 - La scossa fu forte e causò alcune lesioni in edifici colonici di vecchia costruzione

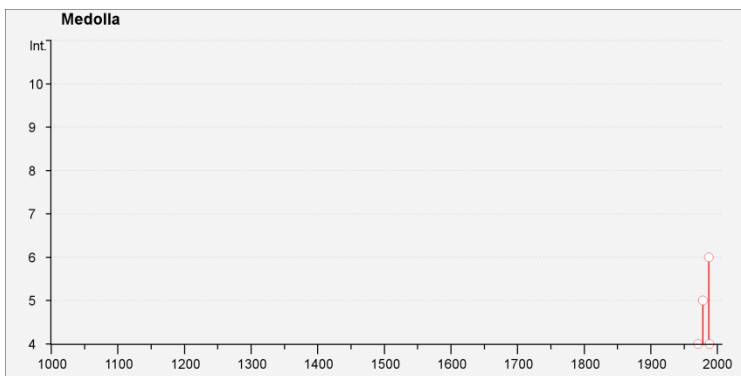
1891 06 07 - Il terremoto fu forte e causò caduta di tegole e camini, distacco di pezzi di intonaco vecchio e spostamento di mobili

1796 10 22 - La scossa fu violenta: causò la caduta di 24 comignoli e una piccola lesione alla volta sopra l'altare maggiore della chiesa di S.Francesco

Medolla

Numero di eventi: 8

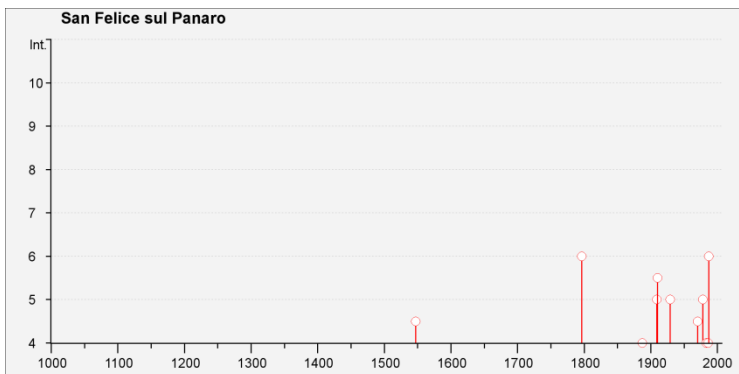
Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
4	1971 07 15 01:33	Parmense	229	8 5.64 ±0.09
4	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
3-4	2000 06 18 07:42	Parmense	300	5-6 4.43 ±0.09
3	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
NF	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17



San Felice sul Panaro

Numero di eventi: 20

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6	1796 10 22 04:00	Emilia orientale	27	7 5.61 ±0.36
6	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
6	1987 05 08 11:10	Bassa modenese	17	6 4.57 ±0.23
5-6	1910 03 22 23:29	Bassa modenese	15	5 4.30 ±0.34
5	1909 01 13 00:45	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
5	1929 04 20 01:09	Bolognese	109	7 5.34 ±0.13
5	1978 12 25 22:53	Bassa mantovana	28	5 4.22 ±0.22
4-5	1547 02 10 13:20	Reggio Emilia	13	7 5.14 ±0.34
4-5	1970 11 02 08:42	Bassa modenese	3	4-5 4.09 ±0.34
4	1887 02 23 05:21	Liguria occidentale	1516	6.97 ±0.15
4	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
4	1986 12 06 17:07	BONDENO	604	6 4.61 ±0.10
3	2000 06 18 07:42	Parmense	300	5-6 4.43 ±0.09
2	1898 01 16 12:10	Romagna settentrionale	73	6-7 4.79 ±0.33
NF	1900 03 04 16:55	VALDOBBIADENE	98	6-7 5.13 ±0.14
NF	1907 04 25 04:52	Veronese	122	6 4.91 ±0.15
NF	1980 11 23 18:34	Irpinia-Basilicata	1394	10 6.89 ±0.09
NF	1988 03 15 12:03	Reggiano	160	6 4.66 ±0.12
NF	1998 02 21 02:21	Reggiano	104	5 4.34 ±0.17
NF	1998 03 26 16:26	Appennino umbro-marchigiano	408	6 5.29 ±0.09



1796 10 22 - Furono avvertite due violente scosse della durata di più di 2 secondi, in direzione W-E. Crollarono molti comignoli

Secondo quanto indicato nelle schede sopra riportate, il massimo effetto registrato nell'area di studio è stato quello causato dal terremoto del 15 luglio 1971 a Concordia sulla Secchia. Pur non essendo disponibile una descrizione di dettaglio, l'attribuzione al grado VII MCS ci dice che l'abitato deve aver subito dei danni "moderati" a causa di una scossa avvertita come "molto forte" e potrebbero esserci stati "crolli di case malcostruite" (Sieberg, 1932). Tra il 1796 e il 1987 sono in tutto 6 i terremoti che hanno prodotto danni (dal grado VI MCS in su) nell'area di studio. Gli epicentri di tali terremoti, i cui dati principali sono riportati in tabella 2.1, sono riportati in figura 2.11, che ne evidenzia il rapporto con l'area di studio.

Data	Area epicentrale	Lat	Lon	Io	Is in area di studio	Mw
1796 10 22	Emilia orientale	44.615	11.670	VII	VI	5.61 ±0.36
1891 06 07	Valle d'Illasi	45.564	11.165	VIII-IX	VI	5.86 ±0.06
1914 10 27	Garfagnana	43.911	10.598	VII	VI	5.76 ±0.09
1971 07 15	Parmense	44.814	10.345	VIII	VII	5.64 ±0.09
1987 05 02	Reggiano	44.801	10.694	VI	VI	4.74 ±0.09
1987 05 08	Bassa modenese	44.861	11.157	VI	VI	4.57 ±0.23

Tabella 2.1 - Terremoti storici che hanno prodotto effetti di danno nell'area di studio (dati da DBMI11).

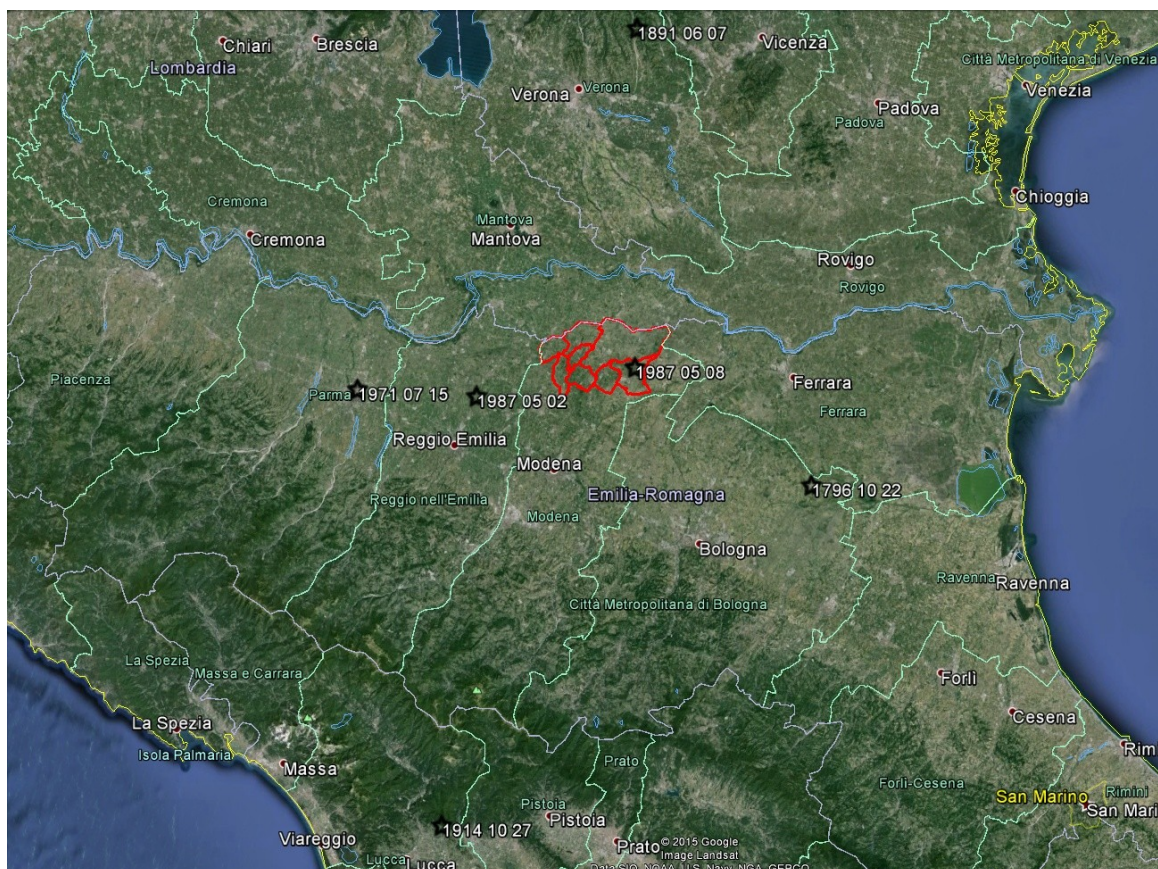


Figura 2.11 - Mappa su base Google Earth che rappresenta gli epicentri dei terremoti che hanno prodotto effetti di danno nell'area di studio, elencati in tabella 2.1 (i confini dei comuni in cui rientra l'area di studio sono rappresentati in rosso).

Come si può osservare, i dati dei cataloghi macrosismici indicano che l'area in esame ha storicamente risentito, con effetti di danno limitati, di terremoti anche lontani. Sul sito web del DBMI11, è inoltre riportata una cartografia dei massimi effetti registrati storicamente nelle diverse località. In figura 2.12 ne è riportato un estratto a cui sono state sovrapposte le aree dei comuni in cui ricade l'area di studio, dove i massimi effetti sono quelli di grado VII MCS a Concordia sulla Secchia (relativi, come abbiamo visto al terremoto del 15 luglio 1971).

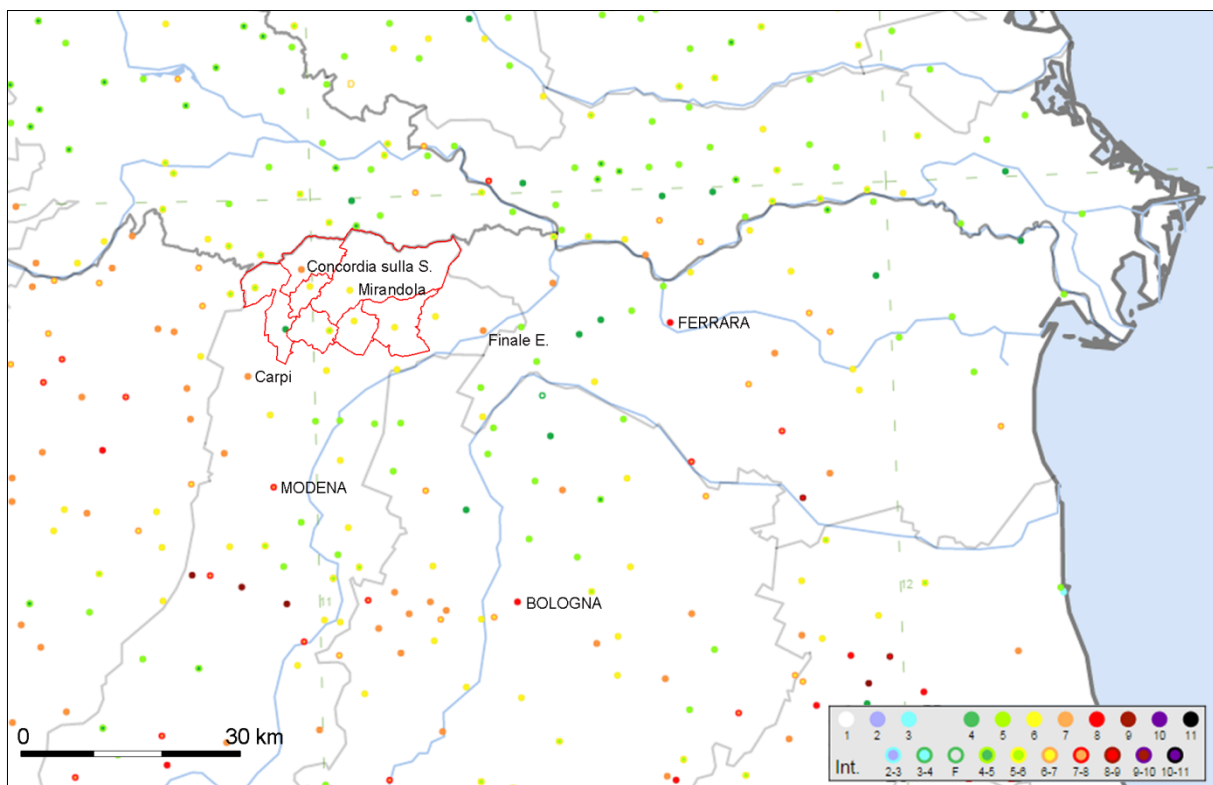


Figura 2.12 - Mappa che rappresenta gli epicentri dei terremoti che hanno prodotto effetti di danno nell'area di studio (i confini dei comuni in cui rientra l'area di studio sono rappresentati in rosso) (da Locati et al., 2011 modificata).

Sempre in figura 2.12 le località di Carpi e Finale Emilia, che si trovano a breve distanza, hanno anch'esse associato come massimo storico il VII grado MCS, mentre le più vicine località a cui è stato attribuito anche il grado VIII sono Ferrara (per il terremoto di "Ferrara" del 17 novembre 1570), Bologna (per il terremoto del "Bolognese" del 3 gennaio 1503) e Reggio nell'Emilia (per il terremoto di "Reggio Emilia" del 2 ottobre 1547). Forse non del tutto per caso sono tutti capoluoghi di provincia che hanno avuto il massimo risentimento (pari al grado VIII MCS) per un terremoto avvenuto nel XVI secolo e con epicentro localizzato sulla località stessa o nelle sue immediate vicinanze. Bisogna infatti tenere conto del fatto che spesso, per terremoti antichi, le fonti non consentano di avere un quadro complessivo degli effetti, ma in genere le informazioni disponibili tendono a concentrarsi sui centri principali dell'epoca. Per questa ragione storicamente, più si va indietro nel tempo, più frequentemente accade che si abbiano notizie di risentimenti ed effetti negli attuali capoluoghi di provincia e solo poche notizie per le località meno importanti. Ci si trova quindi con una certa frequenza nella situazione in cui un capoluogo, come ad esempio Ferrara, considerata un buon "sismografo storico", in quanto una delle località con il maggior numero di osservazioni in DBMI11

(Camassi et al., 2012), tende ad "attirare su di sé" gli epicentri macrosismici (che sono sostanzialmente dei "baricentri" degli effetti), col dubbio che dietro a valori di intensità massima tutto sommato contenuti, si possano talvolta nascondere terremoti di maggiore intensità per cui non si hanno notizie sufficienti per una loro corretta valutazione e localizzazione (Guidoboni, 1984).

Quali possono essere allora le ragioni della mancanza, prima della sequenza sismica del 2012, di un evento di analoga intensità con epicentro entro l'area in esame? I possibili motivi sono essenzialmente tre: che l'ultimo terremoto di una certa intensità si sia verificato in tempi troppo lontani per essere stato menzionato nelle fonti storiche (considerando che Mirandola, come località, è ricordata la prima volta nel 1102, quale possesso della contessa Matilde di Canossa), oppure che sia più recente ma le fonti storiche non siano per una qualche ragione giunte fino a noi, oppure che tali fonti esistano, ma non siano ancora state reperite e valutate dalle ricerche di sismologia storica. In tutti i casi secondo quanto riportato dai cataloghi attuali l'area di studio risulta sostanzialmente "silente" prima del 1796, se si fa eccezione per il terremoto del 1547, con epicentro a Reggio Emilia, per cui è indicato un risentimento (IV-V MSC) a San Felice sul Panaro.

Sempre nel XVI secolo si è invece verificata la più importante sequenza sismica associata all'arco ferrarese, quando quattro scosse molto forti colpirono il ferrarese ed in particolare la città di Ferrara, tra il 1570 e il 1571 (Guidoboni, 1984). Tale sequenza per molti aspetti ricorda quanto osservato nel 2012. La scossa principale fu quella del 17 novembre 1570, la cui mappa degli effetti è riportata in figura 2.13.

La sintesi dei maggiori effetti, compresi quelli sull'ambiente, di tale terremoto, così come riportata dal CFTI4Med, presenta molte analogie con quanto verificatosi nel 2012:

Le fonti ferraresi ricordano concordemente una lunga serie di scosse iniziata nelle prime ore del 17 novembre e continuata per tutta la giornata. Le quattro più forti sono ricordate con precisione oraria: la prima avvenne alle ore 9:30 italiane (1:40 GMT ca.) e causò il crollo di molti merli, terrazzini e comignoli, che cadendo danneggiarono molti tetti. Numerose repliche si susseguirono durante la stessa notte e nella mattinata successiva; fra queste le più forti furono quella delle ore 20 italiane (12:10 GMT ca.), che scosse violentemente le case, lesionando leggermente le murature, e quella delle ore 24 (16:10 GMT ca.), che causò il crollo di comignoli e cornicioni e gravi lesioni nelle murature. La scossa principale avvenne alle ore 3 (19:10 GMT ca.), colpì edifici già notevolmente lesionati e sconnessi e causò i danni più gravi. A Ferrara fu danneggiata soprattutto la parte medievale della città, dove alcuni edifici crollarono totalmente e quasi tutti gli altri subirono caduta di muri e tetti, lesioni e sconnessioni di pareti, che resero in gran parte inagibili sia gli edifici pubblici, sia le abitazioni private. I danni maggiori riguardarono gli edifici sviluppati in altezza: chiese, campanili, palazzi con soffitti a volta. Le scosse colpirono soprattutto gli edifici posti all'estremità delle vie, che non erano sostenuti da altre costruzioni. Diversi dettagli si hanno anche sull'edilizia privata: risulta danneggiato circa il 40% delle abitazioni. Fuori dalla città, in un raggio di circa 15-20 km, notevoli danni subirono circa 30 paesi e villaggi della campagna, dei quali sono documentati soprattutto i danni agli edifici religiosi. La scossa fu sentita in una vasta area comprendente le principali città emiliane, Milano, Padova e Venezia a nord; Pesaro a sud. Il quadro complessivo degli effetti è cumulativo delle scosse del 17 novembre. Numerosissime e frequenti furono le repliche ricordate e descritte dalle fonti fino ai primi mesi del 1572; qualche scossa fu avvertita anche nel 1573 e nel 1574.

Relativamente agli effetti sull'ambiente, il CFTI4Med riporta la seguente sintesi:

Effetti di liquefazione del terreno nell'area urbana di Ferrara e nelle immediate vicinanze (in alcuni casi con emissione di fumi o con fuoriuscita di sabbie bollenti) e apertura di fessure con fuoriuscita di "una schiuma nera". Presso Stellata il Po subì un temporaneo arresto del flusso delle acque; il loro innalzamento e il successivo rapido abbassamento causarono danni ai mulini.

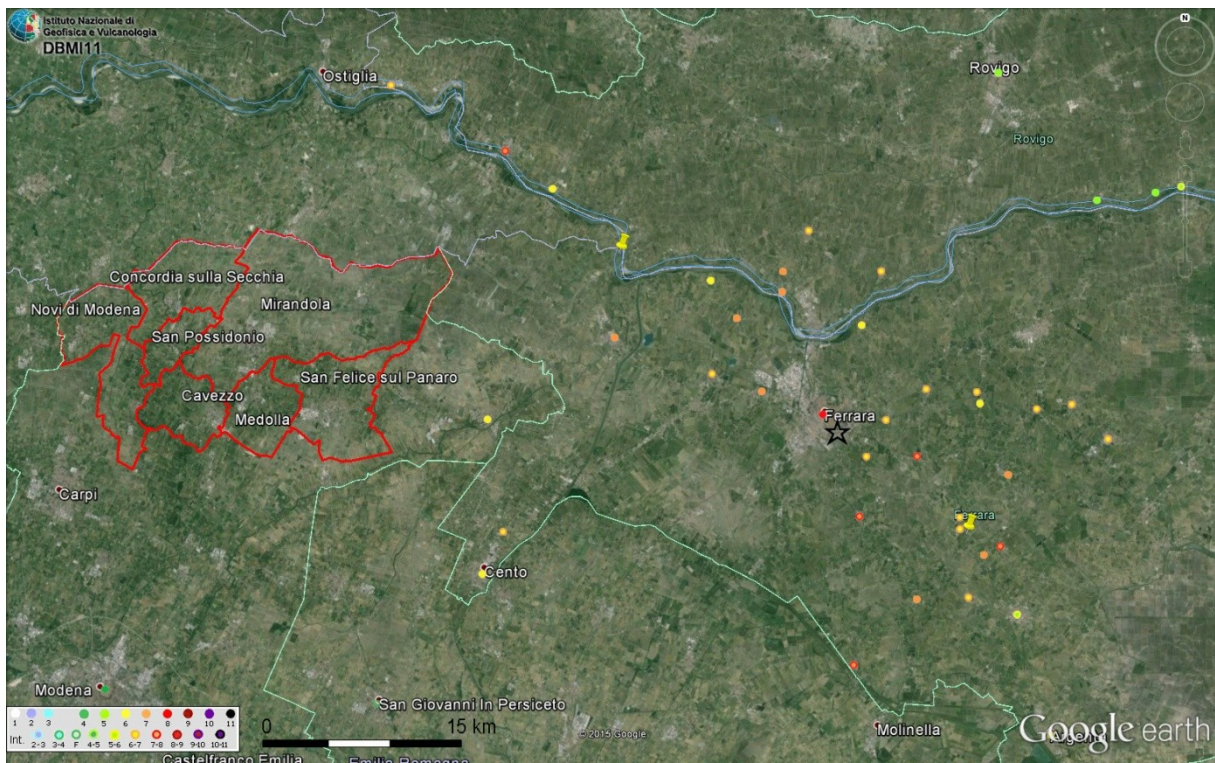


Figura 2.13 - Mappa su base Google Earth che rappresenta gli effetti del terremoto del 17 novembre 1570 (dati da DBMI11) in rapporto ai confini dei comuni (in rosso) in cui rientra l'area oggetto di studio e per cui non ci sono notizie degli effetti.

In sintesi, se per certi versi si può ritenere che almeno a partire dal 1570 la sismicità della zona, sia discretamente conosciuta (Camassi et al., 2012), non altrettanto si può dire per i secoli precedenti. Già a partire da prima della sequenza sismica emiliana del 2012 (Camassi et al., 2011) sono state condotte ricerche finalizzate ad approfondire le conoscenze relative ad effetti di terremoti storici in questa porzione di territorio, che hanno portato alla identificazione di 3 "nuovi" eventi, sconosciuti ai cataloghi, tutti però posteriori al XVI secolo: quello del 6 aprile 1639, con effetti attribuiti al VII-VIII grado a Finale Emilia e forse alcuni danni a Carpi (Camassi et al., 2011); quello del 15 dicembre 1761, avvertito sensibilmente a Mirandola, Carpi e Modena (Castelli et al., 2012); e infine una lunga sequenza sismica tra maggio e agosto del 1778, con danni a Rovereto sulla Secchia, località in comune di Concordia sulla Secchia (Castelli et al., 2012).

2.5. Sequenza sismica del 2012

Il 20 e 29 maggio 2012 due terremoti e la loro sequenza di *aftershock* hanno colpito la Pianura Padana centrale a circa 40 km a nord di Bologna. La sequenza sismica è stata originata dall'attivazione di due segmenti ciechi dell'Arco Ferrarese disposti *en-echelon* con "passo sinistro" (*left-stepping*), di circa 20 km ciascuno, entrambi caratterizzati da cinematica puramente compressiva.

Alle 4:03 locali (2:03 UTC) del 20 maggio 2012 un forte terremoto di magnitudo $M_L = 5.9$ e $M_w = 6.1$ (Pondrelli et al., 2012), con epicentro localizzato dalla Rete Sismica Nazionale INGV a nord dell'abitato di Finale Emilia, al confine con il comune di Mirandola, ha interessato un'ampia area della Pianura Padana con i maggiori effetti concentrati nelle province di Modena, Ferrara, Mantova, Bologna e Rovigo. Con tale scossa, anticipata poche ore prima da un primo evento di $M_L = 4.1$, ha avuto inizio una lunga sequenza sismica, che ha dato luogo ad altre 7 scosse di $M_L > 5$, la più forte delle quali è stata quella del 29 maggio, alle 7:00 UTC, di $M_L = 5.8$ e $M_w = 5.9$ (Pondrelli et al., 2012) nei primi 10 giorni, 14 scosse di $M_L > 5$ nei primi 15 giorni, dettagliate in tabella 2.2 e diverse centinaia di repliche di magnitudo inferiore. Tale sequenza, pur diminuendo notevolmente di intensità nel tempo, in accordo con la legge di Omori per gli *aftershock* dei terremoti principali (Omori, 1894), continua ancora oggi dando luogo a relativamente frequenti eventi di $M_L < 3$ ed alcuni sporadici di magnitudo superiore, l'ultimo dei quali di $M_L = 3.5$, con epicentro vicino a Mirandola, risale al 20 ottobre 2015. Tale scossa, avvertita distintamente dalla popolazione ha avuto come conseguenza l'evacuazione degli edifici pubblici nel comune interessato.

Tempo origine (UTC) (yyyy/mm/dd hh:mm:ss)	Lat (°)	Lon (°)	Prof. (km)	Magnitudo
03/06/2012 19:20:43	44.886	10.95	8.7	4.7 -- M_w
29/05/2012 11:00:23	44.866	10.976	7.2	5.1 -- M_L
29/05/2012 11:00:02	44.856	10.941	8.7	5.0 -- M_L
29/05/2012 10:55:57	44.865	10.98	4.4	5.3 -- M_w
29/05/2012 08:27:23	44.883	11.042	6	4.6 -- M_L
29/05/2012 08:25:51	44.865	10.948	7.9	5.0 -- M_L
29/05/2012 07:00:03	44.842	11.066	8.1	5.6 -- M_w
20/05/2012 17:38:14	44.88	11.253	3.7	4.6 -- M_L
20/05/2012 13:18:02	44.814	11.441	3.4	4.9 -- M_w
20/05/2012 03:02:47	44.86	11.152	9.1	5.0 -- M_L
20/05/2012 02:07:29	44.874	11.27	6.1	5.0 -- M_L
20/05/2012 02:06:26	44.905	11.165	4.3	4.8 -- M_L
20/05/2012 02:06:12	44.879	11.12	5	4.8 -- M_L
20/05/2012 02:03:50	44.896	11.264	9.5	5.8 -- M_w

Tabella 2.2 -Informazioni di sintesi relative alle 14 scosse con magnitudo superiore a 4.5, con evidenziazione delle righe relative alle due principali della sequenza. I dati sono tratti dalla banca dati ISIDe (ISIDe Working Group, 2010), che riporta valori di magnitudo mediamente inferiori a quelle indicate da Pondrelli et al. (2012), in ragione di una diversa metodologia utilizzata per il calcolo.

Rispetto alle prime localizzazioni eseguite e pubblicate sulla banca dati ISIDE in tempo quasi reale, sono oggi disponibili le localizzazioni riviste del Bollettino Sismico Italiano revisionate dagli analisti del INGV-CNT (tabella 2.2 e figura 2.14). In tutti i casi, già confrontando le localizzazioni e le profondità, risulta evidente come le due scosse principali della sequenza, quella del 20 e quella del 29 di maggio, siano da associare a due porzioni diverse del fronte compressivo, la seconda all'anticlinale di Mirandola, la prima ad una struttura più esterna dell'Arco di Ferrara. In ogni caso è ipotizzabile che la prima, attraverso la redistribuzione del carico di sforzo aggiuntivo, possa aver innescato la seconda (Bonini et al., 2014).

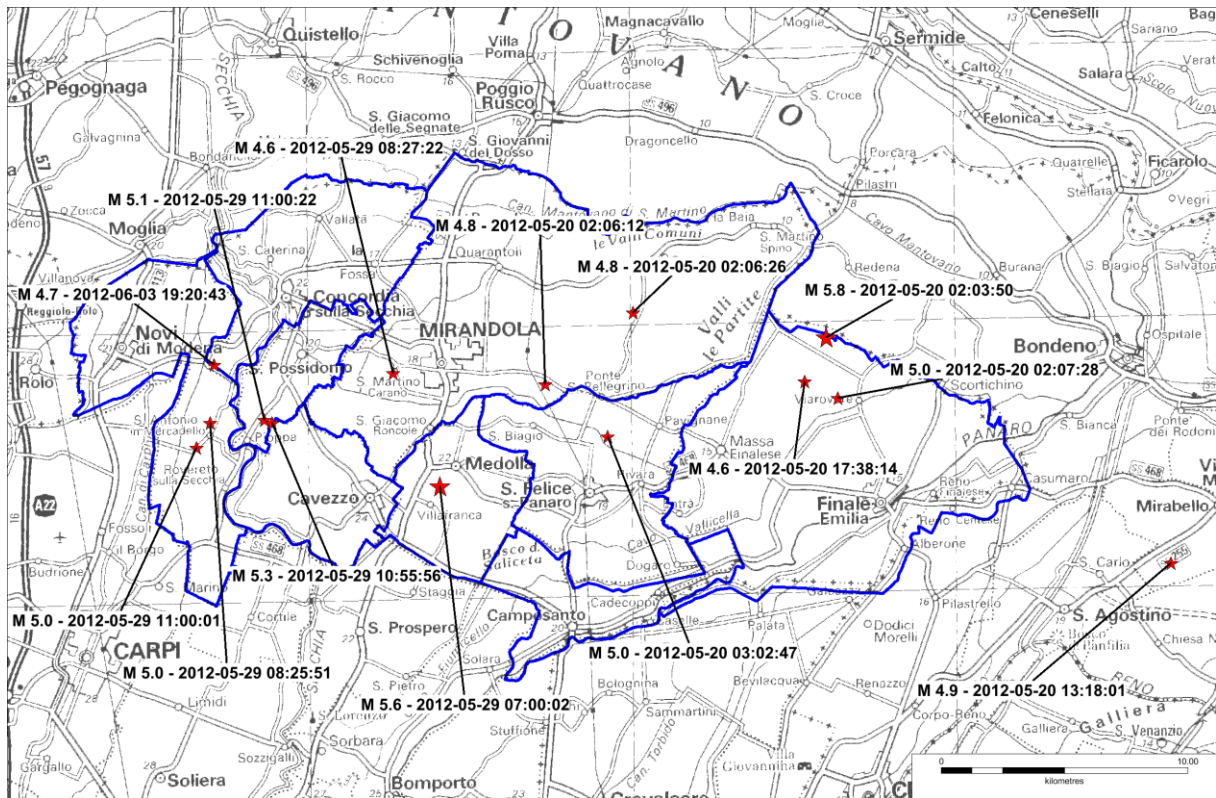


Figura 2.14 - Localizzazione degli epicentri delle scosse di tabella 2.2 in rapporto ai confini dei comuni entro cui ricade l'area di studio (in blu).

I meccanismi focali delle scosse maggiori, ricavati dall'INGV a partire dal calcolo del momento tensore, QRCMTs - quick regional centroid moment tensors (Pondrelli et al., 2012) e TDMT - time-domain moment tensor solutions (Scognamiglio et al., 2012) risultano in accordo con gli indicatori di sforzo tettonici attuali dell'area, con il massimo sforzo orizzontale orientato circa N-S, cioè perpendicolarmente alle principali strutture compressive dell'area. Per mettere a confronto diretto i meccanismi focali dei terremoti del 2012 con l'orientazione media dello sforzo attuale nell'area è stato utilizzato il tool SHINE (Carafa et al., 2015), disponibile *online* sul sito dell'INGV all'indirizzo <http://shine.rm.ingv.it>. Questo strumento, attraverso l'interpolazione su base statistica di dati di sforzo (Carafa e Barba, 2013) consente di ottenere l'orientazione del campo di sforzo orizzontale su un qualunque punto della superficie terrestre. Attraverso SHINE è stato quindi possibile calcolare, su una griglia regolare di punti centrata sull'area in esame, a partire dai dati del database Word Stress Map, versione 2008 (Heidbach et al., 2008), l'orientazione del massimo sforzo

orizzontale per l'area di studio. In figura 2.15 tale risultato è stato plottato sulla mappa che riporta i meccanismi focali di Pondrelli et al. (2012), al fine di evidenziarne il sostanziale accordo.

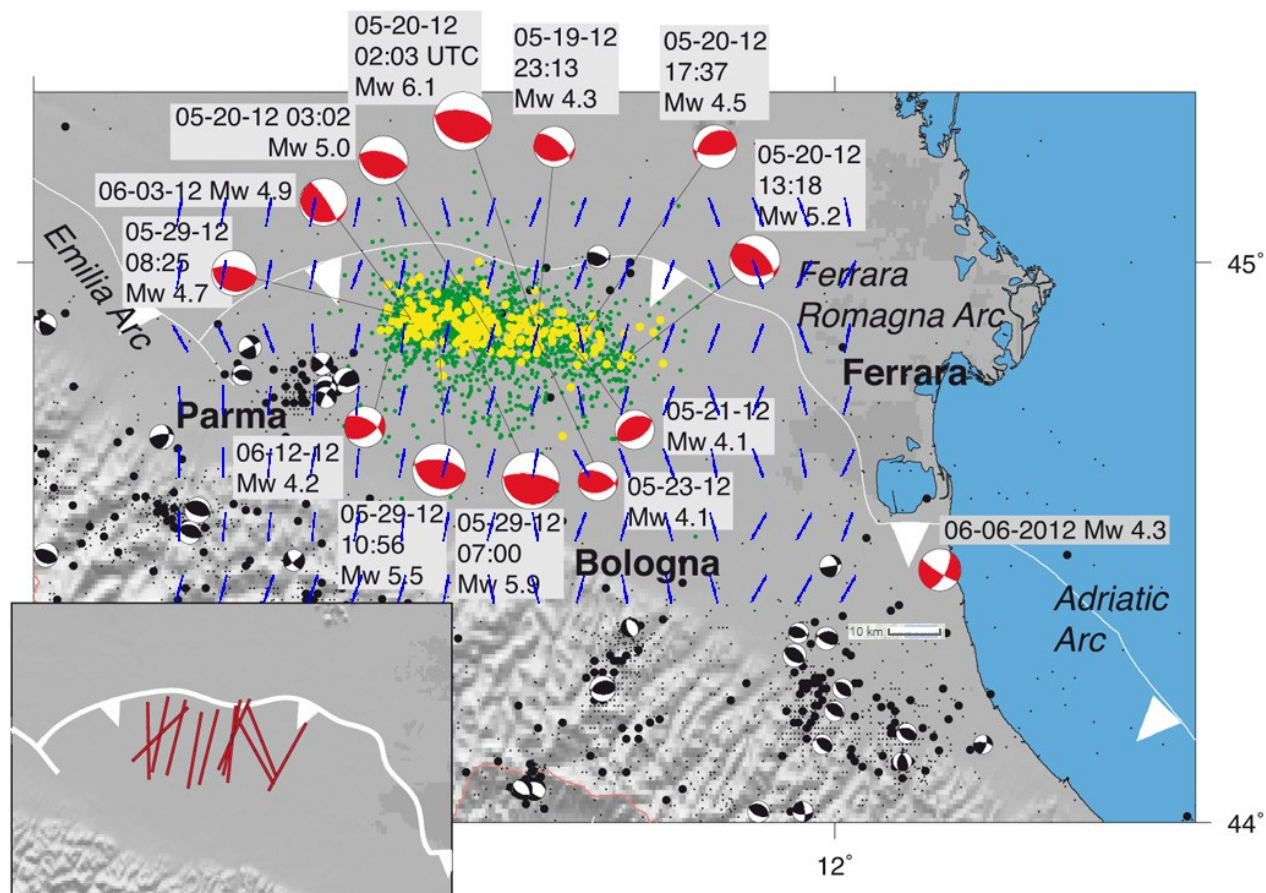


Figura 2.15 - Mappa che mostra il risultato del QRCMTs (in rosso i meccanismi focali) e dei loro assi *P* (nel riquadro in basso a sinistra). In verde la sismicità con $M < 3.0$; in giallo quella con $M \geq 3.0$. I meccanismi focali più piccoli in nero sono relativi alla sismicità precedente il maggio 2012. I punti neri (con dimensioni proporzionali alla magnitudo) la precedente sismicità da ISIDE. A tale figura (da Pondrelli et al., 2012) è stata sovrapposta l'orientazione del massimo sforzo orizzontale (barrette blu) ottenuta con il tool SHINE (Carafa et al., 2015).

Sulla base della rilocalizzazione di oltre 5000 scosse della sequenza, attraverso l'analisi delle registrazioni di 44 diverse stazioni sismiche utilizzando nuovi modelli ricalibrati di velocità, sia monodimensionali che tridimensionali, è stato recentemente pubblicato uno studio (Carannante et al., 2015) che evidenzia come la sismicità degli *aftershocks* delle due scosse principali si allinei lungo due superfici di rottura diverse e in cui si sostiene che, in particolare per il terremoto del 29, la deformazione compressiva ha coinvolto le unità mesozoiche riattivandone una struttura distensiva ad alto angolo (figura 2.16).

L'ipotesi di una riattivazione, anche solo parziale, di strutture più profonde e ad alto angolo parrebbe però in contrasto con altre evidenze, come quelle della deformazione osservata in superficie da dato SAR, di seguito illustrate, che suggeriscono l'ipotesi di due strutture a più basso angolo, tipicamente compressive che ben si accordano con quanto noto in letteratura e descritto al paragrafo 2.3. Tale soluzione già proposta da Burrato et al. (2012) e sintetizzata in figura 2.17 è quella attualmente proposta nella banca dati DISS (DISS Working Group, 2015) e viene illustrata in dettaglio nel paragrafo 3.1.

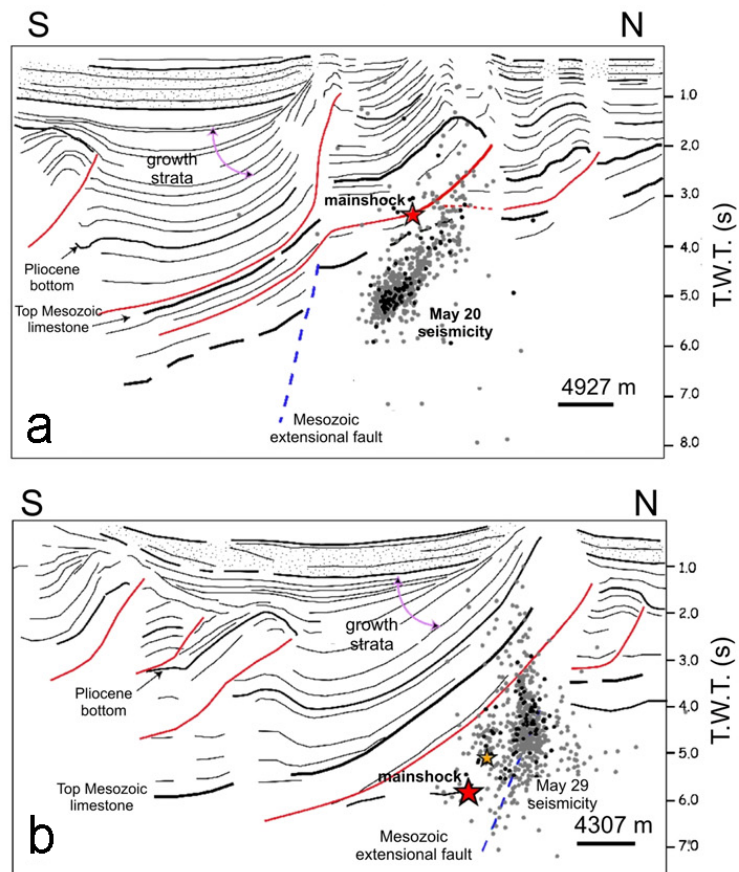


Figura 2.16 - Distribuzione degli epicentri rilocalizzati degli *aftershock* delle scosse del 20 e del 29 maggio 2012 ed associazione con le strutture sepolte (Carannante et al., 2015).

Nella figura 2.17, le profondità ipocentrali proposte per le due scosse principali della frequenza si discostano poco da quelle del Bollettino Sismico Italiano e anche quelle dell'intera sequenza, comprese tra 1 e 12 km per la maggior parte delle scosse, si collocano al di sopra della superficie di scollamento basale locale del fronte esterno dell'Appennino settentrionale.

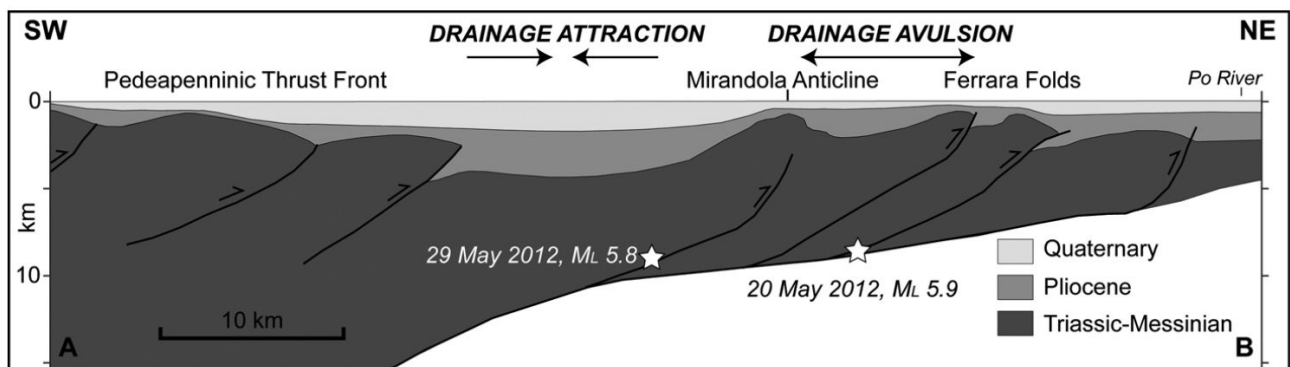


Figura 2.17 - Sezione geologica semplificata lungo il fronte compressivo dell'Appennino settentrionale che attraversa l'area epicentrale della sequenza sismica emiliana del 2012 e in cui sono rappresentati gli ipocentri delle due scosse principali (Burrato et al., 2012), modificata da Carminati et al. 2010. Sono inoltre riportate le anomalie del drenaggio fluviale che hanno permesso di identificare l'attività tettonica recente in assenza di dati di sismicità (paragrafo 2.3).

Grazie alla disponibilità delle immagini radar acquisite dai satelliti della costellazione italiana COSMO-SkyMed prima e durante la sequenza sismica del 2012 è stato possibile realizzare una analisi di dettaglio con

la tecnica della interferometria differenziale DInSAR (Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar), già utilizzata in Italia per effettuare le misure di spostamenti in occasione di altri terremoti come quello de L'Aquila del 6 aprile 2009. In particolare è stato creato un team congiunto dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) e dell'Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente (IREA-CNR) per la redazione di prodotti scientifici basati sulla tecnica InSAR a supporto della gestione delle emergenze. In questo quadro l'ASI (Agenzia Spaziale Italiana) e il Dipartimento della Protezione Civile (DPC) hanno richiesto che l'INGV attivasse il Spacebased Monitoring System for Seismic Risk Management (SIGRIS), una infrastruttura *hardware* e *software* progettata per fornire al DPC diversi prodotti che durante una emergenza sismica consentano un supporto alle decisioni in tempi rapidi, come ad esempio mappe di spostamento del suolo e modelli di sorgenti sismiche validati (Salvi et al., 2012). Attraverso un confronto tra i dati acquisiti prima e dopo le scosse principali si è potuto ottenere un interferogramma che è una rappresentazione delle deformazioni del suolo avvenute tra le date di acquisizione (figura 2.18). Tale interferogramma, può essere quindi letto come una mappa dei movimenti del suolo in termini di cicli di colore.

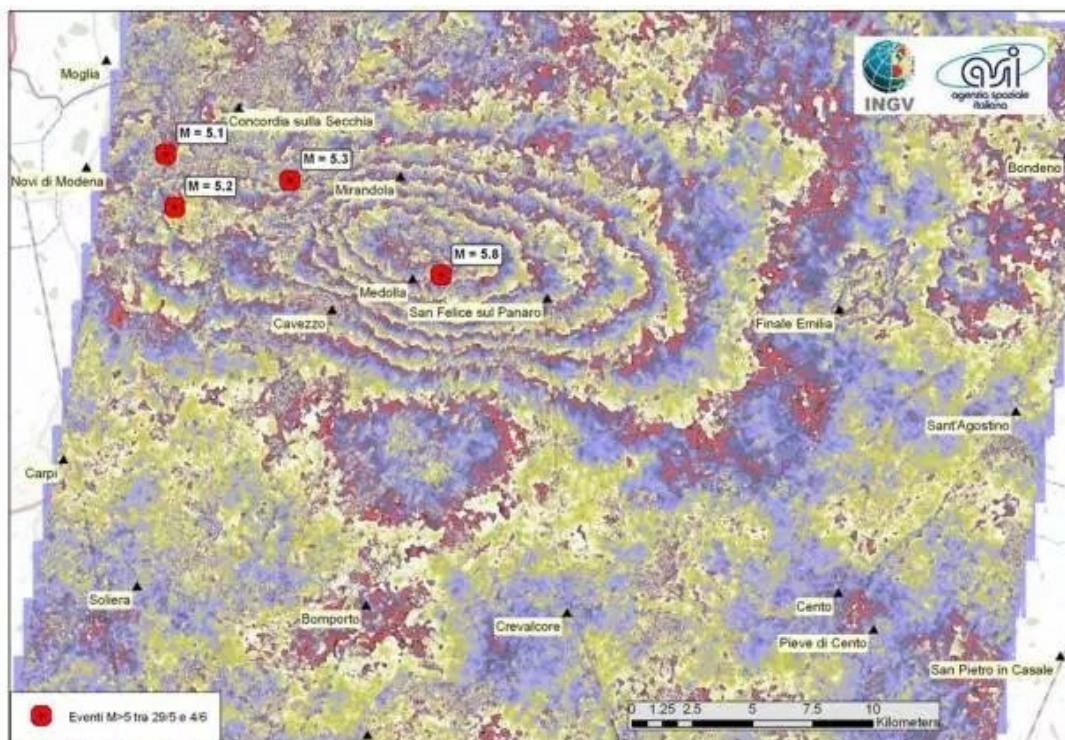


Figura 2.18 - Interferogramma differenziale relativo alle date del 27 maggio e 4 giugno 2012 sulla base dei dati COSMO-SkyMed (Salvi et al., 2012). Ogni ciclo (o frangia) indica una deformazione del suolo tra le due date di 1.5 cm.

Utilizzando la stessa tecnica InSAR ma su due immagini Radarsat-1, acquisite dalla Canadian Space Agency (CSA) il 12 maggio e il 5 giugno 2012 (figura 2.19), già nel 2012 era stato possibile realizzare una interessante ricerca che ha visto coinvolti, oltre che esperti di tecniche SAR, anche ricercatori nel campo della sismotettonica e delle sorgenti dei terremoti (Bignami et al., 2012).

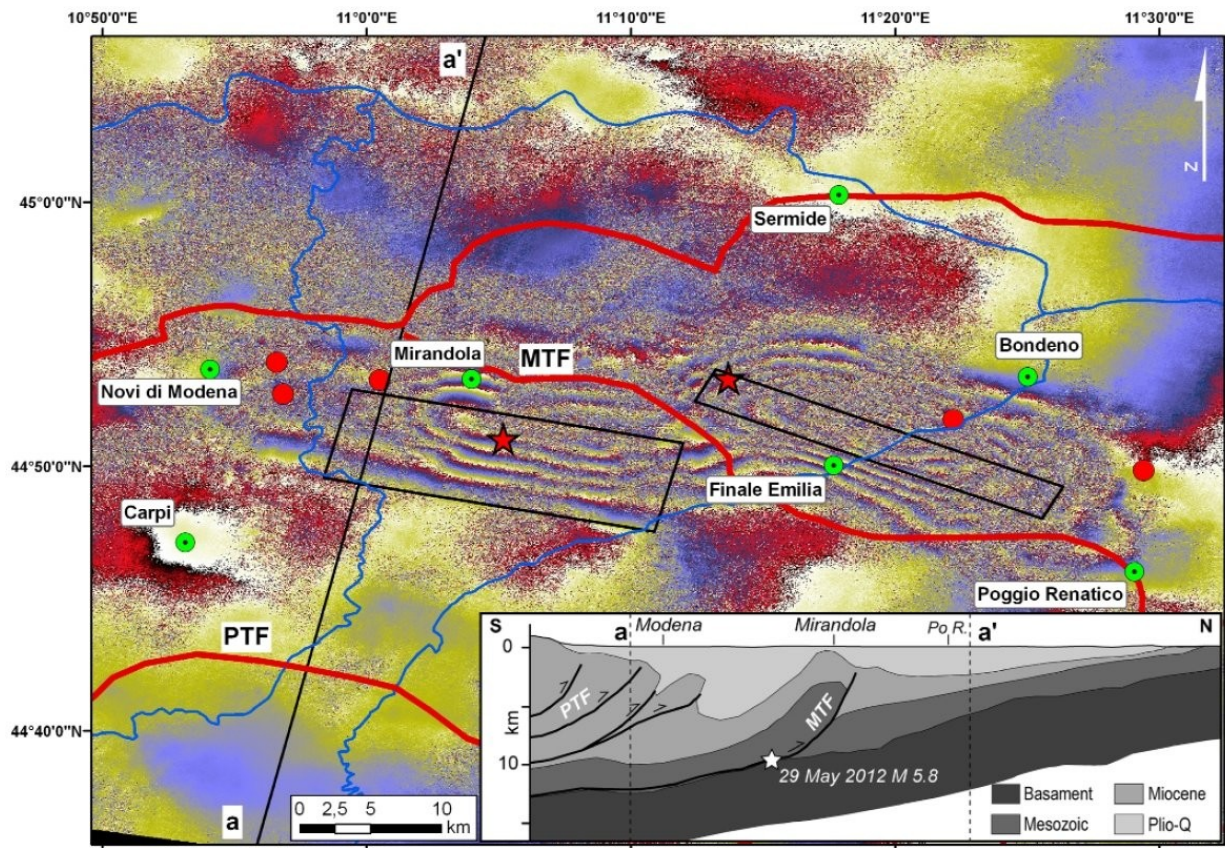


Figura 2.19 - Interferogramma differenziale sulla base dei dati Radarsat-1. Le stelle rosse rappresentano gli epicentri delle scosse principali del 20 e del 29 maggio; le linee rosse la posizione dei fronti compressivi principali; i rettangoli neri la proiezione in superficie delle faglie modellate. In basso a destra è riportata la sezione geologica schematica che attraversa l'area epicentrale della scossa del 29 maggio, che mostra la geometria del fronte compressivo dell'Appennino Settentrionale sepolto. PTF: Pedeappenninic Thrust Front; MTF: Mirandola Thrust Front (Bignami et al., 2012).

Tale ricerca ha avuto tra gli scopi la modellazione, attraverso un algoritmo di inversione, delle faglie relative alle due scosse principali, del 20 e 29 maggio 2012, i cui parametri, indicati in tabella 2.3, minimizzano le differenze tra la deformazione modellata e quella teorica (figura 2.20). Nell'applicazione dell'algoritmo di inversione tutti i parametri di faglia indicati in tabella sono stati lasciati liberi. Se la soluzione ricavata per la scossa del 29 maggio ben si accorda con quanto già all'epoca indicato nella banca dati DISS, versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010), la modellazione relativa alla scossa del 20 maggio è stata utilizzata per l'aggiornamento alla versione 3.2 della banca dati (DISS Working Group, 2015), in cui è stata introdotta una nuova sorgente individuale con una relativa sorgente composita (cfr paragrafo 3.1).

Parameter	Earthquake	
	May 20, 2012	May 29, 2012
Fault center	11.32° E, 44.85° N	11.09° E, 44.84° N
Strike (°)	115	102
Dip (°)	43	20
Rake (°)	90	95
Slip (m)	0.80	0.34
Fault length (along-strike) (km)	19	16
Fault width (along dip) (km)	4	6
Top depth (km)	4.0	3.1
Center depth (km)	5.1	4.2
Geodetic magnitude	6.0	5.9

Tabella 2.3- Parametri delle faglie modellate a partire dall'inversione dei dati SAR Radarsat-1 per le scosse principali della sequenza (20 e 29 maggio) da Bignami et al. (2012).

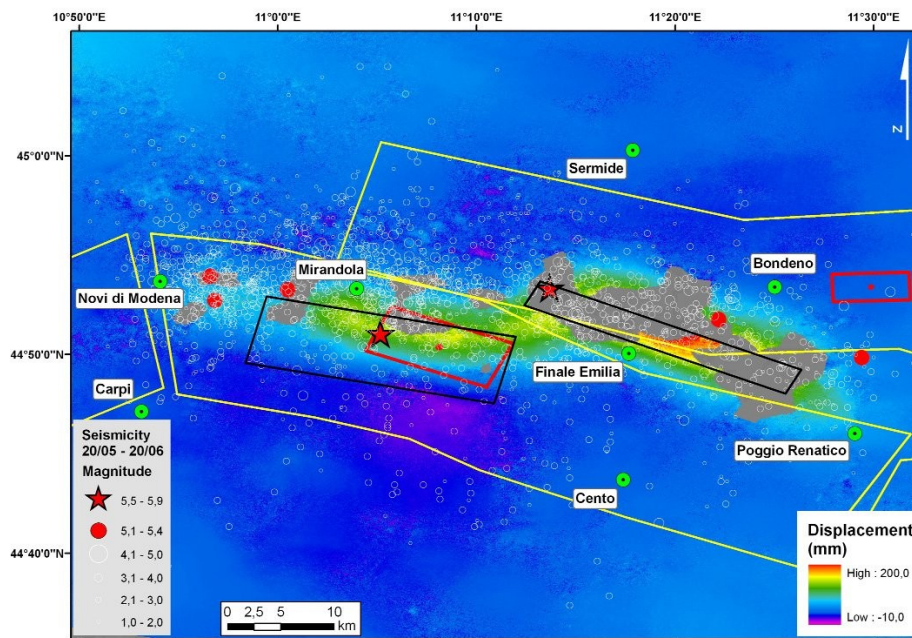


Figura 2.20 - Mappa di spostamento ottenuta sulla base dei dati Radarsat-1 (Bignami et al., 2012). Le stelle rosse rappresentano gli epicentri delle scosse principali del 20 e del 29 maggio e i pallini rossi le principali repliche; i rettangoli neri la proiezione in superficie delle faglie modellate; i poligoni gialli le sorgenti composite e quelli rossi le sorgenti individuali della banca dati DISS versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) descritte nel paragrafo 3.1.

Nel 2013 un altro gruppo di ricerca ha pubblicato uno studio in cui, utilizzando la tecnica InSAR sui dati COSMO-SkyMed, ha potuto ricavare una mappa di spostamento distinta per ciascuna delle due scosse principali (Pezzo et al., 2013). Attraverso procedure di inversione sia lineari che non lineari sono quindi state modellate le due faglie responsabili dei mainshock del 20 e 29 maggio e i cui parametri sono riportati in tabella 2.4.

Source		Length (km)	Width (km)	Top Depth (km)	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	Maximum Slip (cm)
20 May source (middle Ferrara thrust)	Upper	34	11	1	114	40 SSW	90	120
	Lower		12	22.5		20 SSW		
29 May source (frontal Mirandola thrust)	Upper	32	7.5	1	95	45 S	85	54
	Lower		10	12		30 S		

Tabella 2.4 - Parametri delle faglie modellate a partire dall'inversione dei dati SAR COSMO-Skymed per le scosse principali della sequenza (20 e 29 maggio) da Pezzo et al. (2013).

Anche i dati misurati dalle stazioni GPS hanno permesso di misurare gli spostamenti verificatisi per ciascuna delle due scosse principali (figura 2.21) e quindi di modellare le due faglie tramite una procedura di inversione. Gli spostamenti co-sismici massimi sui piani di faglia per i due eventi principali della sequenza, ottenuti dall'inversione dei dati GPS (Serpelloni et al., 2012), sono di circa 99 cm per la faglia responsabile del mainshock del 20 Maggio e di circa 36 cm per la faglia responsabile del mainshock del 29 maggio.

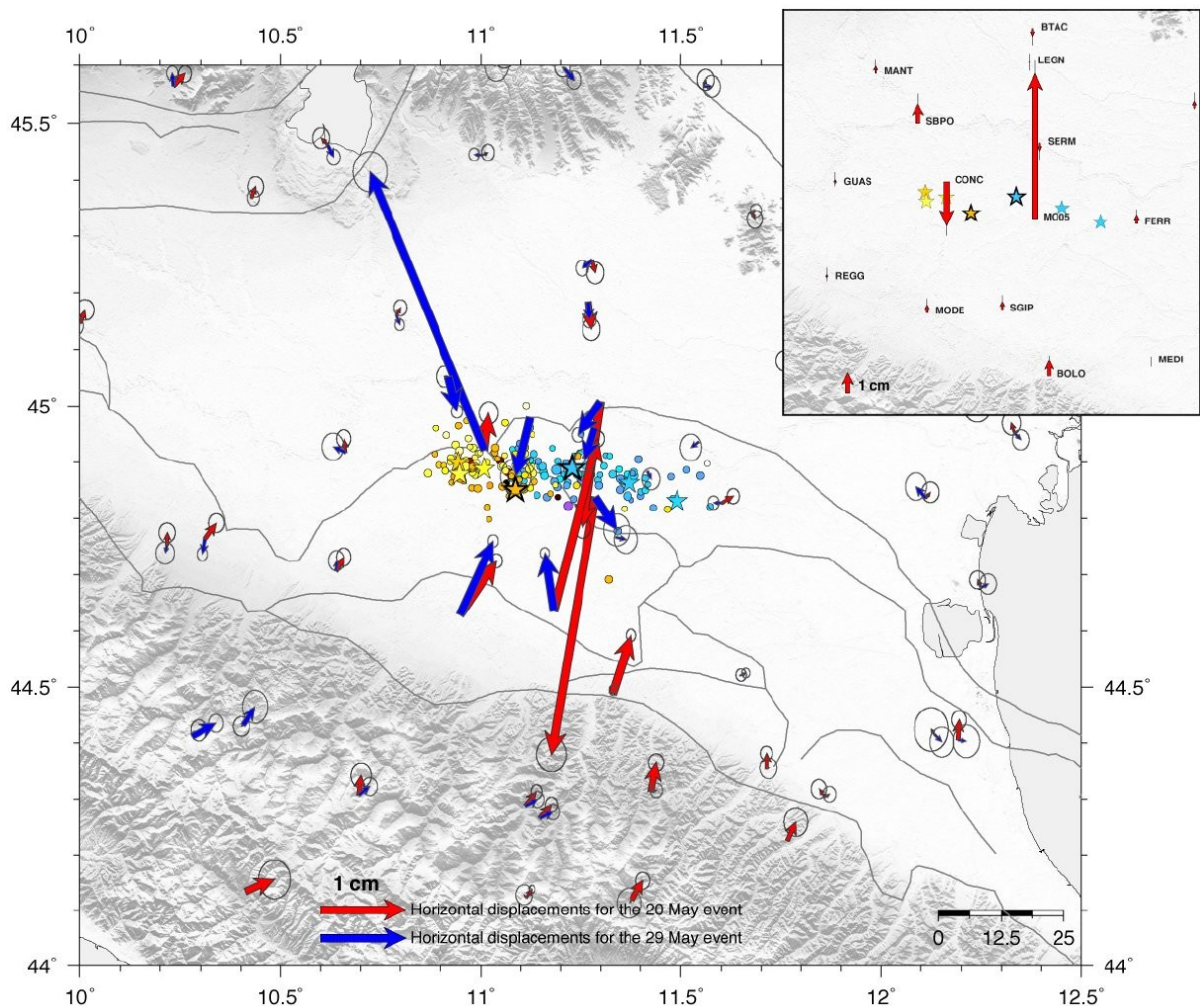


Figura 2.21 - Spostamento co-sismico orizzontale con ellisse di errore del 68%, ottenuta dalla combinazione di tre differenti soluzioni GPS per gli eventi del 20 (freccie rosse) e 29 maggio (freccie blu). In azzurro è rappresentata la sismicità legata al mainshock del 20 maggio, in giallo quella del 29. I cerchi rappresentano gli eventi con $3 \leq ML < 5$ e le stelle quelli con $ML > 5$. Gli epicentri del 20 e 29 maggio sono indicati dalle stelle coi bordi più spessi. In alto a destra nel riquadro è invece rappresentato lo spostamento verticale associato alla scossa del 20 maggio (Serpelloni et al., 2012).

I risultati degli studi basati sull'inversione dei dati SAR (Bignami et al., 2012; Pezzo et al., 2013; Govoni et al., 2014) e GPS (Serpelloni et al., 2012) hanno consentito quindi di ipotizzare modelli di faglia differenti per le scosse principali del 20 e 29 maggio, ma tutto sommato coerenti tra loro e consistenti nella sostanza con quanto noto da dati geologici e geomorfologici (Burrato et al., 2002; 2003; 2012).

Attraverso uno studio integrato dei profili sismici localizzati nell'area epicentrale, della distribuzione *aftershock* in profondità e dei cambiamenti di sforzo indotti dalle due scosse principali, è stato proposto un interessante modello sismotettonico in accordo coi dati disponibili per la sequenza dell'Emilia del 2012 (Bonini et al., 2014), che mostra la porzione sismogenica e quella asismica delle due strutture che si sono attivate (figura 2.22). In particolare, l'assenza di sismicità a bassa profondità associata ai modelli di faglia disponibili, suggerisce che non ci sia stato un movimento co-sismico lungo i segmenti secondari che attraversano i depositi quaternari e che lungo questi segmenti possa invece verificarsi uno *slip* asismico durante la fase post-sismica di breve e lungo termine (Bonini et al., 2014).

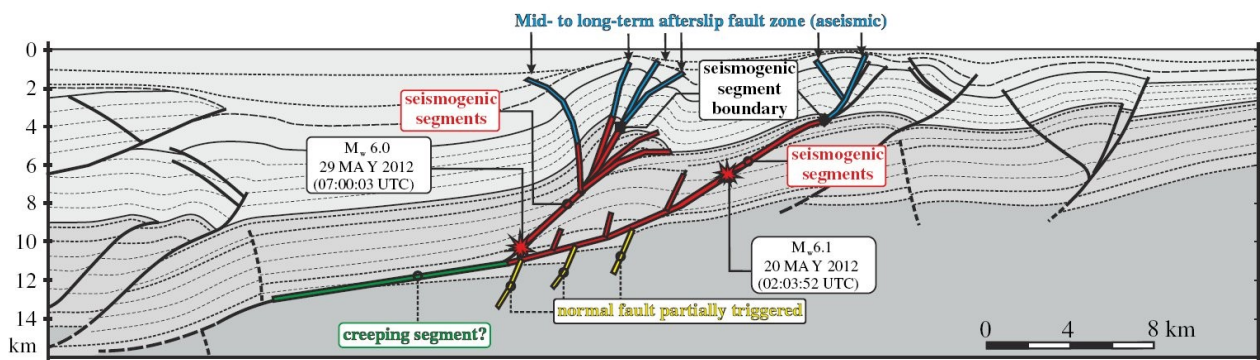


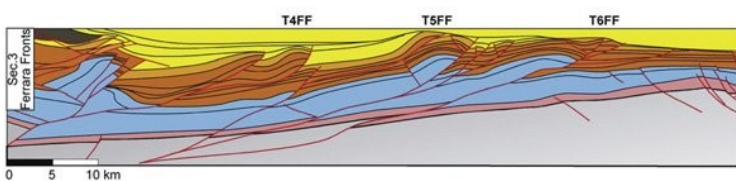
Figura 2.22 - Modello sismotettonico che evidenzia la zona di rottura sismogenica (in rosso), i segmenti di faglia in cui è previsto uno *slip* asismico (in blu) e le faglie estensionali che possono mostrare una parziale riattivazione durante la sequenza (in giallo) (Bonini et al., 2014).

Utilizzando i dati di sottosuolo per ottenere accurati modelli tridimensionali e tenendo conto dei modelli di faglia ottenuti come descritto in precedenza è inoltre possibile eseguire un calcolo dello *slip-rate* delle strutture compressive dell'area di studio attraverso metodologie che si basano essenzialmente sulla decompattazione delle unità sedimentarie più recenti (Carminati et al., 2010) e la retrodeformazione degli orizzonti stratigrafici principali attraverso l'utilizzo di specifici algoritmi di calcolo (Maesano et al., 2015). Tale metodologia, i cui principali passaggi sono illustrati in figura 2.23, ha permesso di attribuire alla struttura di Mirandola uno *slip rate* compreso tra 0.68 e 0.94 mm/a per gli ultimi 0.82 Ma e 0.94 +/- 0.60 mm/a negli ultimi 125.000 anni. Considerando un movimento cosismico medio lungo il piano di faglia compreso tra 30 e 50 cm (Bignami et al., 2012; Pezzo et al., 2013) e tenuto conto del fatto che parte della deformazione accumulata può essere rilasciata in maniera asismica, è possibile calcolare un periodo di ricarica della struttura compreso tra 200 e 1600 anni (Maesano et al., 2015). Tenendo conto della mancanza di un evento sismico associabile alla struttura di Mirandola nel catalogo storico (Rovida et al., 2011), si può ipotizzare un tempo di ritorno più vicino al valore superiore dell'intervallo ottenuto (Maesano et al., 2015).

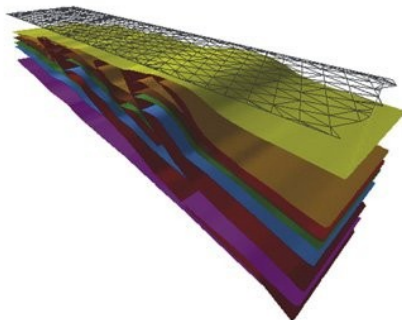
In tutti i casi, a partire dai modelli proposti si sono ottenuti tassi di scorrimento (*slip-rate*) inter-sismici, calcolati nell'area interessata dalla sequenza, con valori che arrivano come massimo a 1 mm/a. Si tratta di un valore medio che può essere ripartito su più strutture attive, sub-parallele, con *slip-rate* quindi inferiori. Inoltre, parte della deformazione accumulata può essere rilasciata in maniera asismica. Queste indicazioni, seppur ancora approssimative, sono coerenti con le informazioni geologiche fornite dal Database delle sorgenti sismogeniche (DISS) che indica per le due faglie interessate dalla sequenza valori di *slip-rate* variabili tra 0.1 mm/a e 0.5 mm/a per la sorgente del terremoto del 20 maggio e tra 0.5 mm/a e 1.04 mm/a per la sorgente del terremoto del 29 maggio (cfr tabella 3.1).

Methods for slip rates calculation

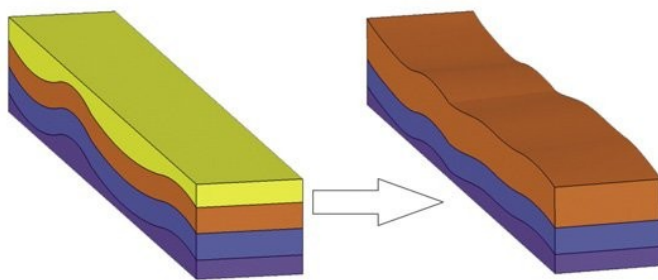
Regional cross sections



3D models

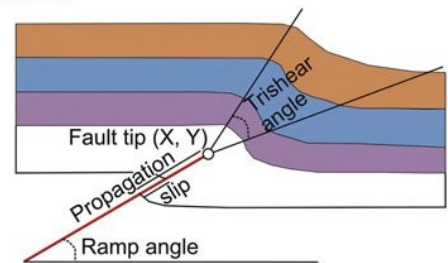


Decompaction

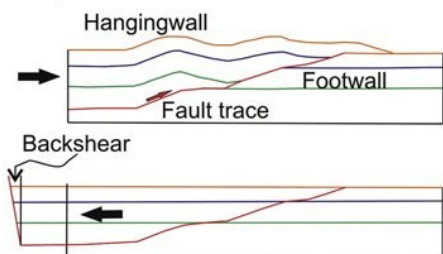


Algorithms

Fault-propagation folded horizons: Trishear



Dislocated horizons: Fault parallel flow



Shallow surfaces: Dislocation modeling

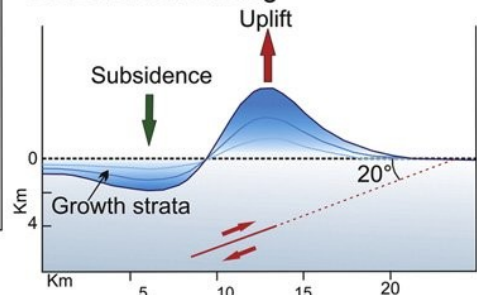


Figura 2.23 - Schematizzazione del metodo utilizzato per la retrodeformazione e il calcolo dello *slip-rate*. (Maesano et al., 2015).

Le registrazioni della Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) del Dipartimento della Protezione Civile hanno indicato per la stazione di Mirandola (MRN), la più vicina agli epicentri di entrambe le scosse principali, valori di accelerazione massima orizzontale (PGA) pari a 259 cm/s^2 per la scossa del 20 maggio e 290 cm/s^2 per quella del 29. I valori di accelerazione registrati sulla componente verticale sono stati invece di

303 cm/s² per la scossa del 20 maggio e 900 cm/s² per quella del 29 (ITACA Working Group, 2014). I maggiori valori registrati in occasione della seconda scossa, di magnitudo comunque inferiore, sono dovuti alla maggiore vicinanza della stazione all'epicentro. Alla ridotta distanza della stazione rispetto all'epicentro del 29 maggio si deve anche il valore di quasi 1 g registrato sulla componente verticale, che rappresenta in ogni caso il più elevato valore di PGA mai registrato in Italia (de Nardis et al., 2014).

Dei due maggiori eventi della sequenza sono inoltre state prodotte e pubblicate da INGV le mappe di scuotimento (*shakemaps*) (Michelini et al., 2008; Lauciani et al., 2012) per differenti parametri di misura (PGA, PGV e PSA a 0.3, 1 e 3 secondi). Grazie all'installazione di una rete di stazioni temporanee dopo la scossa del 20 quelle prodotte per la scossa del 29 risultano più affidabili e precise (figura 2.24). Quelle della scossa del 20 risentono invece della vicinanza di un'unica stazione (MRN) rispetto alle altre, molto più distanti, della rete (Cultrera et al., 2014). In tutti i casi lo scuotimento tra una stazione e l'altra viene stimato tramite delle relazioni empiriche che lo mettono in relazione con la magnitudo e la distanza epicentrale o dalla faglia. Pur tenendo conto di una correzione dovuta al tipo di sito, basata sul valore della velocità delle onde di taglio nei primi 30 metri (V_{s30}) dedotto dalla carta geologica italiana al 1:100.000), a causa di condizioni geologiche locali possono comunque esserci variazioni consistenti nello scuotimento anche a brevi distanze che non possono essere rappresentate da tali mappe di scuotimento che devono comunque essere considerate una approssimazione (Michelini et al., 2008).

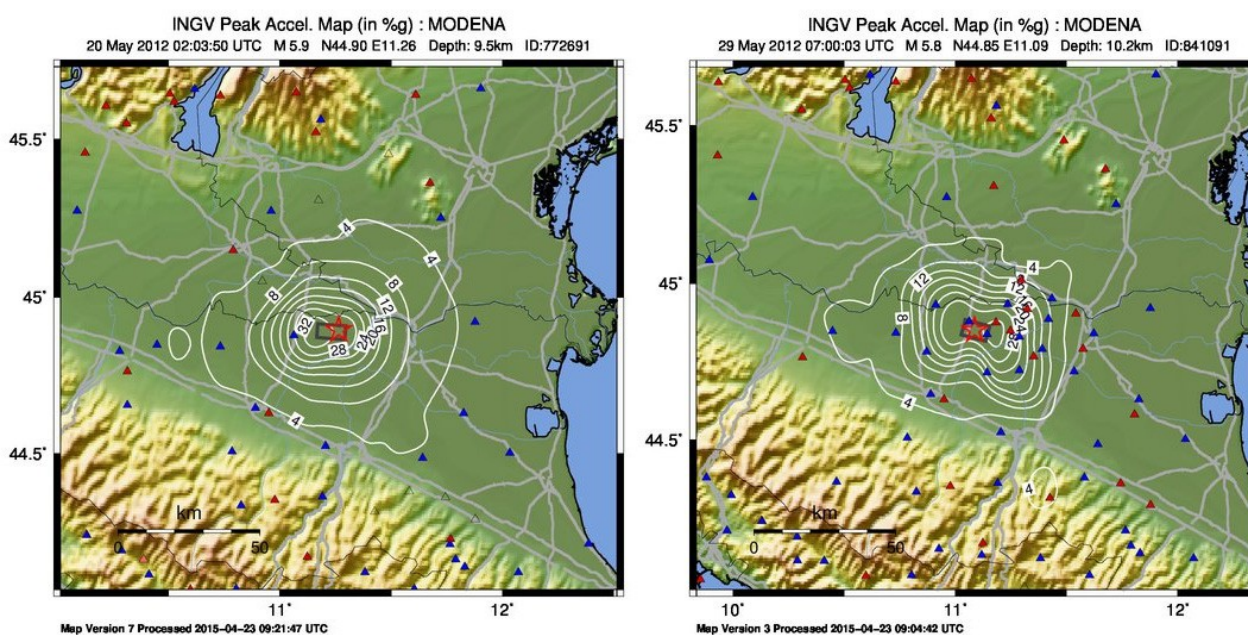


Figura 2.24 - Mappe di scuotimento per le scosse del 20 (a sinistra) e 29 (a destra) maggio 2012 (da <http://shakemap.rm.ingv.it/>).

Il rilievo macrosismico eseguito dal Dipartimento di Protezione Civile a partire dai primissimi giorni dopo l'inizio della sequenza sismica del 2012 (Galli et al., 2012a) ha permesso l'elaborazione di due distinte mappe di danneggiamento espresse secondo la scala MCS (Sieberg, 1932), una che considera gli effetti della sola scossa del 20 (figura 2.25) e una cumulativa degli effetti dell'intera sequenza (figura 2.26). Va sottolineato come la metodologia adottata nel rilievo, con l'attribuzione speditiva dei gradi della scala MCS basata essenzialmente su cinque livelli di danneggiamento distinti come percentuale sull'edificato (Galli et al., 2012b), sia attuale che storico, porta in genere ad una difficile confrontabilità dei risultati dei rilievi attuali con i gradi di intensità attribuiti per i terremoti storici sulla base delle fonti (Graziani et al., 2015).

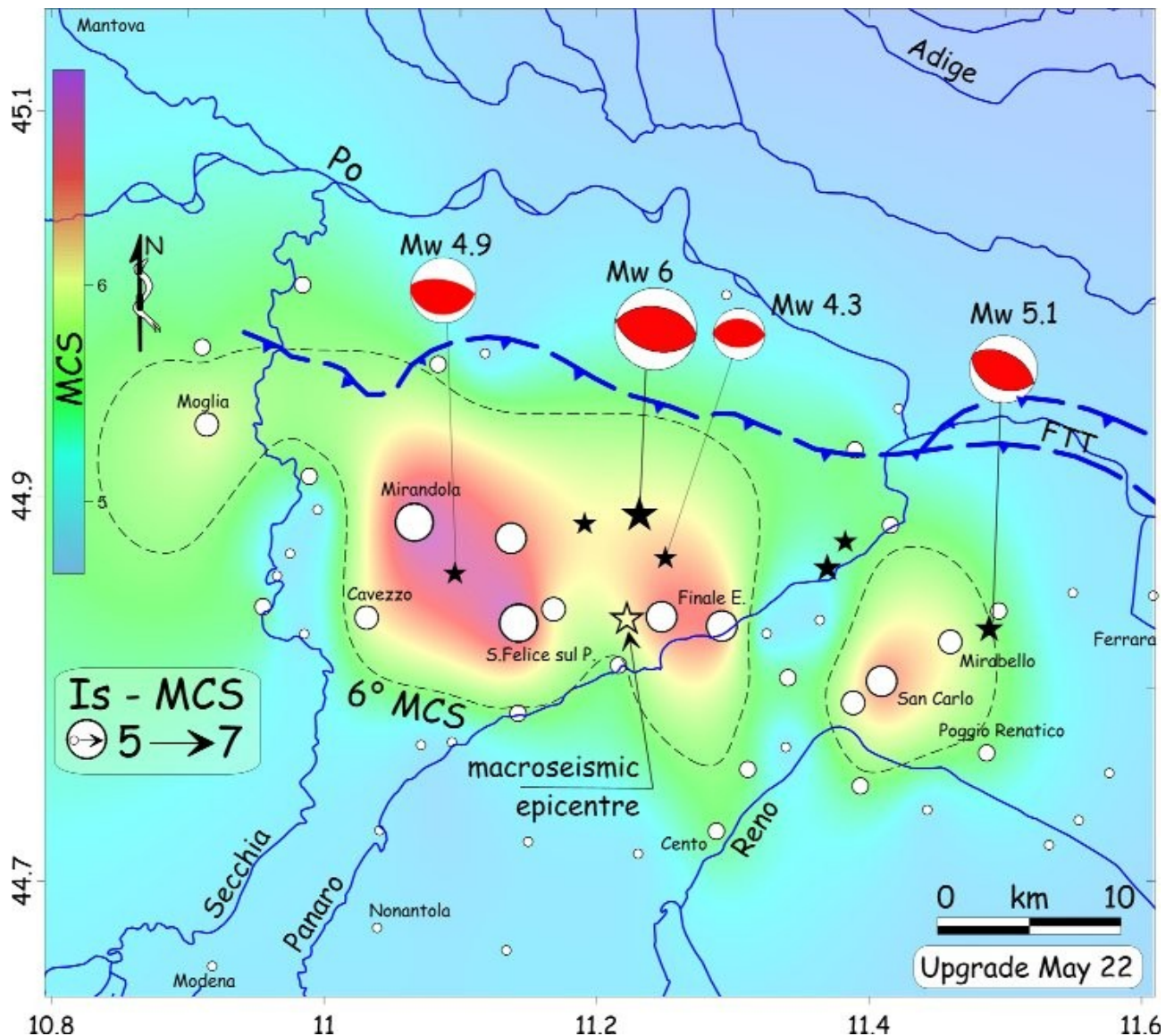


Figura 2.25 - Mappa da Galli et al. 2012b, delle intensità MCS attribuite alle singole località (punti bianchi) e di scuotimento areale in termini di MCS (sfondo colorato) per la scossa del 20 maggio 2012. L'isosisma del grado VI MCS è rappresentata col tratteggio nero. Sono inoltre riportati l'arco di Ferrara (in blu) e i meccanismi focali (da Pondrelli et al. 2012 e Scognamiglio 2012).

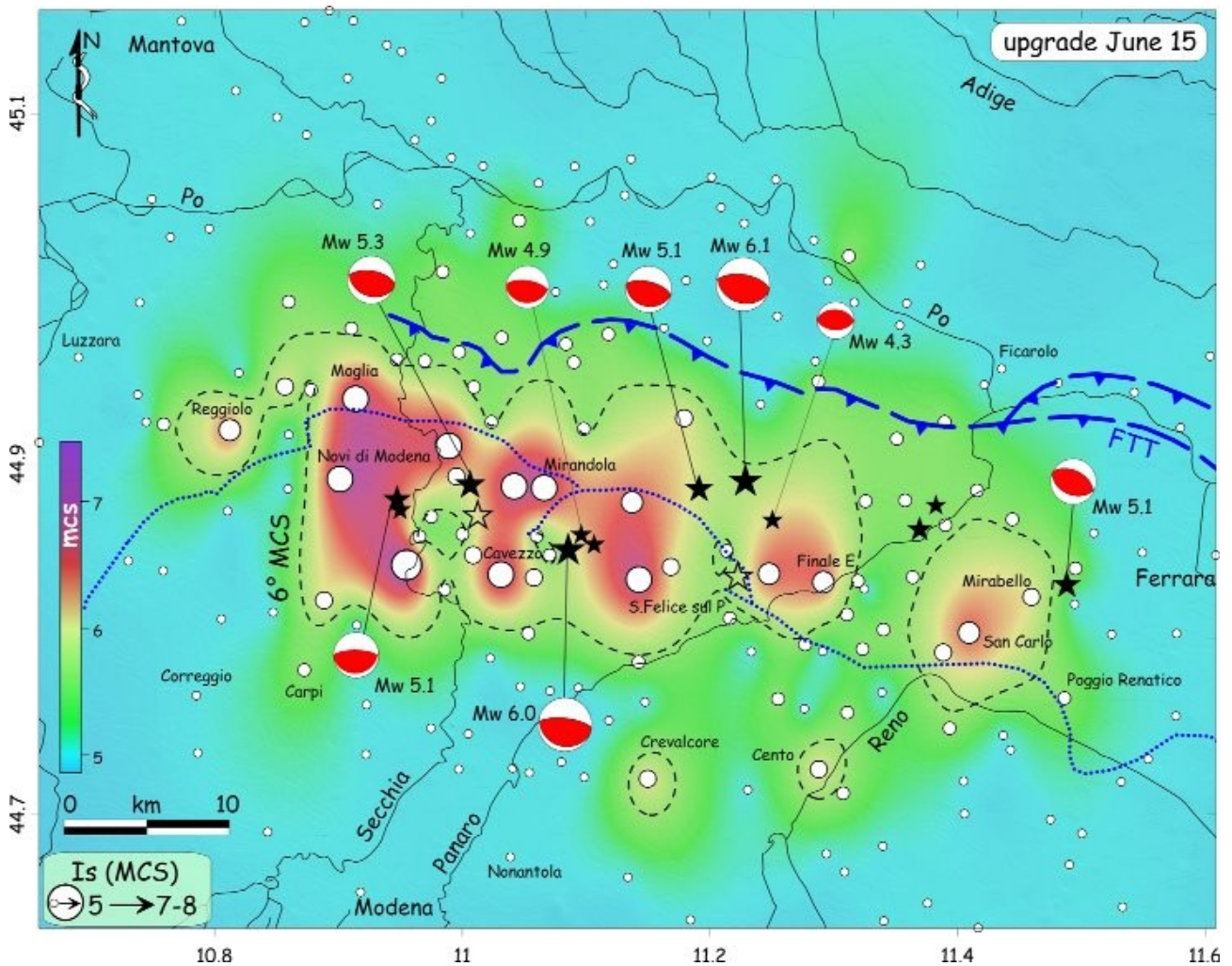


Figura 2.26 - Mappa da Galli et al. 2012b, delle intensità MCS cumulative attribuite alle singole località (punti bianchi) e di scuotimento areale in termini di MCS (sfondo colorato) per l'intera sequenza emiliana del 2012. L'isosisma del grado VI MCS è rappresentata col tratteggio nero. Sono inoltre riportati l'arco di Ferrara (in blu) e i meccanismi focali (Pondrelli et al., 2012; Scognamiglio et al., 2012).

Un altro rilievo macrosismico è stato eseguito parallelamente dal gruppo QUEST di INGV, che ha però attribuito i gradi di intensità utilizzando la scala EMS98 (Grünthal, 1998). Anche per tale rilievo sono state pubblicate le mappe delle intensità macrosismiche (Tertulliani et al., 2012) una che considera gli effetti della sola scossa del 20 (figura 2.27) e una cumulativa degli effetti dell'intera sequenza (figura 2.28).

I danni più rilevanti si sono concentrati nei centri storici e sugli edifici monumentali. La maggior parte dei crolli totali o quasi totali hanno interessato fabbricati produttivi (capannoni industriali e artigianali), edifici monumentali e case coloniche, specie se in cattivo stato di manutenzione. L'edilizia residenziale, in particolare quella relativamente recente, ha invece avuto un danneggiamento in genere valutato da leggero a moderato. Come conseguenza in molti siti gli edifici distrutti si inseriscono in uno scenario di leggero danneggiamento. Per tale ragioni le stime finali portano a valori di intensità moderati con intensità massima pari al grado VII-VIII sia con la scala MCS (Galli et al., 2012a) che con la EMS98 (Tertulliani et al., 2012).

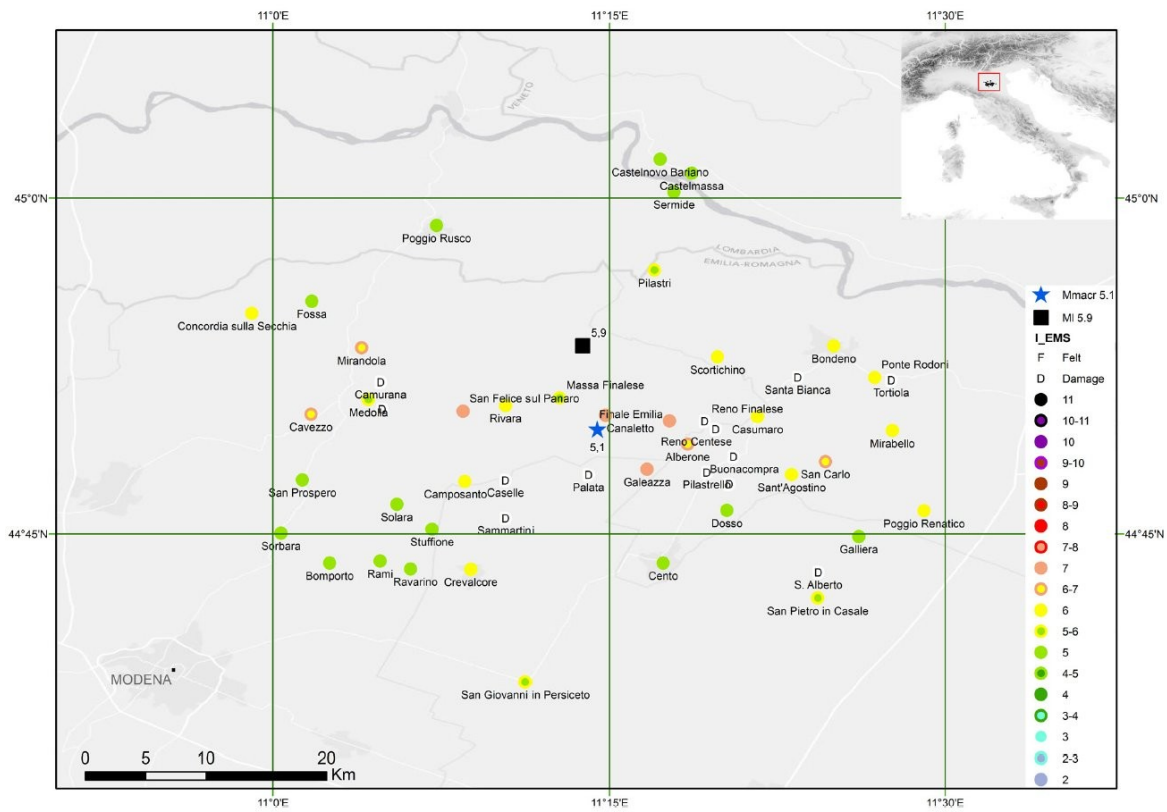


Figura 2.27 - Mappa da Tertulliani et al. (2012), delle intensità EMS98 attribuite alle singole località per la sola scossa del 20 maggio. La stella blu rappresenta l'epicentro macrosismico calcolato con il codice Boxer (Gasperini et al., 2010).

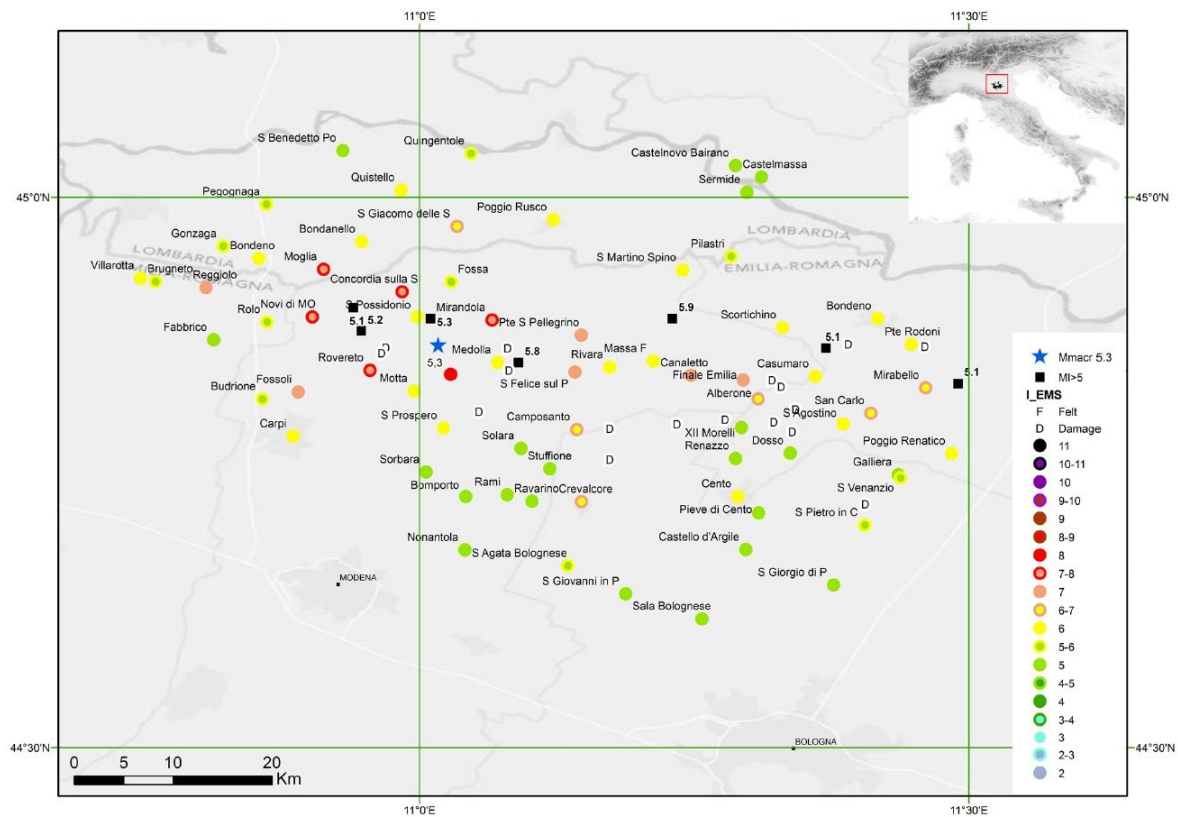


Figura 2.28 - Mappa da Tertulliani et al. (2012), delle intensità EMS98 cumulative attribuite alle singole località per l'intera sequenza emiliana del 2012. La stella blu rappresenta l'epicentro macrosismico calcolato con il codice Boxer (Gasperini et al., 2010). I quadrati neri gli epicentri dei terremoti con $M > 5.0$.

Tenendo presenti queste criticità, è stato realizzato uno studio specifico che ha portato ad una analisi macrosismica degli effetti della sequenza sismica limitata ai centri storici e quindi solo agli edifici monumentali (di cui in genere le fonti storiche trattano più diffusamente) (Graziani et al., 2015). Tale studio, di fatto una lettura storica del terremoto del 2012, come se fosse accaduto nel passato, ha evidenziato come l'interpretazione delle fonti possa condizionare la valutazione di un terremoto storico e ha permesso un confronto con quanto noto per il terremoto di Ferrara del 1570 (cfr paragrafo 2.4). Per tale evento, a parte la città di Ferrara che risulta ben documentata, a 32 località su 35 è attribuita una intensità superiore al grado VI MCS solo sulla base di una singola fonte molto spesso riferita solo ad un singolo edificio, in genere il più importante (Guidoboni et al., 2007). Restringendo il campo delle osservazioni macrosismiche del 2012 ai soli edifici monumentali, utilizzando i criteri seguiti per l'attribuzione delle intensità per il terremoto del 1570, si ottiene una mappa degli effetti della sequenza (figura 2.29) con intensità massima pari al grado IX, molto differente da quella di figura 2.28. Questo ci dice che rispetto alle stime fatte per i terremoti recenti, per i terremoti storici sono sempre possibili delle sopravvalutazioni degli effetti (Graziani et al., 2015). Per garantire la confrontabilità dei rilievi dei terremoti recenti coi dati storici si potrebbe anche valutare l'opportunità di applicare per tutti gli eventi la scala MCS limitatamente all'edificato per cui è stata costruita.

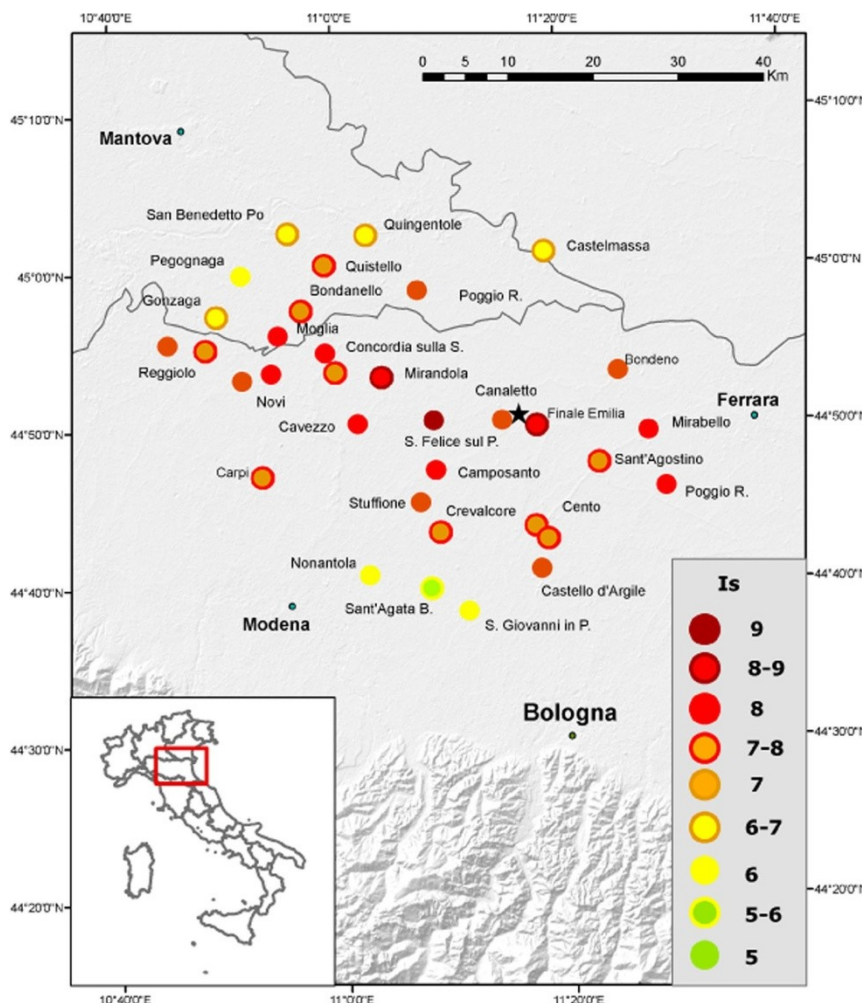


Figura 2.29 - Mappa da Graziani et al. (2015), della distribuzione delle intensità cumulative attribuite alle singole località tenendo conto solamente degli edifici monumentali. La stella blu rappresenta l'epicentro macrosismico calcolato con il codice Boxer (Gasparini et al., 2010).

2.5.1 Effetti sull'ambiente nella sequenza sismica del 2012

La sequenza sismica del maggio 2012 ha 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. 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 per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012, 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 (Bertolini e Fioroni, 2012) 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 per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012, 2012); il Dipartimento Difesa del Suolo del Servizio Geologico d'Italia che ha supportato le attività del Dipartimento della Protezione Civile nel rilievo degli effetti cosismici (ISPRA, 2012); l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, che ha attivato il gruppo di lavoro EMERGEIO (Emergeo Working Group, 2012; Alessio et al., 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 (Berlusconi et al., 2012; Di Manna et al., 2012). 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 EMERGEIO di INGV (Emergeo Working Group, 2013) di cui in figura 2.30 è riportata la localizzazione degli effetti distinti per tipologia, in rapporto ai confini dei comuni entro cui ricade l'area di studio.

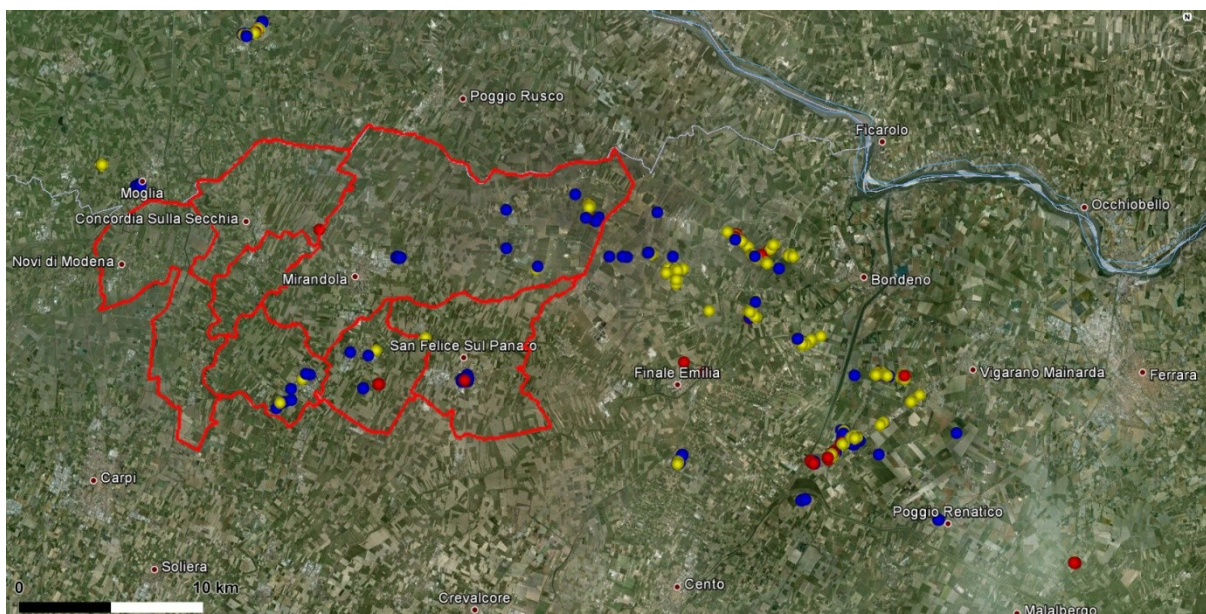


Figura 2.30 – Localizzazione degli effetti rilevati dal gruppo di lavoro EMERGEEO di INGV (Emergeo Working Group, 2013) in rapporto ai confini dei comuni entro cui ricade l'area di studio. Dei quasi 650 punti rilevati, sono indicati in rosso quelli associati a “fratture”, in blu quelli associati a “liquefazioni” e in giallo quelli in cui sono stati rilevati entrambi i fenomeni.

Il fenomeno della liquefazione, illustrato schematicamente in figura 2.31, interessa quei depositi sabbiosi e/o sabbioso-limosi (depositi granulari non coesivi) saturi che, nel corso di un terremoto, per effetto dei carichi ciclici dinamici indotti, subiscono un aumento della pressione di poro con una conseguente drastica riduzione della resistenza al taglio e quindi una perdita di capacità portante del terreno. In queste condizioni la stabilità generale non è più garantita e il volume di terreno interessato comincia ad assestarsi, con immediata manifestazione di deformazioni significative, fino a che la nuova configurazione non risulti compatibile con la nuova diminuita resistenza al taglio.

Gli effetti della liquefazione immediatamente osservabili sono: cedimenti uniformi e/o differenziali e basculamenti delle strutture, fuoriuscite di acqua e terreno nella tipica forma di vulcanelli (sand boils), dislocazioni laterali del terreno (*lateral spreading*), questi ultimi in terreni stratificati o in caso di gradienti topografici (Gruppo di lavoro per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012, 2012).

L'esperienza ha dimostrato che la liquefazione avviene quando sono verificate simultaneamente alcune condizioni che riguardano sia la “predisposizione” del terreno al verificarsi del fenomeno (“fattori predisponenti”), sia le caratteristiche dell'azione sismica (“fattori scatenanti”).

Le condizioni predisponenti del terreno sono:

- profondità dello strato potenzialmente liquefacibile < 15-20 m dal piano campagna
- profondità della falda < 5 m
- densità relativa $D_r < 60\%$
- diametro medio dei granuli $0.02 \text{ mm} < D_{50} < 2 \text{ mm}$
- frazione di fini (diametro < 0.005 mm) < 15%

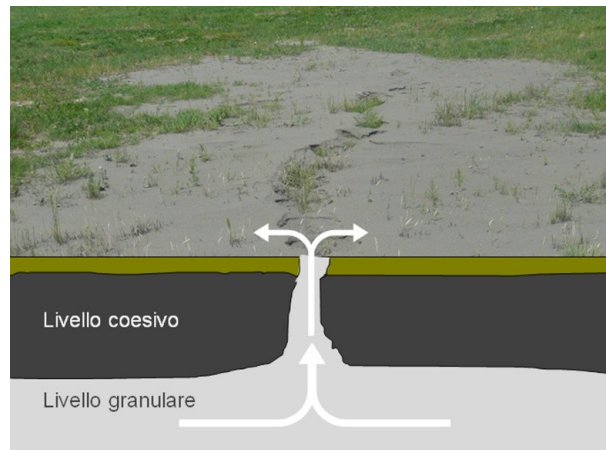


Figura 2.31 – Illustrazione schematica del fenomeno della liquefazione con fuoriuscita di sabbia dal terreno.

Tra i fattori geologici risultano fondamentali inoltre: la presenza e lo spessore degli strati non liquefacibili superficiali, l'assenza di cementazione fra i grani, l'origine e l'età del deposito, la presenza di strati drenanti grossolani intercalati alla sabbia fine liquefacibile e la morfologia dell'area.

Le condizioni scatenanti che riguardano le caratteristiche dell'azione sismica sono:

- magnitudo > 5.5
- PGA > 0.15 g
- durata > 15-20 sec

Per quanto riguarda la natura geologica dei siti, le zone a più alto rischio sono: letti di fiume antichi e recenti, paludi, terreni di bonifica, argini, pianure di esondazione, spiagge, zone dunari e interdunari, ecc. Infine è da sottolineare che in uno stesso sito durante lo stesso terremoto gli effetti della liquefazione possono essere di diversa gravità in campo libero e in presenza di costruzioni. La severità del danno alle costruzioni dipende infatti non solo dalla natura del terreno ma anche dalle caratteristiche geometriche e strutturali degli edifici e del loro sistema di fondazioni (Crespellani et al., 2012).

In sintesi, i principali effetti osservati sul terreno in conseguenza dei fenomeni di liquefazione sono stati la formazione di vulcanelli, crateri, venute di acqua e sabbia, fuoriuscita da pozzi, rigonfiamenti e rotture del terreno, cedimenti, sollevamenti di marciapiedi, deformazioni orizzontali. Tali effetti vengono di seguito illustrati attraverso alcune fotografie scattate tra il 21 e il 30 maggio 2012 (figure 2.32 - 2.36).



Figura 2.32 - Vulcanelli e fratture con fuoriuscita di sabbia a San Carlo



Figura 2.33 - Particolare di frattura con fuoriuscita di sabbia osservata in Comune di San Possidonio



Figura 2.34 - Diffusi effetti di liquefazione nel Cimitero di Sant'Agostino.



Figura 2.35 - Fratture del terreno verificatisi a sud di San Carlo (foto di Riccardo Caputo, Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra - Università di Ferrara).



Figura 2.36 - Sollevamento del solaio a terra e della pavimentazione dell'oratorio della chiesa a San Carlo.

È da notare come tutti i casi di liquefazione osservati sembrano rientrare in zone interessate dalla colmata di vecchi alvei ed argini (prevalentemente dei Fiumi Reno e Panaro) (Ninfo et al., 2012; Papathanassiou et al., 2012; Galli et al., 2012a). La disposizione lungo direttrici lineari principalmente NE-SW dei più evidenti fenomeni di liquefazione rilevati nei due centri abitati di San Carlo e Mirabello corrisponde infatti esattamente ad uno sviluppo lineare di corpi sabbiosi, derivati dalla presenza del paleoalveo del Fiume Reno e da tutte le opere di bonifica e regolazioni idrauliche che si sono succedute nei secoli (riempimenti, argini, ecc.) (Ninfo et al., 2012; Crespellani et al., 2012).

In corrispondenza degli antichi argini fluviali, morfologicamente più elevati rispetto alla quota media del piano campagna, le fuoriuscite di sabbia, sia esterne che interne agli edifici, sono state accompagnate da diffusi fenomeni di instabilità locali e globali, con conseguenze talora gravi sulla stabilità degli edifici presenti (Galli et al., 2012b; Tertulliani et al., 2012). In ogni caso, l'osservazione delle caratteristiche strutturali di alcuni edifici crollati, ha evidenziato che i crolli possono essere attribuiti alla vulnerabilità dei singoli manufatti in rapporto allo scuotimento verificatosi (Dolce e Di Bucci, 2015), anche in termini di contenuto in frequenza, piuttosto che all'occorrenza di fenomeni di liquefazione, anche se in alcuni casi questi ultimi possono aver fornito un certo contributo (Vannucchi et al., 2012). Nelle aree morfologicamente più piane si sono formate fratture profonde, talora caratterizzate da dislocazioni solo orizzontali anche decimetriche, talora anche da dislocazioni verticali da centimetriche a decimetriche. Gli edifici circostanti hanno subito conseguenti rotazioni e cedimenti (Gruppo di lavoro per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012, 2012).

Per quanto riguarda i livelli di falda, dagli studi condotti dalla Regione Emilia-Romagna risulta che in tali zone i livelli sono molto superficiali e addirittura la distanza dalla superficie è mediamente compresa tra soli 80 e 130 cm (Caputo et al., 2012; Crespellani et al., 2012).

Se è vero che l'evidenza sperimentale ci dice che la liquefazione tende a ripetersi negli stessi siti dove si è storicamente manifestata (Crespellani et al., 2012), sulla base dei dati storici, la zona in cui sono stati rilevati i fenomeni di liquefazione rientra tra le aree di pianura alluvionale all'interno delle quali, durante terremoti di intensità comparabile a quella dell'evento principale del 20/05/2012, le cronache riportano casi analoghi di liquefazione.

In Italia fenomeni di liquefazione erano già stati descritti in occasione di vari terremoti (Galli e Meloni, 1993). In Emilia-Romagna in particolare, se per i terremoti costieri di Cesenatico del 1875 e Rimini 1916 si riportano notizie di spaccature nel suolo e risalite d'acqua, in occasione del terremoto di Ferrara del 1570, come descritto nel paragrafo 2.4, e di quello di Argenta del 19 marzo 1624 (di intensità epicentrale di grado VII-VIII MCS), le fonti storiche riportano descrizioni di effetti del tutto analoghi a quelli osservati nel 2012. Per quest'ultimo evento, il CFTI4Med (Guidoboni et al., 2007), riporta la seguente sintesi descrittiva degli effetti sull'ambiente:

Gli effetti prevalenti sono localizzati ad Argenta dove si aprirono spaccature nel terreno da cui fuoriuscirono acqua bollente e sabbia nera e grigia maleodorante; le acque dei pozzi subirono violente variazioni e furono gettate fuori miste a sabbia.

A seguito della sequenza sismica del 2012, attraverso l'esecuzione di una trincea in località San Carlo, realizzata da un gruppo di ricerca del Dipartimento di Fisica e Scienze della terra dell'Università di Ferrara, si sono potute fare interessanti osservazioni stratigrafiche e considerazioni paleosismologiche. In particolare, come illustrato nella figura 2.37, si è potuta riscontrare l'occorrenza di fenomeni di liquefazione con risalita di sabbie lungo fratture a seguito di eventi sismici verificatisi in tempi storici (Caputo et al., 2012). Lo studio conferma la persistenza negli stessi luoghi del fenomeno della liquefazione dei terreni in coincidenza di un terremoto e attraverso considerazioni stratigrafiche ipotizza che l'evento che ha originato la risalita di sabbie osservata possa essere quello di Ferrara del 1570, o in alternativa, anche se più distante e quindi forse meno probabile, quello di Argenta del 1624.

Altri studi sono stati realizzati per spiegare la diffusa occorrenza di tali fenomeni in particolare nell'area di Sant'Agostino e Mirabello il 20 maggio (Gruppo di lavoro per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012, 2012), relativamente distanti dall'area epicentrale della scossa principale del 20 maggio e per cui si potrebbe supporre si sia verificato uno scuotimento non troppo elevato (Cultrera et al., 2014; Santucci de Magistris et al., 2014). Oltre alla già menzionata presenza di corpi sabbiosi recenti in relazione col paleoalveo del fiume Reno, è stato da alcuni ipotizzato (Papathanassiou et al., 2015) che abbia giocato un ruolo importante l'orientazione della sorgente e quindi la direzione di propagazione della rottura del terremoto del 20 maggio (Convertito et al., 2013), che può avere prodotto una distribuzione delle accelerazioni caratterizzata da una marcata direttività (Iervolino et al., 2012). Infine, un ruolo determinante potrebbero averlo giocato le due repliche ravvicinate ($M_L=4.8$ e $M_L=5.1$ nei 3 minuti successivi alla scossa principale), la seconda delle quali localizzata a soli 2 km da Mirabello, che possono aver prolungato ed ulteriormente incrementato l'aumento di pressione di poro dovuto alla scossa principale (Sinatra e Foti, 2015; Vannucchi et al., 2012).



Figura 2.37 - Esempio di risalita di sabbia entro una frattura osservata con la trincea paleosismologica di San Carlo che testimonia l'occorrenza di un effetto di liquefazione anteriore a quelli del maggio 2012 (Caputo et al., 2012).

2.5.2 Estrazione di idrocarburi e sismicità

Il sottosuolo dell'area epicentrale della sequenza sismica emiliana del 2012 è stata oggetto di estrazione di idrocarburi sin dal 1980, anno di inizio di produzione del campo denominato "Cavone", localizzato tra i comuni di Mirandola e San Possidonio, la cui attività era in corso anche nel maggio 2012. In tempi più recenti erano stati realizzati studi di fattibilità per la realizzazione di un sito di stoccaggio di gas naturale in acquifero in località Rivara, in comune di San Felice sul Panaro. Al fine di chiarire se azioni antropiche legate alle attività sopra descritte, o ad altre analoghe realizzate in zone limitrofe, potessero aver indotto o innescato la sequenza sismica o anche solo alcune scosse della stessa, nel dicembre 2012 il Capo del Dipartimento della Protezione Civile, su richiesta del Presidente della Regione Emilia-Romagna, ha istituito una Commissione Internazionale denominata "ICHESE" (International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia Region) incaricata di produrre un rapporto, sulla base delle conoscenze tecnico-scientifiche disponibili, che rispondesse a due quesiti:

1. *È possibile che la crisi emiliana sia stata innescata dalle ricerche nel sito di Rivara, effettuate in tempi recenti, in particolare nel caso siano state effettuate delle indagini conoscitive invasive, quali perforazioni profonde, immissioni di fluidi, ecc.?*
2. *È possibile che la crisi emiliana sia stata innescata da attività di sfruttamento o di utilizzo di reservoir, in tempi recenti e nelle immediate vicinanze della sequenza sismica del 2012?*

Nel febbraio del 2014 la Commissione ICHESE consegna il proprio rapporto (ICHESE, 2014), che però non fornisce una risposta esaustiva al secondo quesito. In estrema sintesi, nelle conclusioni, la commissione afferma infatti che:

- Poiché nel sito di Rivara non sono state realizzate attività di esplorazione mineraria negli ultimi 30 anni, la risposta al primo quesito è no.
- Per la risposta al secondo quesito sono state analizzate le attività estrattive relative al giacimento "Cavone" e quelle del campo geotermico di Casaglia (FE). Per il primo caso in particolare è stata analizzata l'attività di estrazione di idrocarburi e quella, iniziata nel 1993, di re-iniezione di acqua nel giacimento. La commissione conclude che: "I valori bassi e negativi della variazione di sforzo generato dal graduale svuotamento del giacimento di Cavone porterebbero argomenti a favore di una origine tettonica dell'intera sequenza sismica. Il piccolo, ma positivo, valore dello sforzo co-sismico trasferito dal terremoto del 20 maggio sulla faglia che ha generato gli eventi del 29 maggio può spiegare la seconda fase di sismicità. Comunque, esiste una correlazione statistica tra l'aumento della sismicità prima del 20 maggio 2012 e l'aumento dei parametri di produzione da aprile/maggio 2011. Quindi non può essere escluso che le azioni combinate di estrazione ed iniezione di fluidi in una regione tettonicamente attiva possano aver contribuito, aggiungendo un piccolissimo carico, alla attivazione di un sistema di faglie che aveva già accumulato un sensibile carico tettonico e che stava per raggiungere le condizioni necessarie a produrre un terremoto. La Commissione ritiene altamente improbabile che le attività di sfruttamento di idrocarburi a Mirandola e di fluidi geotermici a Casaglia possano aver prodotto una variazione di sforzo sufficiente a generare un evento sismico "indotto". L'attuale stato delle conoscenze e l'interpretazione di tutte le informazioni raccolte ed elaborate non permettono di escludere, ma neanche di provare, la possibilità che le azioni inerenti lo sfruttamento di idrocarburi nella concessione di Mirandola possano aver contribuito a "innescare" l'attività sismica del 2012 in Emilia."

La Commissione ICHESE termina il proprio rapporto (ICHESE, 2014) con alcune raccomandazioni relative alle attività di monitoraggio che è opportuno che vengano svolte in futuri casi di estrazione di idrocarburi in Pianura Padana.

Sulla base di queste indicazioni e allo scopo di fornire risposte più chiare alla seconda domanda che era stata posta alla Commissione ICHESE, nell'aprile 2014 viene sottoscritto, tra il Ministero dello Sviluppo Economico, la Regione Emilia-Romagna e la Società Padana Energia S.p.A., concessionaria del campo "Cavone", un "Accordo di Collaborazione" con relativo "Protocollo Operativo" riguardo all'attività di

monitoraggio e studio da eseguirsi nella Concessione di coltivazione di idrocarburi "Mirandola". Tale attività, oggetto di frequenti aggiornamenti pubblici tramite un sito web dedicato, viene denominata "Laboratorio di monitoraggio Cavone". I rapporti sulle attività e i risultati degli approfondimenti sono pubblicati nel sito web <http://www.labcavone.it>. L'aggiornamento dello studio di giacimento è stato svolto da sei docenti accademici statunitensi, ciascuno dei quali con competenze specifiche (Astiz et al., 2014). Tale studio è stato sottoposto dal Ministero dello Sviluppo Economico e dalla Regione Emilia-Romagna alla validazione di un ente terzo di comprovata esperienza, individuato nell'INGV.

Lo studio, che è stato validato dall'INGV il 18/7/2014 (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2014), ha prodotto un modello 3D geomeccanico-fluidodinamico integrato che simula l'intera vita del campo "Cavone", con dati reali di produzione e iniezione, utilizzati per calcolare le variazioni di pressione e sforzo geomeccanico, verificando se questi possano aver raggiunto le strutture sismogeniche ed aver eventualmente influenzato la sismicità del maggio 2012. Attraverso tale modello si è potuto verificare, tra le altre cose, che l'influenza delle estrazioni e re-iniezioni è comunque sempre stata confinata entro un raggio limitato a poche centinaia di metri dal pozzo e pertanto rimane assai distante dagli ipocentri dei terremoti registrati nel maggio 2012. Si conclude quindi che "... non vi è alcuna ragione fisica per sospettare che le variazioni di pressione agli ipocentri derivanti dalle attività di produzione o iniezione del campo di Cavone abbiano innescato la sequenza del Maggio 2012" (Astiz et al., 2014).

Nel novembre 2014, anche sulla base dell'esperienza del "Laboratorio di monitoraggio Cavone", sono state pubblicate le linee guida sui monitoraggi delle attività antropiche relative agli sfruttamenti del sottosuolo, elaborate da un gruppo di lavoro composto da tecnici del Ministero dello Sviluppo Economico, del DPC ed altri esperti (INGV, OGS, CNR e Università) (Gruppo di lavoro CIRM, 2014).

2.6 Pericolosità sismica di riferimento dell'area

La mappa di pericolosità sismica nazionale, MPS04 (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2004) di cui all'Ordinanza PCM 3519/2006, pubblicata nella G.U. n.108 dell'11/05/2006 (figura 2.38), prevede per l'area di studio valori di accelerazione orizzontale di picco attesi su suolo rigido (PGA), con una probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, compresi fra 0.125 e 0.150 g (figura 2.39).

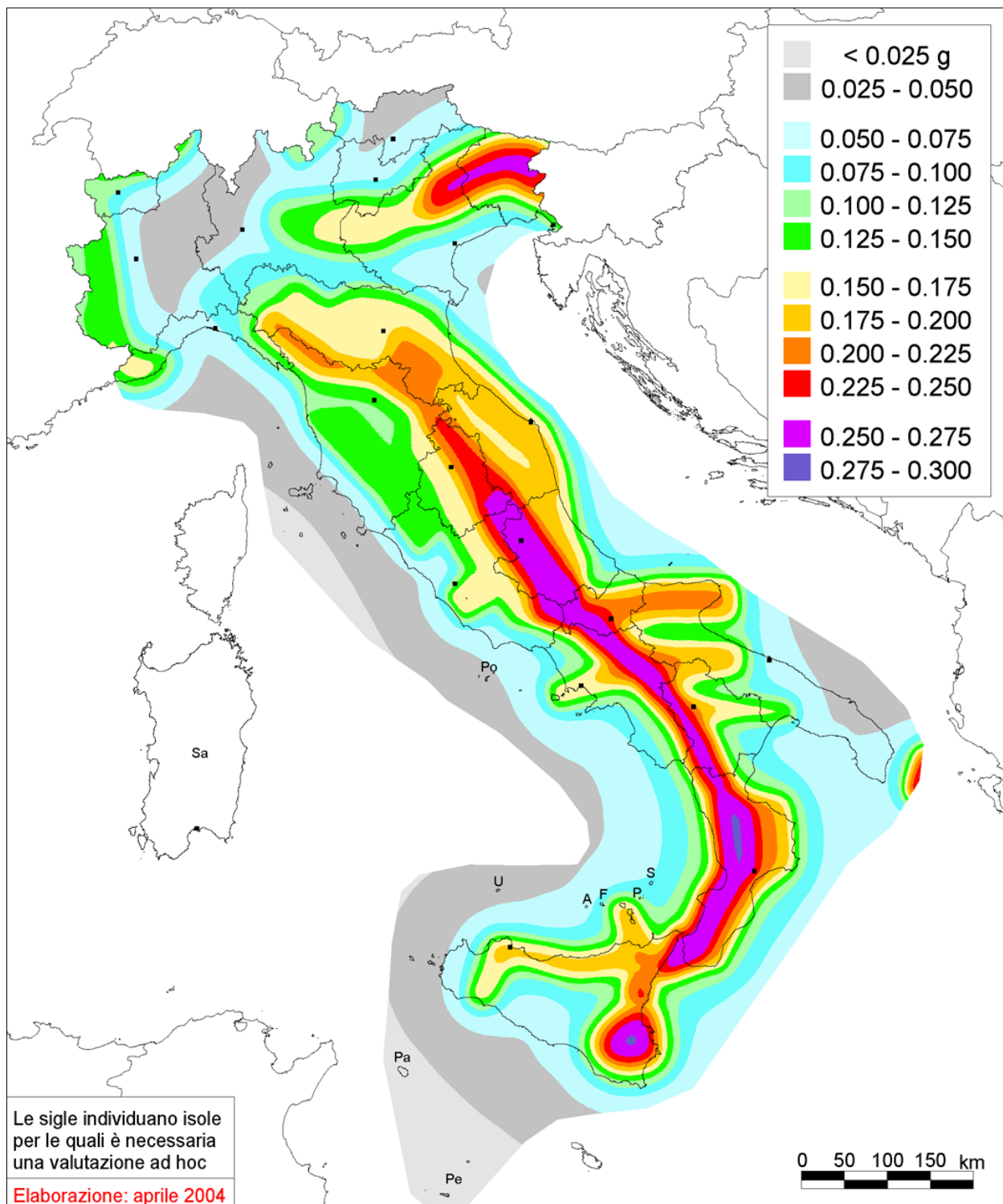


Figura 2.38 - Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale espressa in termini di accelerazione massima del suolo con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli rigidi.

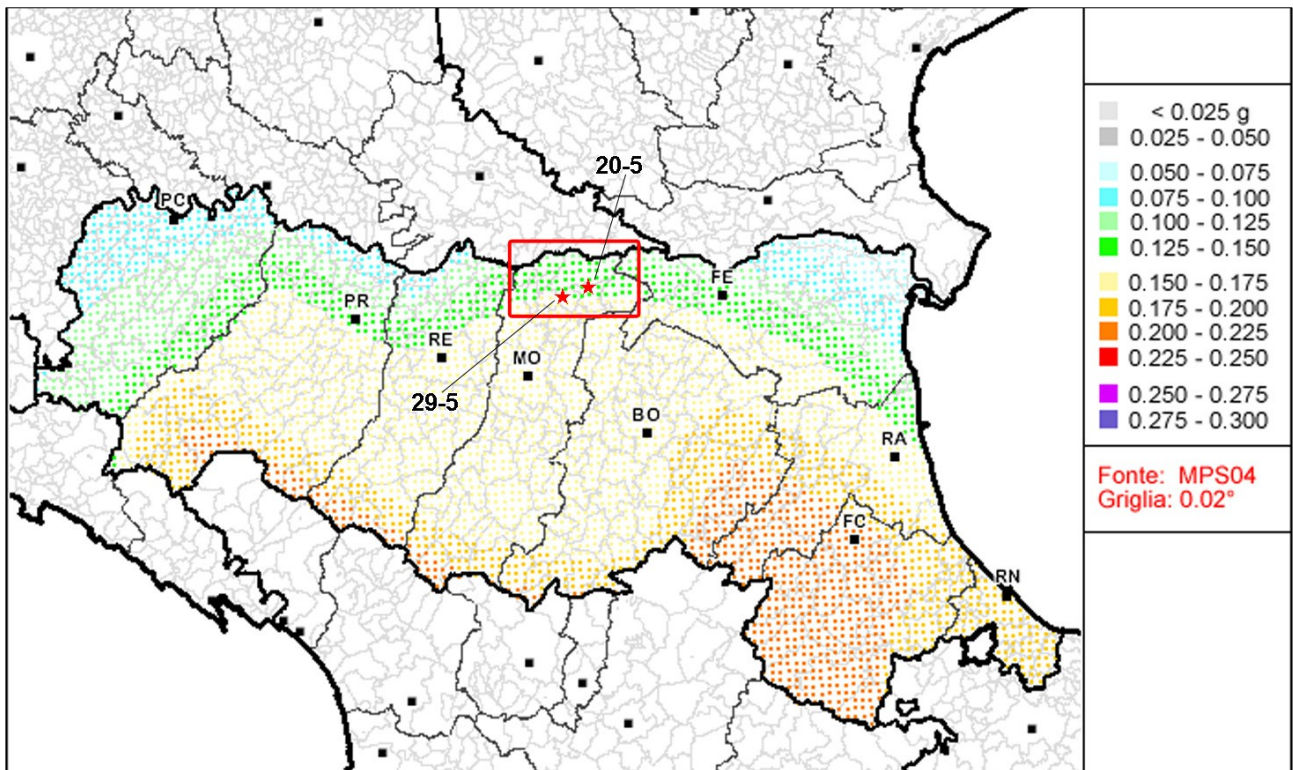


Figura 2.39 - Particolare della mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale di figura 2.38 con indicazione dell'area oggetto del presente studio (rettangolo rosso) e localizzazione degli epicentri delle due scosse principali della sequenza del 2012.

A margine di quanto riportato relativamente alla pericolosità sismica di riferimento, merita che siano brevemente trattate le affermazioni, diffuse anche tra gli addetti ai lavori all'indomani del terremoto del 2012 (Malagnini et al., 2012), riguardo alla possibile sottostima della pericolosità sismica dell'area colpita quale responsabile dei danni occorsi (Stucchi et al., 2012). Si deve innanzitutto partire dall'assunto che l'occorrenza di singoli terremoti non può essere messa a confronto con una stima caratterizzata da una probabilità di eccedenza, tanto meno per validarla. Ancor più critico e inopportuno è il confronto dei valori di accelerazione registrati in prossimità dell'epicentro dove, per questioni relative soprattutto al meccanismo di rottura e alla geometria sito-sorgente, possono eventualmente verificarsi effetti peculiari (direttivi) (Iervolino et al., 2012) di cui le attuali mappe di pericolosità non possono evidentemente tenere conto (Iervolino, 2012). In ogni caso, qualora si volessero proprio confrontare i valori di PGA registrati alla stazione RAN di Mirandola (per le componenti orizzontali perché la mappa di pericolosità attuale non modella la componente verticali del moto del suolo) con quelli previsti dalla mappa di pericolosità (con probabilità di eccedenza del 10% in 50), applicando ai valori di suolo rigido gli opportuni coefficienti moltiplicativi previsti dalle Norme Tecniche per le Costruzioni, NTC2008 (nel caso dell'area di studio quelli della categoria di suolo "C"), si arriva a valori assai prossimi a quelli osservati (Bozzoni et al., 2012; Meletti et al., 2012; Stucchi et al., 2012).

Secondo la Zonazione sismogenetica del Territorio Italiano - ZS9, un modello sintetico che descrive la localizzazione delle sorgenti di futuri terremoti, prodotta dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nel 2004 (Meletti e Valensise, 2004) proprio per la redazione della mappa di pericolosità sismica

nazionale, MPS04 (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, 2004), l'area in esame ricade entro la Zona 912, caratterizzata da un valore di $M_{w,max}$ pari a 6.14 (figura 2.40). Alla base del modello ZS9 ci sono le conoscenze disponibili nella versione 2.0 del database DISS (Valensise e Pantosti, 2001), che, come vedremo in dettaglio nel paragrafo 3.1, già includeva l'esatta estensione dei fronti attivi nella Pianura Padana, stimando una magnitudo massima attesa, che per Mirandola era stata fissata al valore di 6.2.

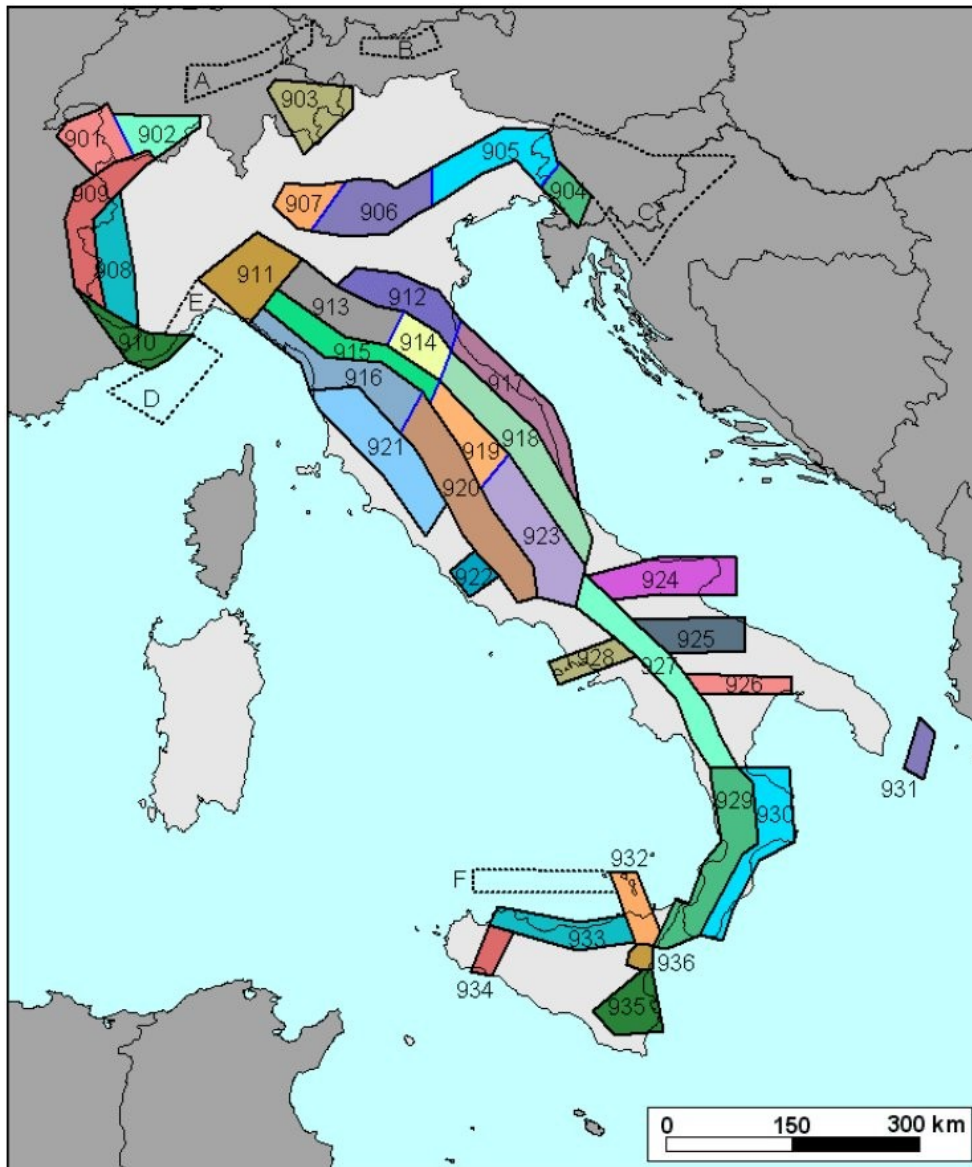


Figura 2.40 - Zonazione sismogenetica del Territorio Italiano - ZS9

3. Studi sull'anticlinale di Mirandola

Sebbene in tempi storici non si fossero osservati eventi sismici di rilievo ad essa riconducibili (Castello et al., 2006; Rovida et al., 2011), l'anticlinale di Mirandola era nota da tempo. Come abbiamo visto le prospezioni realizzate per la ricerca di idrocarburi in Pianura Padana, avviate già negli anni '50 del Novecento, avevano messo in luce la presenza di una serie di strutture di origine compressiva lungo tutto l'arco di Ferrara e tra queste l'anticlinale di Mirandola è sicuramente una di quelle che ha dato origine alle deformazioni più evidenti e ad un sollevamento più marcato, ben visibile dalle linee sismiche e nei dati di pozzo. In questo capitolo vengono illustrati tre studi distinti, per tipologia e finalità, che, partendo dalle evidenze suddette, hanno prodotto, già prima della sequenza sismica del 2012, elaborati utili per una migliore conoscenza della struttura dell'anticlinale, dei suoi effetti a diversa profondità, del potenziale sismogenico ad essa associato e delle possibili ricadute di quanto osservato e descritto nei rispettivi settori di competenza. Si tratta del database delle sorgenti sismogeniche DISS (versione 2.0 e seguenti) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (Valensise e Pantosti, 2001; DISS Working Group, 2010; DISS Working Group, 2015), dello studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici nel sottosuolo del comune di Mirandola (Martelli e Molinari, 2008) e dello studio di microzonazione sismica del comune di Mirandola (Tarabusi, 2012). Di ciascuno di questi tre studi verranno in particolare riportate le conclusioni più utili per inquadrare il contesto stratigrafico e strutturale dell'area oggetto del presente lavoro, senza entrare nel dettaglio delle specificità dei singoli lavori (es. dettagli sulla potenza termica dei serbatoi geotermici o stime di pericolosità sismica relative agli ambiti di previsione urbanistica del Comune di Mirandola).

3.1 Il database delle sorgenti sismogeniche - DISS

Il DISS acronimo di Database of Individual Seismogenic Sources, giunto oggi alla versione 3.2.0, rilasciata a giugno 2015 (DISS Working Group, 2015), è una banca dati realizzata da un gruppo di ricerca dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia che contiene sorgenti individuali e composite di terremoti, intese come una rappresentazione georeferenziata semplificata e in 3D di faglie (sorgenti individuali) o regioni contenenti faglie (sorgenti composite) in grado di generare terremoti di M 5.5 o superiore (Basili et al., 2008). L'individuazione di tali sorgenti, in casi come quello della Pianura Padana in cui le strutture tettoniche sono sepolte sotto una coltre di sedimenti, prevede un approccio multidisciplinare di analisi dei dati geomorfologici e di sottosuolo (geologici e geofisici). Come descritto al paragrafo 2.3, già dalla sua versione 2.0 (Valensise e Pantosti, 2001) il DISS, anche sulla base dello studio dell'idrografia, in quanto elemento sensibile a modifiche della topografia anche modeste ad opera della tettonica, aveva identificato una importante struttura attiva nel sottosuolo dell'area di studio. Nonostante l'assenza di sismicità storica di rilievo nell'area di studio, questa linea di ricerca, già nel 2000 aveva quindi definito il potenziale sismogenico dell'anticlinale sepolta di Mirandola sostanzialmente sulla sola base geologica.

Dal 2000 ad oggi, la banca dati DISS ha meglio definito i dettagli del potenziale sismogenico della dorsale ferrarese e dell'anticlinale di Mirandola in particolare per quanto attiene all'area di studio. Come è possibile vedere in figura 3.1, la scossa del 29 maggio del 2012 è stata generata da un segmento della struttura

compressiva di Mirandola (C), parzialmente coincidente con la faglia definita nelle precedenti versioni del DISS.

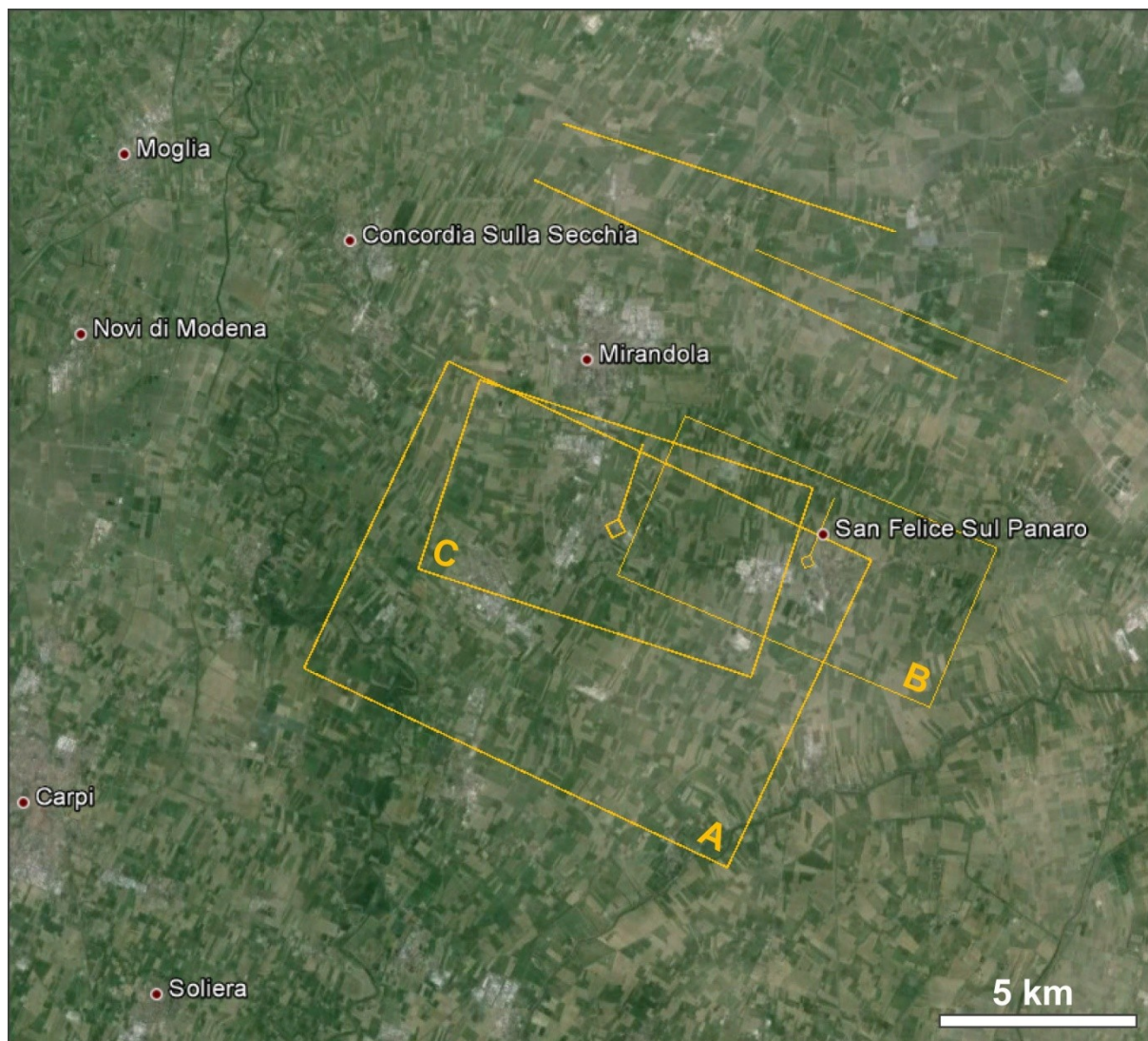


Figura 3.1 - La sorgente sismogenica individuale di Mirandola è stata inizialmente definita nel DISS versione 2.0 (Valensise e Pantosti, 2001) utilizzando un approccio geomorfologico (A); la sua geometria è stata quindi meglio vincolata utilizzando dati geofisici fino ad arrivare a quella che si trovava nella versione 3.1.1, quella corrente al momento della sequenza sismica del 2012 (B) (DISS Working Group, 2010); la scossa del 29 maggio del 2012 è stata generata da un segmento della struttura compressiva di Mirandola (C), parzialmente coincidente con la faglia definita in precedenza. Figura tratta da DISS WG, 2015.

Rispetto alle precedenti *release*, la recente versione 3.2.0 del DISS ha potuto anche avvalersi delle osservazioni e degli studi realizzati a seguito degli eventi sismici del 2012, alcuni dei quali illustrati in sintesi al paragrafo 2.5. Un confronto in mappa tra questa versione e quanto presente in quella precedente, la 3.1.1, è proposto in figura 3.2. A livello cartografico è possibile osservare che, oltre alle modifiche alla sorgente individuale di Mirandola (ITIS107) responsabile del terremoto del 29 maggio 2012, già dettagliate in figura 3.1 e alla relativa sorgente composta Novi-Poggio Renatico (ITCS051), allungata nel suo limite occidentale, le più grosse novità introdotte nell'ultima versione sono rappresentate dalla sorgente individuale di Finale

Emilia (ITIS134), responsabile della scossa del 20 maggio 2012, e dalla relativa sorgente composta Finale Emilia-Mirabello (ITIS103).

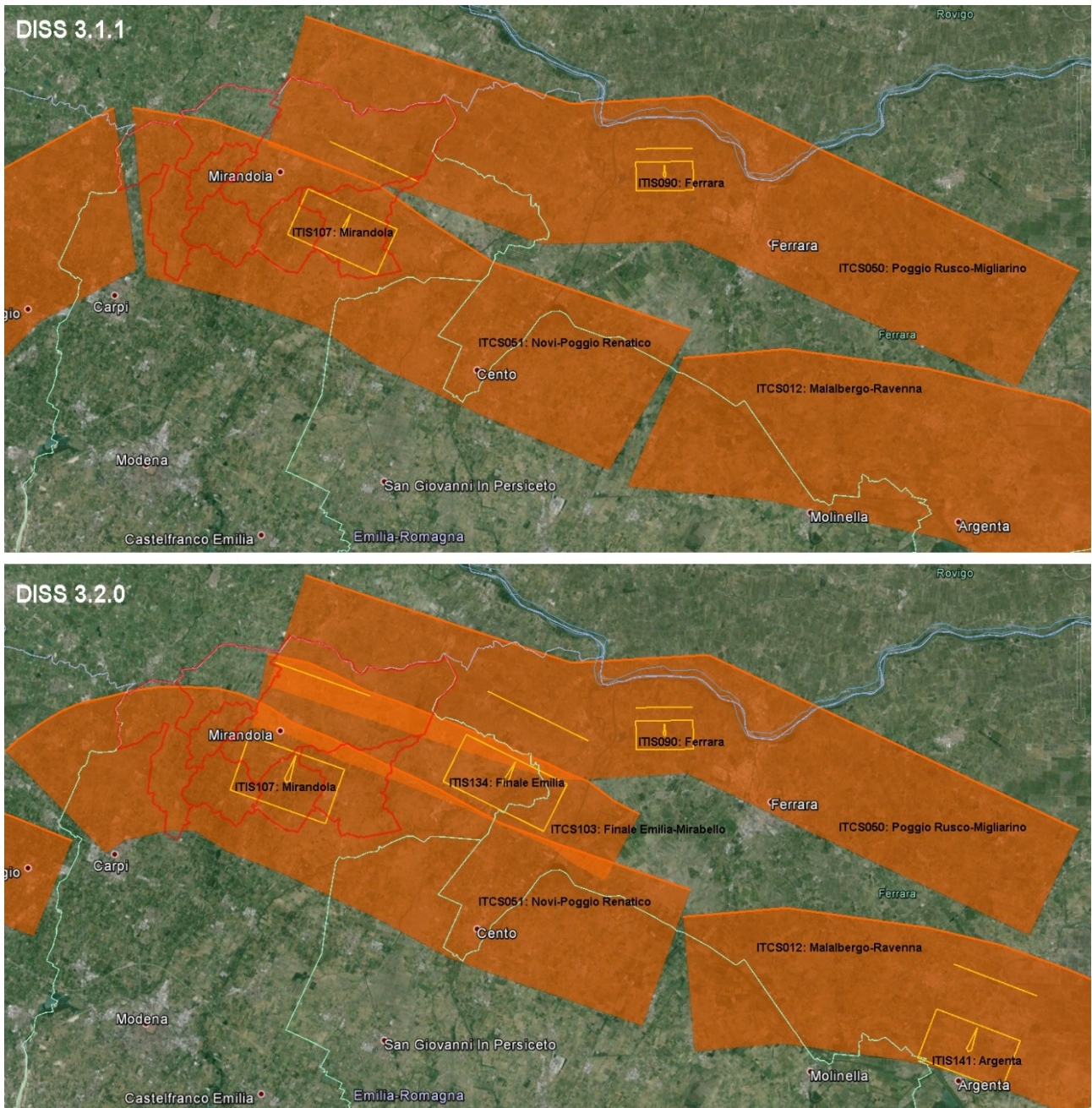


Figura 3.2 - Confronto tra le sorgenti sismogeniche presenti nell'area di studio (i confini dei comuni in cui rientra l'area di studio sono rappresentati in rosso) nelle versioni 3.1.1 (DISS Working Group, 2010) (sopra) e 3.2.0 (DISS Working Group, 2015) (sotto) della banca dati DISS, compilate rispettivamente prima e dopo la sequenza del maggio 2012.

Sono inoltre di seguito sintetizzate in tabella le principali informazioni parametriche contenute nelle ultime due versioni del DISS per le diverse sorgenti, individuali (tabella 3.1) e composite (tabella 3.2) presenti nell'area di studio e rappresentate in figura 3.2. Come si può osservare, oltre alle già citate nuove sorgenti, individuale e composta, associate al terremoto del 20 maggio 2012, le maggiori novità riguardano proprio le sorgenti che descrivono l'anticlinale di Mirandola: la sorgente individuale di Mirandola (ITIS107), che se nella versione 3.1.1 era definita solo su base geologica, nella 3.2.0 è stata associata alla scossa del 29 maggio

2012 e ne descrive quindi la faglia a partire dai dati degli studi illustrati al paragrafo 2.5; la relativa sorgente composita Carpi-Poggio Renatico (ITCS051), che ne eredita le caratteristiche generali. È interessante osservare come parametri quali dimensione, profondità, geometria e magnitudo fossero già assai ben definiti nella versione 3.1.1 solo su base geologica, dal momento che le differenze appaiono minime. Le nuove considerazioni sullo *slip-rate* della faglia oggi portano invece a supporre un minore tempo di ritorno del terremoto associato, che è compreso tra 385 e 800 anni. È interessante notare come alla sorgente del terremoto del 20 maggio (ITIS134 - Finale Emilia), sia invece associato un tempo di ritorno assai più lungo compreso tra 1600 e 3200 anni.

	Length [km]	Width [km]	Min depth [km]	Max depth [km]	Strike [deg]	Dip [deg]	Rake [deg]	Slip Per Event [m]	Slip-rate [mm/a] min... max	Recurrence [years] min... max	Magnitude [Mw]
ITIS107 - Mirandola											
DISS 3.2.0	9	5.9	4	7	108	30	90	0.4	0.5...1.04	385...800	6
DISS 3.1.1	8.7	5.8	3.9	7.6	113	40	90	0.45	0.25...0.5	900-1800	5.9
ITIS090- Ferrara											
DISS 3.2.0	5.1	4	1.4	4.5	88	50	90	0.35	0.1...0.5	700...3500	5.5
DISS 3.1.1	5.1	4	1.4	4.5	88	50	90	0.35	0.1...0.5	700...3500	5.5
ITIS134- Finale Emilia (introdotta nella versione 3.2.0 del 2015)											
DISS 3.2.0	10	6.4	4	8.4	115	43	90	0.8	0.25...0.5	1600...3200	6.1

Tabella 3.1 - Tabella che riporta i valori dei parametri associati alle sorgenti sismogeniche individuali dell'area di studio (figura 3.2) presenti nella banca dati DISS (DISS Working Group, 2015); per le prime due sorgenti sono riportati, per confronto, anche i dati presenti nella versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010).

	Min depth [km]	Max depth [km]	Strike [deg] min... max	Dip [deg] min... max	Rake [deg] min... max	Slip Rate [mm/a] min... max	Max Magnitude [Mw]
ITCS051 - Carpi-Poggio Renatico							
DISS 3.2.0	2	10	50...120	25...45	80...100	0.5...1.04	6
DISS 3.1.1	3	10	95...125	25...45	80...100	0.25-0.50	5.9
ITCS050 - Poggio Rusco-Migliarino							
DISS 3.2.0	1	8	85...115	25...55	80...100	0.39-0.45	5.5
DISS 3.1.1	1	8	85...115	25...55	80...100	0.10...0.50	5.5
ITCS103 - Finale Emilia-Mirabello (introdotta nella versione 3.2.0 del 2015)							
DISS 3.2.0	3.5	10	110...120	40...50	80...100	0.25...0.50	6.1

Tabella 3.2 - Tabella che riporta i valori dei parametri associati alle sorgenti sismogeniche composite dell'area di studio (figura 3.2) presenti nella banca dati DISS (DISS Working Group, 2015); per le prime due sorgenti sono riportati, per confronto, anche i dati presenti nella versione 3.1.1 (DISS Working Group, 2010).

Alla luce di quanto sintetizzato sopra e nel paragrafo 2.5 è possibile affermare che la scossa del 20 maggio 2012 è avvenuta su una struttura della dorsale ferrarese relativamente poco sviluppata (tanto che non era stata considerata nelle precedenti versioni del DISS) e caratterizzata da uno *slip-rate* basso e una sismicità poco frequente. Tale terremoto, che potremmo definire "raro", ha però prodotto un cambiamento nel campo di sforzo che ha con ogni probabilità innescato la scossa del 29. Tale terremoto è invece avvenuto sulla

struttura molto più pronunciata dell'anticlinale di Mirandola caratterizzata da valori doppi di *slip-rate* e da una sismicità circa quattro volte più frequente e che in quel momento si trovava carica di energia e prossima al punto di rottura.

3.2 Studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici

Lo studio realizzato nel 2008 da Luca Martelli e Fabio Carlo Molinari del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (Martelli e Molinari, 2008) aveva come scopo l'individuazione, nel sottosuolo mirandolese, di potenziali serbatoi geotermici a profondità accessibili ed economicamente interessanti per un possibile sfruttamento, caratterizzandone la geometria e stimandone in via preliminare la potenza termica (figura 3.3). Fornisce inoltre indicazioni per la migliore ubicazione, dal punto di vista geologico, di un eventuale campo pozzi.

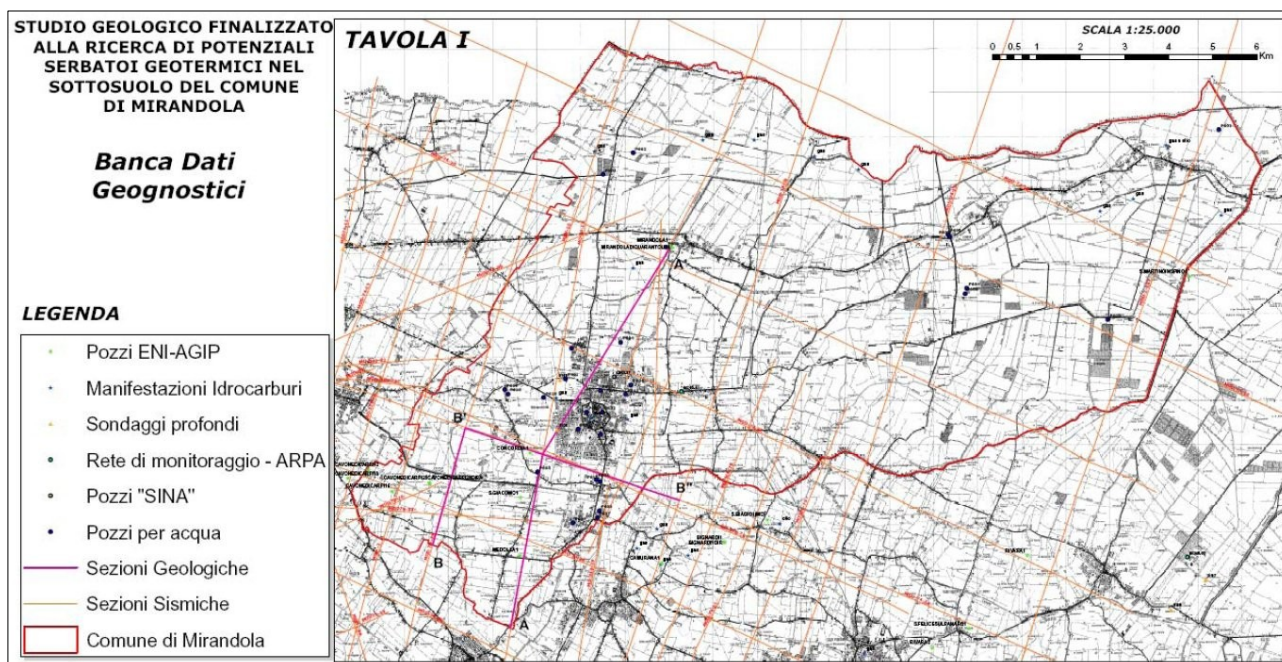


Figura 3.3 - Mappa generale dello studio di ricerca dei potenziali serbatoi geotermici a Mirandola in cui sono localizzati i dati geologici (pozzi e sondaggi) e geofisici (sezioni sismiche) utilizzati e le sezioni geologiche realizzate a supporto del lavoro (A-A' e B-B'-B'') (Martelli e Molinari, 2008).

Si tratta probabilmente dello studio di maggiore dettaglio del sottosuolo dell'area in esame e di Mirandola in particolare. Gli elaborati prodotti, e soprattutto le due sezioni geologiche (figure 3.4 e 3.5), rappresentano la sintesi migliore e a maggiore risoluzione dei numerosi dati di sottosuolo disponibili e sono state il più importante riferimento, assieme ai dati puntuali delle stratigrafie dei pozzi per idrocarburi, per le correlazioni con le misure geofisiche realizzate per il presente lavoro. L'uso integrato di dati geofisici (profili sismici a riflessione) e stratigrafici (log di sondaggi) ha infatti consentito agli autori la ricostruzione in dettaglio dell'architettura dei corpi geologici del sottosuolo mirandolese, risultato dell'evoluzione tettonica e deposizionale del bacino sedimentario padano. Ciò ha permesso di definire la geometria e l'interpretazione genetica dei potenziali serbatoi geotermici riconosciuti.

L'incrocio del modello di sottosuolo di dettaglio coi dati geochimici delle reti di monitoraggio dell'Arpa e i dati di temperatura rilevati dai pozzi per idrocarburi ha permesso la redazione di mappe delle isoterme a diverse profondità e delle mappe delle isopache (spessori) dei diversi sistemi idrotermali. Lo studio ha evidenziato la presenza di una forte anomalia termica positiva nella zona sud del comune di Mirandola in cui i sistemi idrotermali "G1" e "G2" si trovano a profondità relativamente ridotte e comunque entro i primi 1000 m da piano campagna. La sede dei potenziali serbatoi geotermici si sviluppa secondo una direttrice orientata circa WNW-ESE, in coincidenza con l'asse dell'anticlinale di Mirandola, con prosecuzione verso Concordia in direzione WNW e verso Medolla e San Felice sul Panaro in direzione ESE (Martelli e Molinari, 2008).

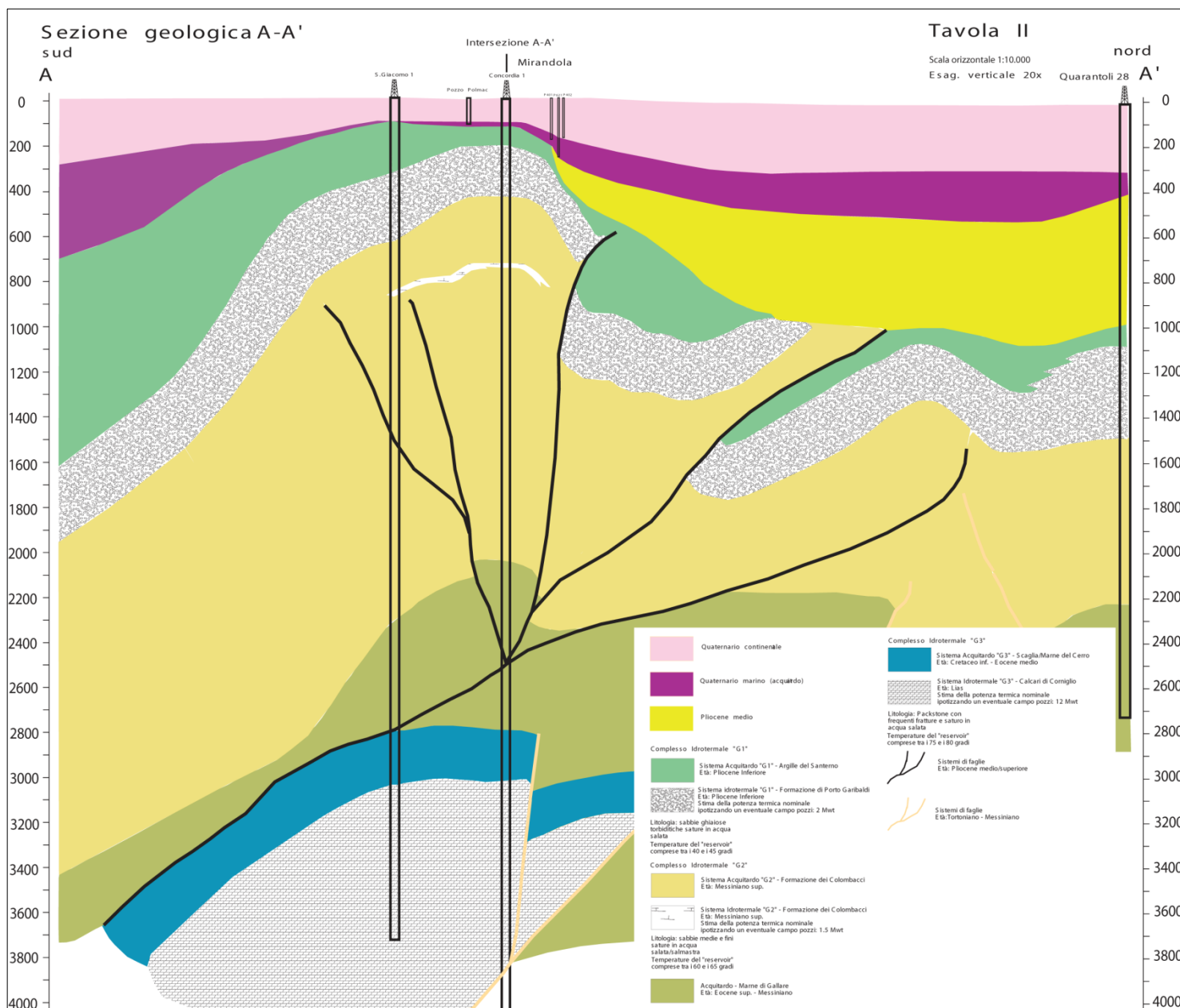


Figura 3.4 - Sezione A-A', modificata da Martelli e Molinari, 2008. La traccia è riportata il figura 3.3.

Sulla base di tale andamento geometrico lo studio suggerisce l'importanza di approfondire le conoscenze geologiche, con studi analoghi estesi ai comuni limitrofi. In figura 3.6 è riportata, come esempio di elaborato di sintesi dello studio, la mappa della superficie di tetto del serbatoio geotermico "G1".

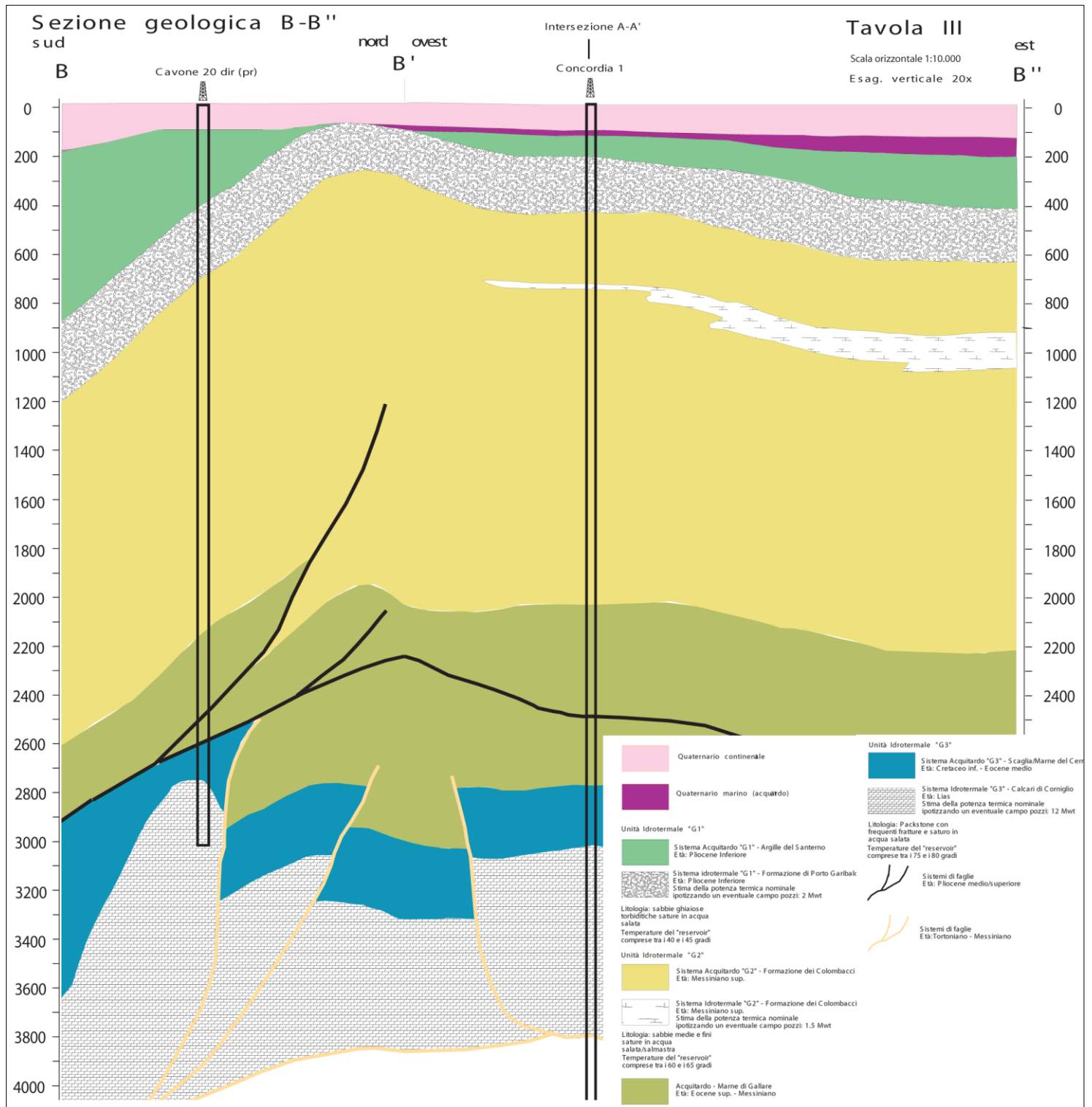


Figura 3.5 - Sezione B-B'-B'', modificata da Martelli e Molinari, 2008. La traccia è riportata il figura 3.3.

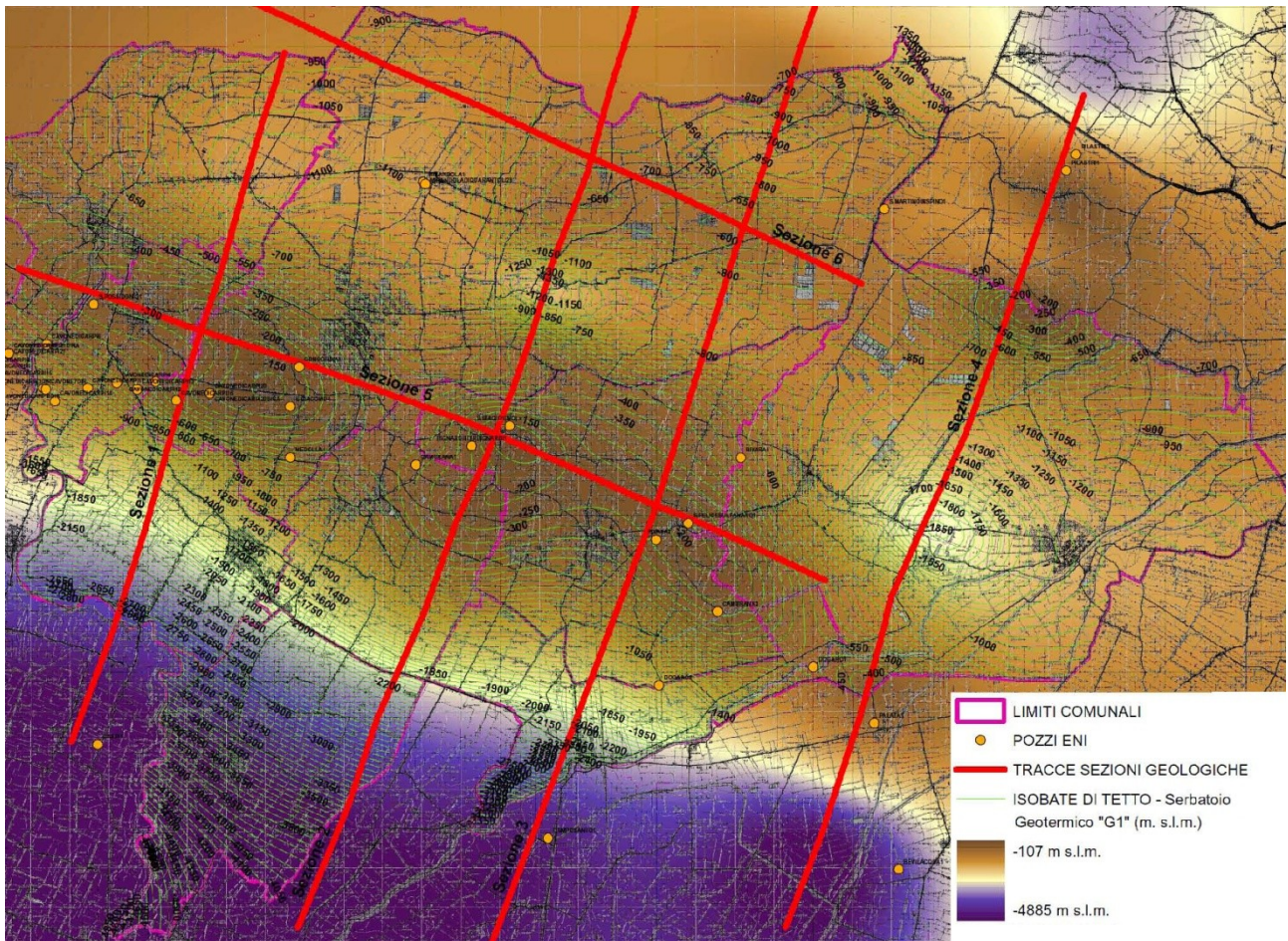


Figura 3.6 - Mappa della superficie di tetto del serbatoio geotermico "G1", che evidenzia la marcata risalita delle isobate in corrispondenza della zona sud del comune di Mirandola dove arriva a quote attorno ai 100 m, contro i quasi 5.000 della zona di sinclinale più a sud (Martelli e Molinari, 2008).

3.3 Microzonazione sismica

Nel maggio 2012, quando è iniziata la sequenza sismica dell'Emilia, da soli tre mesi nel Comune di Mirandola era stato completato uno studio di microzonazione sismica di secondo livello effettuato con i contributi stanziati dal Dipartimento della Protezione Civile e destinati alla realizzazione di questo tipo di elaborati tecnici a supporto dei Piani Strutturali Comunali (Tarabusi, 2012). Tale studio è stato infatti successivamente inserito nel Quadro Conoscitivo del Piano Strutturale Comunale (PSC) adottato.

A seguito degli eventi sismici, gli ambiti di interesse urbanistico di tutti i comuni dell'area epicentrale sono stati oggetto dello studio di microzonazione sismica con analisi della Condizione Limite Emergenza (CLE) coordinato dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli e dal Servizio Pianificazione Urbanistica, Paesaggio e uso sostenibile del territorio della Regione Emilia-Romagna, realizzato a seguito dell'Ordinanza n.70 del 13/11/2012 del Commissario delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna dal Gruppo di lavoro MS Emilia 2012 (Regione Emilia-Romagna e Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013). Entrambi gli studi adottano come standard tecnici di riferimento gli indirizzi di microzonazione sismica regionali (Regione Emilia-Romagna, 2007) e nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008; AA.VV., 2011).

Unico tra i comuni dell'area epicentrale del 2012, Mirandola, già prima del terremoto disponeva di uno studio di microzonazione aggiornato ai più recenti standard, che avevo personalmente realizzato sulla base di uno specifico incarico di tipo professionale. A supporto dello studio era stata condotta un'estesa campagna di misure di microtremore a stazione singola sull'intero territorio comunale che, attraverso l'analisi dei rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e quella verticale (*HVSR*) (Nakamura, 1989), aveva evidenziato, nella porzione più meridionale del territorio comunale, in corrispondenza della frazione di San Giacomo in Roncole, la presenza di un'area ad elevato contrasto di impedenza ad andamento NO-SE, che costituisce il substrato sismico dell'area di studio. Il confronto con alcune sezioni geologiche (Martelli e Molinari, 2008) e con i dati stratigrafici di pozzi per idrocarburi aveva permesso di evidenziare come tale contrasto potesse essere messo in relazione con gli effetti sui depositi superficiali (80-150 m) dell'attività dell'anticlinale sepolta di Mirandola. È importante sottolineare come in genere, negli studi di microzonazione sismica a scala comunale in aree di media e bassa pianura risulta però difficile riuscire ad individuare il substrato sismico di un'area stabilendone con una certa confidenza la profondità. In tali studi sono infatti ormai abitualmente realizzate misure di microtremore a stazione singola, ma in numero in genere limitato in rapporto all'estensione del territorio da indagare e comunque circoscritte alle aree oggetto di microzonazione, che secondo gli attuali indirizzi nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008) e regionali (Regione Emilia-Romagna, 2007) devono essere le sole aree urbanizzate o di previsione urbanistica e quelle in cui ricadono le principali reti infrastrutturali. E' facile immaginare come i diversi (per ampiezza e frequenza) picchi di *H/V* a basse frequenze ottenuti da misure di microtremore realizzate in ambiti di studio distanti possano essere difficilmente correlate tra loro senza alcun vincolo stratigrafico certo. Nel caso di Mirandola, nel 2011 era stata invece condotta una estesa campagna di misure che aveva coperto l'intero territorio comunale e aveva così permesso la correlazione tra le diverse verticali di indagine. Il risultato è stata una carta delle frequenze naturali dei terreni e dei contrasti di impedenza (figura 3.7) tematizzata a colori sfumati, che distingue le zone caratterizzate da diversi valori di ampiezza del picco principale *HVSR*, evidenziando col colore rosso acceso quelle con alti contrasti alla base delle coperture (ampiezza massima curva *HVSR* maggiore di 3) e con colore rosso scuro quelle con contrasti molto alti (ampiezza maggiore di 3.5).

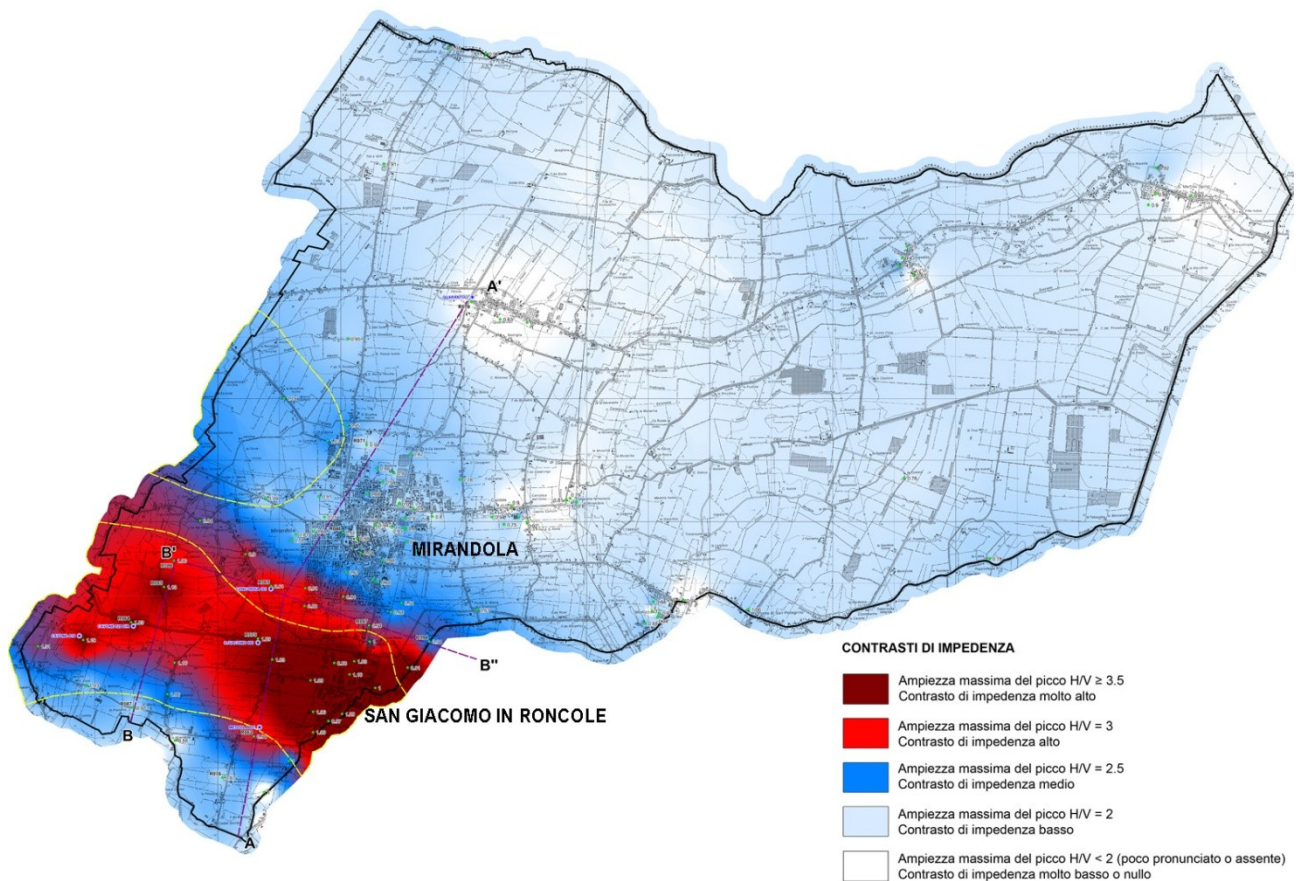


Figura 3.7 - Carta delle frequenze naturali dei terreni e dei contrasti di impedenza realizzata per la microzonazione sismica del Comune di Mirandola (Tarabusi, 2012) tematizzata a colori sfumati, che distingue le zone caratterizzate da contrasti di impedenza di grado differente (modificata da Tarabusi, 2012). Si noti in particolare l'area rossa, a maggiore contrasto di impedenza, in coincidenza con la culminazione dell'alto strutturale di Mirandola.

Poiché è noto che amplificazione sismica è determinata non solo dalla rigidità assoluta di un terreno, ma soprattutto dal contrasto di impedenza tra unità sismiche (Castellaro, 2012) le carte delle frequenze naturali dei terreni e dei contrasti di impedenza, come quella di figura 3.7 risultano, soprattutto in casi come quelli della zona di Mirandola, di grande importanza, dal momento che permettono di definire una zona caratterizzata da un alto contrasto di impedenza in cui è ragionevole attendersi una maggiore amplificazione del moto sismico in superficie. Il contrasto di impedenza rilevato a Mirandola diventa molto accentuato in corrispondenza della frazione di San Giacomo in Roncole in coincidenza con la culminazione dell'anticlinale. Tale contrasto diminuisce abbastanza rapidamente lungo i fianchi dell'anticlinale: sia verso sud-ovest, in prossimità del confine comunale, che verso nord-est in direzione del capoluogo.

La mappa di sintesi dei risultati dello studio di microzonazione sismica (figura 3.8), proprio sulla base degli esiti delle misure di microtremore e tenendo conto della presenza della anticlinale molto pronunciata, quindi di una zona che può essere con maggiore probabilità interessata da fenomeni sismici, ha distinto, attraverso l'utilizzo degli abachi nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008) e regionali (Regione Emilia-Romagna, 2007), una fascia intorno alla frazione di San Giacomo in Roncole caratterizzata da una maggiore pericolosità sismica dovuta a una più alta amplificazione di origine stratigrafica ($FA_{PGA} = 1.7$, contro 1.5 del resto del territorio comunale).

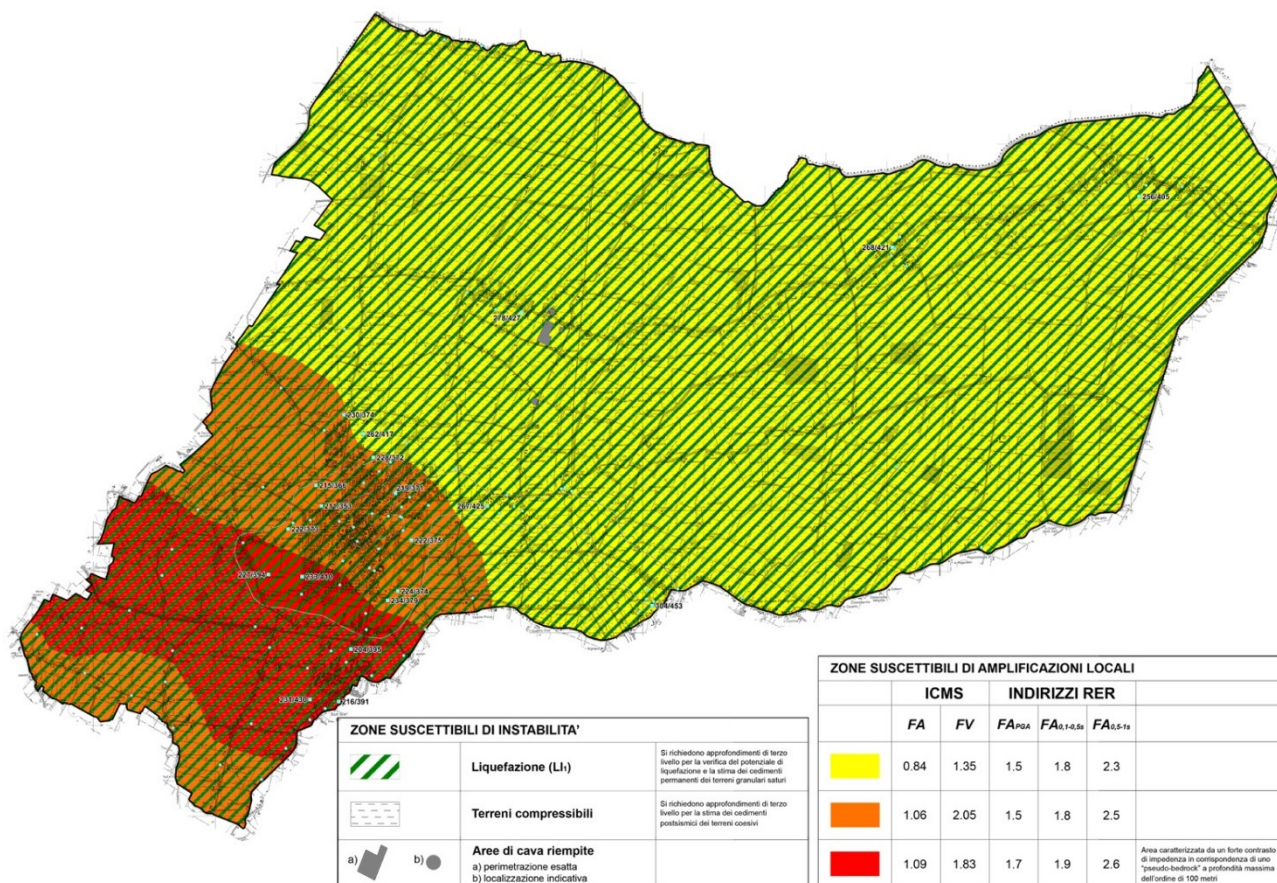


Figura 3.8 - Carta dei fattori di amplificazione e delle aree che necessitano di approfondimenti di terzo livello realizzata per la microzonazione sismica del Comune di Mirandola (Tarabusi, 2012), che distingue zone caratterizzate da diversi fattori di amplificazione (modificata da Tarabusi, 2012). Si noti in particolare l'area rossa, caratterizzata da una maggiore amplificazione di origine stratigrafica, in confronto con quanto evidenziato nella carta di figura 3.7.

Le elaborazioni degli spettri di base e le analisi *HVSR* hanno permesso di individuare le frequenze di risonanza del sottosuolo, utili anche per la progettazione ingegneristica delle strutture, in quanto rappresentano un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici antisismici. Tali frequenze, così come l'ampiezza dei picchi di frequenza, sono in relazione diretta con l'amplificazione sismica, oggi considerata da molti una delle prime cause di danno e distruzione durante un terremoto (Micromed, 2012b; Mucciarelli, 2012). Il suggerimento presente nella relazione illustrativa dello studio era quello di evitare la realizzazione di strutture aventi frequenze prossime a quelle di vibrazione del terreno (comprese in genere tra 0.75 e 1.2 Hz a Mirandola), così da non permettere che si verifichi l'effetto di *doppia risonanza*, fenomeno estremamente pericoloso per le strutture in elevazione in caso di sisma (Castellaro, 2012). Veniva inoltre sottolineato come per gli edifici già esistenti posti nelle aree caratterizzate da alti contrasti di impedenza si sarebbe dovuta verificare la frequenza di vibrazione propria della struttura, eventualmente anche attraverso misure di microtremore sismico opportunamente analizzate, e confrontata con quella dei terreni di fondazione (Mucciarelli et al., 2001; Gallipoli et al., 2004; Mucciarelli, 2012).

I risultati di questo studio di microzonazione sono stati verificati pochi mesi dopo la sua conclusione con il danneggiamento dovuto alla sequenza sismica del 2012 ed in particolare alle scosse principali del 20 e 29 maggio. Quest'ultimo terremoto nello specifico si è verificato proprio in coincidenza della struttura di

Mirandola (Bignami et al., 2012; Pezzo et al., 2013), con epicentro a pochi chilometri di distanza dal confine comunale (Carannante et al., 2015; Pondrelli et al., 2012). Gli effetti principali nel Comune di Mirandola si sono verificati a carico degli edifici storici monumentali e di quelli artigianali e industriali (Galli et al., 2012b) del distretto di San Giacomo in Roncole, in cui sono avvenuti crolli anche quasi totali delle strutture in elevazione e si è da subito pensato che potesse essersi in molti casi verificato l'effetto di *doppia risonanza* dovuta alla coincidenza della frequenza propria di queste tipologie edilizie (intorno a 1-2 Hz) e quella del terreno misurata nel corso dello studio di microzonazione. Tale effetto è stato inoltre osservato e documentato, sia pur con minori effetti, anche per strutture relativamente distanti dall'area epicentrale (Castellaro et al., 2014). Più in generale, gli elevati valori di accelerazione registrati alla stazione di Mirandola della rete accelerometrica in rapporto alla magnitudo del terremoto, sono senza dubbio originati da elevati valori di amplificazione stratigrafica (Regione Emilia-Romagna e Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013; Martelli et al., 2013a). Non a caso la stazione accelerometrica è posta tra il capoluogo e la frazione di San Giacomo in Roncole, nella zona che la microzonazione sismica indicava come caratterizzata da una più alta amplificazione di origine stratigrafica (Tarabusi, 2012).

Lo studio di microzonazione successivo, realizzato nel 2013 a seguito dell'Ordinanza n.70 del 13/11/2012 del Commissario delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna dal Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, ha sostanzialmente confermato quanto definito nello studio del 2011, che ha costituito un riferimento essenziale per le indagini e le analisi di approfondimento anche dei comuni limitrofi (Martelli et al., 2013a; 2013b; Martelli e Romani, 2013; Regione Emilia-Romagna e Gruppo di lavoro MS Emilia 2012, 2013). Con lo studio di microzonazione sismica del 2013, che ha visto anche la realizzazione di studi di risposta sismica locale in tutta l'area epicentrale (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - Dip. C.d.R.S., 2013), sono state realizzate diverse indagini ed in particolare 2 sondaggi profondi, finalizzati ad intercettare il substrato geologico, proprio in corrispondenza dell'alto di Mirandola e quindi nella zona di interesse del presente studio: uno a Mirandola sud, spinto a 125 m di profondità, e uno a Medolla nord, spinto fino a 100 m. In corrispondenza di entrambi è stata eseguita una prova *crosshole* per la misura diretta della velocità delle onde sismiche longitudinali (V_p) e di taglio (V_s) fino a fondo foro (Martelli e Romani, 2013). In figura 3.9 sono riportate le sintesi stratigrafiche e sismiche di entrambe le indagini, che sono localizzate in pianta nella figura 5.1.

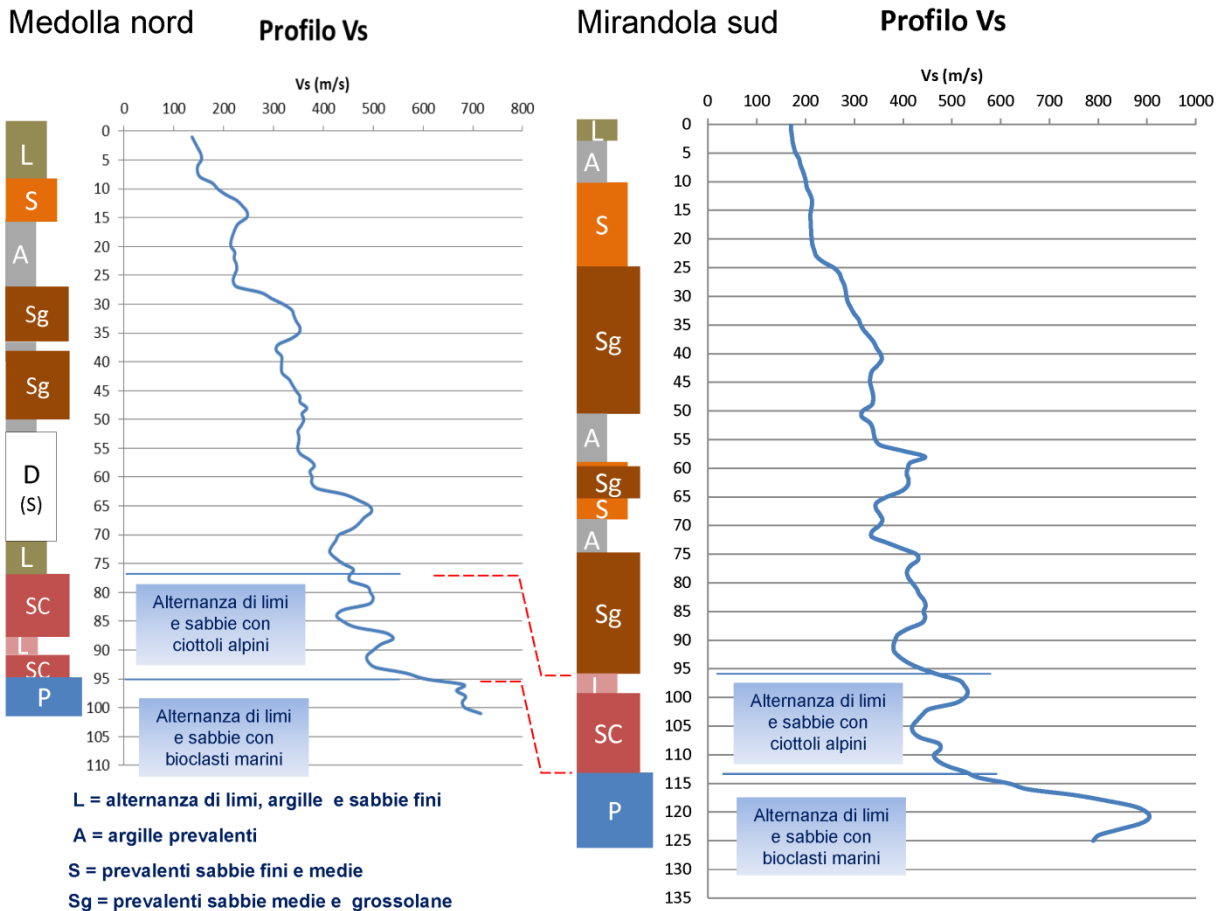


Figura 3.9 - Stratigrafie e profili di V_s dei due sondaggi con *crosshole* realizzati dalla Regione Emilia-Romagna nel 2013 (Martelli e Romani, 2013).

3.4 Risultati del progetto InterPACIFIC

Pochi giorni prima dei termini di consegna della presente tesi sono stati pubblicati i risultati di InterPACIFIC, un progetto di ricerca internazionale finalizzato alla definizione della attendibilità dei metodi per la stima delle velocità delle onde di taglio sia in foro che con onde di superficie (Garofalo et al., 2016a; 2016b). È quindi di seguito riportata una estrema sintesi dei principali risultati, poiché uno dei tre siti test in cui diversi team di esperti hanno realizzato misure attive e passive è proprio quello di Mirandola sud, in cui 2013 a seguito dell'Ordinanza n.70 del 13/11/2012 era stato realizzato il *crosshole* sopra descritto. I profili di velocità ottenuti dalle prove in foro (*crosshole* e *downhole*), riportati in figura 3.10, evidenziano una certa variabilità nel profilo di V_s , che aumenta all'aumentare della velocità (Garofalo et al., 2016b). Inoltre si può osservare come i metodi *downhole*, generalmente considerati meno attendibili di quelli *crosshole*, forniscono risultati molto simili e mostrano una precisione comparabile (ripetibilità) anche ad elevata profondità. In particolare si può osservare come a profondità superiore ai 110 m, i valori di V_s dell'indagine *crosshole* della Regione Emilia-Romagna (riportati col tratto continuo azzurro in figura 3.10), che arrivano a superare i 900

m/s, risultano decisamente più elevati di tutti gli altri e in particolare di quelli dei *downhole*, che risultano compresi tra i 600 e i 700 m/s.

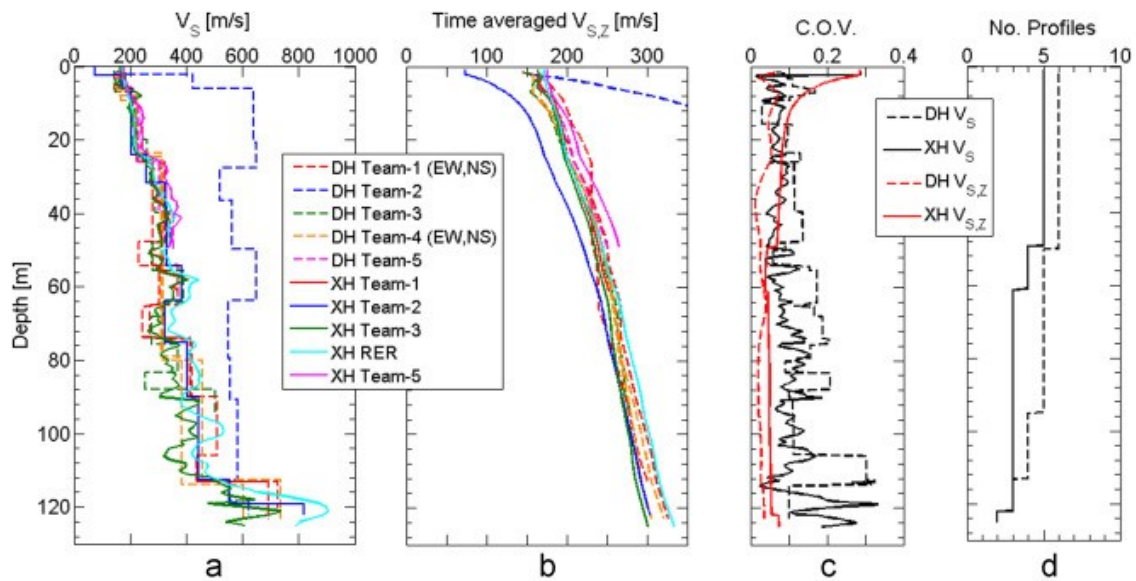


Figura 3.10 - Confronto tra risultati di *crosshole* (XH, tratto pieno) e *downhole* (DH, tratteggio) in funzione della profondità: (a) profilo di V_s ; (b) profili di V_s mediata nel tempo; (c) variabilità interna ad ogni metodo espressa come valori del coefficiente di variazione (C.O.V.) o deviazione standard relativa; (d) numero dei profili (da Garofalo et al., 2016b). Si può osservare come oltre i 110 m di profondità i valori di V_s misurati dal *crosshole* realizzato dalla Regione Emilia-Romagna (tratto azzurro) risultino decisamente più elevati di tutti gli altri e in particolare di quelli dei *downhole*.

4. Tecniche e metodi di indagine di sismica passiva

Lo studio alla base del presente lavoro si basa sull'esecuzione di indagini a stazione singola di sismica passiva, una tecnica oggi sempre più utilizzata per la caratterizzazione sismica dei terreni, in particolare per la microzonazione sismica e più in generale a supporto di elaborati tecnici ad ampia scala a supporto della pianificazione territoriale. Poiché in origine gli indirizzi e criteri di microzonazione sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008) trattavano solo in modo marginale questo tipo di tecniche, all'epoca relativamente nuove e ancora poco diffuse nell'uso professionale, alcuni anni dopo, nella raccolta di contributi per l'aggiornamento di tali indirizzi (AA.VV., 2011), l'argomento è risultato uno di quelli più diffusamente trattati. In particolare, al fine di chiarire tutti gli aspetti, teorici e pratici di tale tipo di indagine, uno specifico contributo scritto da Dario Albarello e Silvia Castellaro (Albarello e Castellaro, 2011) rappresenta oggi uno dei più completi riferimenti per le indagini a stazione singola con la tecnica dei microtremori. Tale articolo, partendo dalle basi teoriche, fisiche e metodologiche, arriva a definire lo schema esecutivo della prova, la valutazione della sua qualità fino a indicare come procedere ad una corretta interpretazione delle misure e presentarne adeguatamente i risultati. Tale testo, per la sua completezza e validità, a cui poco si può aggiungere, rappresenta oggi il migliore riferimento disponibile per il tipo di indagine eseguita nel presente studio ed è risultato quindi una importante guida per la stesura del presente capitolo.

4.1 Teoria delle vibrazioni ambientali

Il rumore sismico ambientale o microtremore è un campo d'onde prevalentemente di tipo superficiale (Rayleigh e Love). Presente ovunque sulla superficie terrestre, esso è costituito da movimenti del terreno caratterizzati da oscillazioni molto piccole non percepibili dall'uomo (tra 10^{-4} e 10^{-2} mm in termini di spostamento e 10^{-15} m/s² in termini di accelerazione). Queste vibrazioni, molto più piccole di quelle indotte da terremoti in campo vicino, hanno origine da sorgenti tra loro molto diverse, sia di natura antropica che naturale e, a seconda del fenomeno che le genera sono caratterizzate da frequenze diverse. In particolare le più basse frequenze (inferiori a 0.5 Hz) sono quelle il cui campo d'onda è originato per lo più da fenomeni naturali come le onde oceaniche e le grandi perturbazioni atmosferiche (Albarello e Castellaro, 2011). Tali componenti spettrali vengono infatti attenuate molto poco anche dopo tragitti di molti chilometri per effetto di guida d'onda (Castellaro et al., 2005). Al contrario le frequenze superiori a 0.5 Hz sono quelle il cui campo d'onda è originato per lo più dall'attività antropica come quella delle industrie, dei veicoli di passaggio, ma anche semplicemente dai passi delle persone e solo in parte da fenomeni naturali, quali gli eventi atmosferici locali e il vento. Proprio a causa della diversa natura, dinamica e posizione delle sorgenti rispetto al sito di misura, il campo del microtremore è caratterizzato da un andamento irregolare nel tempo e richiede quindi una procedura di analisi di tipo statistico per ridurre la complessità (Albarello e Castellaro, 2011).

Dato che le vibrazioni ambientali sono costituite da onde che hanno attraversato porzioni significative del sottosuolo, la struttura del segnale registrato in superficie è potenzialmente in grado di fornire informazioni sul mezzo attraversato dalle onde. Per questa ragione, le tecniche di sismica passiva, attraverso una analisi dell'ampiezza delle componenti spettrali del campo di vibrazioni ambientali misurato nelle tre direzioni dello

spazio di tipo statistico (che "filtra" le irregolarità del campo del microtremore dovuta alle diverse sorgenti), permettono una determinazione delle caratteristiche del sottosuolo al di sotto del punto di osservazione.

Oltre a quella a stazione singola è opportuno in questa sede ricordare che esiste anche un'altra configurazione sperimentale per lo studio del rumore sismico a fini geognostici: quella ad antenna sismica (*array*) in cui vengono analizzati i rapporti di fase tra i treni d'onda che attraversano una distribuzione di sensori disposti con geometrie variabili alla superficie del terreno. In entrambi i casi, data la natura stocastica del segnale analizzato, negli studi di rumore gioca un ruolo essenziale la durata della misura che deve essere tale da garantire un campionamento statisticamente adeguato del processo indagato (Albarello e Castellaro, 2011).

Le misure di microtremore a stazione singola presentano inoltre alcuni vantaggi in rapporto alle altre tecniche geofisiche, in particolare a quelle di tipo attivo (Albarello e Castellaro, 2011):

- risultano applicabili pressoché dappertutto in quanto, come detto, il segnale passivo è presente ovunque in un ampio dominio di frequenze;
- possono essere acquisite con moderni strumenti di misura che hanno ingombri molto ridotti e possono essere facilmente posizionati dall'operatore;
- necessitano di tempi di esecuzione relativamente brevi;
- hanno costi molto contenuti;
- permettono di individuare e determinare l'entità e la frequenza di potenziali di fenomeni di risonanza sismica generati da contrasti di impedenza di origine sismo-stratigrafica;
- in presenza di un vincolo stratigrafico indipendente permettono di determinare il profilo di velocità delle onde S fino a profondità dell'ordine di diverse decine di metri;
- permettono l'estensione del profilo di V_s in profondità tramite il *fit* vincolato della curva H/V dopo aver determinato un profilo di V_s superficiale tramite una qualsiasi delle tecniche geofisiche note, fino a profondità molto superiore a quella raggiungibile con altre tecniche;
- trovano una ideale applicazione negli studi della risposta sismica locale poiché il rumore è caratterizzato da lunghezze d'onda fino centinaia di metri, confrontabili con quelle tipiche dei fenomeni sismici;
- risultano più efficaci laddove le tecniche attive (di superficie o in foro) presentano dei limiti, come ad esempio in ambito urbano con un intenso traffico veicolare.

4.2 Il metodo H/V ($HVSR$): basi teoriche e fisiche

La tecnica, comunemente nota con il termine H/V , fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e resa successivamente popolare da Nakamura (1989), al cui nome viene spesso associata la denominazione di questo tipo di indagini (prova di "Nakamura"). Si tratta di una analisi dei rapporti di ampiezza spettrale fra le componenti orizzontali (H) e quella verticale (V) (da cui il nome $HVSR$ che sta per *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) delle vibrazioni ambientali misurate sperimentalmente in un punto in superficie da un sismometro a tre componenti.

Il principale risultato di questo tipo di prova è una curva sperimentale che rappresenta il valore del rapporto fra le ampiezze spettrali medie delle vibrazioni ambientali in funzione della frequenza di vibrazione (figura 4.1). Secondo quanto descritto al precedente paragrafo, i rapporti fra le ampiezze verticali e orizzontali del moto (H/V) saranno statisticamente indipendenti dalle caratteristiche delle sorgenti e saranno condizionati dalle sole caratteristiche del mezzo attraversato. Le frequenze alla quali la curva H/V mostra dei massimi sono legate alle frequenze di risonanza (f) del terreno al di sotto del punto di misura; risonanza di cui può essere stimata l'entità sulla base dell'ampiezza dei massimi (A) (figura 4.1). In generale, la stima della frequenza di risonanza (f) sarà tanto più precisa quanto maggiore e netto è il contrasto di impedenza sismica che ne è all'origine.

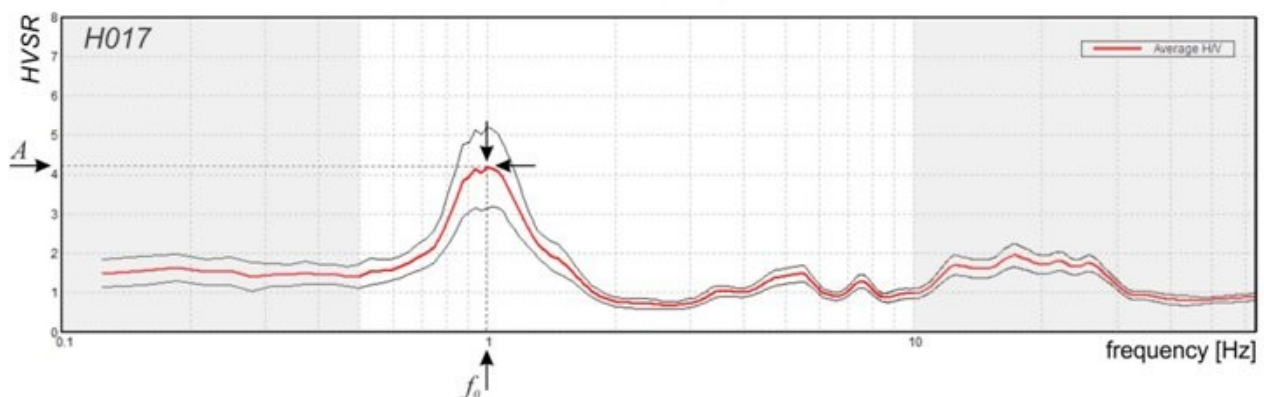


Figura 4.1 - Esempio di curva H/V (misurata nell'ambito del presente studio) che mostra il rapporto medio di H/V in funzione della frequenza (in rosso) e la sua deviazione standard (linee sottili in nero). Le frecce evidenziano i due valori di frequenza di risonanza (f) e ampiezza massima (A) che caratterizzano la curva e che sono alla base delle valutazioni del presente studio.

Una successione stratigrafica semplice, come delle coperture soffici al di sopra di uno strato rigido, in cui i parametri variano solo con la profondità ($I-D$), come esemplificato in figura 4.2, permette di spiegare con relativa semplicità le basi teoriche dell' $HVSR$: gli strati 1 e 2 si distinguono per le diverse densità (ρ_1 e ρ_2) e le diverse velocità delle onde sismiche (V_{S1} e V_{S2}). Un'onda che viaggia nel mezzo 1 viene (parzialmente) riflessa dall'orizzonte che separa i due strati. L'onda così riflessa interferisce con quelle incidenti, sommandosi e raggiungendo le ampiezze massime (condizione di risonanza) quando la lunghezza dell'onda incidente (λ) è 4 volte (o suoi multipli dispari) lo spessore h del primo strato (Castellaro et al., 2005).

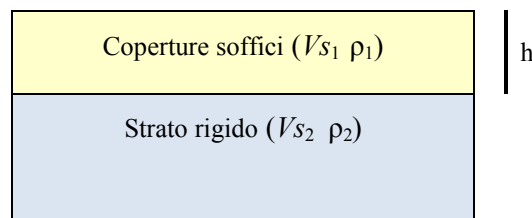


Figura 4.2 - Modello di sottosuolo semplice a due strati funzionale alla spiegazione delle basi teoriche dell' $HVSR$.

In altre parole è possibile stabilire una relazione fra lo spessore (h) e la velocità media delle onde S (V_s) dello strato soffice e la frequenza di risonanza fondamentale (f) dello strato, secondo l'equazione:

$$[1] \quad f = \frac{V_s}{4h}$$

La relazione tra frequenza di risonanza e spessore della copertura che risuona, per diversi tipi di sottosuolo, ossia per diverse V_s delle coperture, è graficamente esemplificata in figura 4.3.

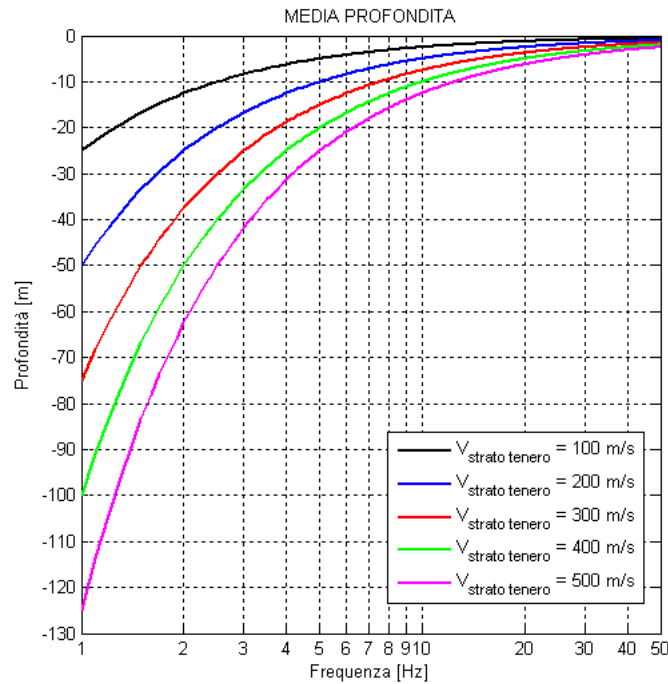


Figura 4.3 - Curve frequenza di risonanza (f) - spessore (h) per strati a diversa V_s (Micromed, 2012a).

Dall'equazione 1, e considerando che questo effetto è sommabile cosicché la curva *HVSR* mostra come massimi relativi le frequenze di risonanza dei vari strati, emerge come tale tecnica possa fornire anche indicazioni di carattere stratigrafico: a partire da una misura di vibrazioni ambientali che vincola il valore di f , nota la V_s delle coperture si può infatti stimare la profondità dei riflettori sismici principali o viceversa (Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999).

È opportuno evidenziare che l'informazione che si utilizza nella tecnica *HVSR* è per lo più contenuta nella componente verticale del moto, ma la prassi di usare il rapporto tra gli spettri orizzontali e quello verticale, piuttosto che il solo spettro verticale, deriva dal fatto che il rapporto fornisce un'importante normalizzazione del segnale per il contenuto in frequenza, la risposta strumentale e l'ampiezza del segnale. La normalizzazione è quindi alla base della diffusione e della replicabilità del metodo in quanto permette di rendere confrontabili le registrazioni che possono essere effettuate in momenti con rumore di fondo più o meno alto e quindi potrebbero presentare, in tempi diversi, misure diverse su una singola componente (Castellaro et al., 2005). Mediando su misure lunghe alcuni minuti, si può immaginare che le componenti orizzontali e verticali del moto del suolo tendano a essere sollecitate dalla sorgente in modo equivalente, con un'ampiezza media pari al livello medio del rumore in quell'intervallo temporale. In questa ipotesi, come già

accennato in precedenza, i rapporti fra le ampiezze verticali e orizzontali del moto (*HVSR*) saranno statisticamente indipendenti dalle caratteristiche delle sorgenti e saranno funzione delle sole caratteristiche del mezzo attraversato. In sostanza, indipendentemente dalla natura del campo d'onde, la funzione *H/V* sarà sempre caratterizzata da valori massimi in corrispondenza della frequenza di risonanza delle onde *S* (Albarelo e Castellaro, 2011).

In realtà però, nel campo delle vibrazioni ambientali sono presenti non solo onde di volume (*P* e *S*) ma anche, e in misura molto maggiore, onde di superficie, soprattutto onde di Rayleigh; tuttavia è possibile riferirsi a risonanza delle onde di volume (*S*) poiché le onde di superficie sono prodotte da interferenza costruttiva di queste ultime (Castellaro et al., 2005). L'applicabilità pratica della semplice formula [1] è stata infatti in ogni caso già da molti anni dimostrata in molti studi sia nell'ambito della prospezione geofisica (Castellaro e Mulargia, 2009b; AA.VV., 2011; Albarelo et al., 2011; Castellaro, 2012) che nell'ambito ingegneristico (Mucciarelli e Gallipoli, 2001).

4.3 Esecuzione delle misure di microtremore a stazione singola

Le misure di microtremore a stazione singola si effettuano per mezzo di sismometri tricomponenti (due componenti orizzontali ortogonali e una verticale) sufficientemente sensibili nell'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico (0.1-20 Hz, corrispondenti alle frequenze dei modi di vibrare della maggior parte delle strutture) che consentano di misurare vibrazioni del terreno caratterizzate da ampiezze molto piccole.

Lo strumento di misura deve quindi essere posizionato a contatto diretto col terreno garantendo un buon accoppiamento e la riduzione delle possibili fonti di disturbo nelle immediate vicinanze dei sensori (figura 4.4). È inoltre necessario garantire l'orizzontalità dello strumento attraverso la "messa in bolla" ed evitare che possa muoversi nel corso della misura o entrare in contatto con elementi mobili come piante o altro.

Dal momento che le misure di tipo passivo mirano a determinare caratteristiche medie del moto del suolo associato alle vibrazioni ambientali, è necessario che risultino statisticamente rappresentative del fenomeno analizzato. Per tale ragione, la misura di microtremore a stazione singola deve avere una durata commisurata alla frequenza di indagine di interesse, come vedremo in dettaglio in seguito, tenendo conto che tempi di misura più lunghi garantiscono una maggiore ridondanza del segnale e quindi una maggiore robustezza dei risultati in senso statistico, anche in presenza di vibrazioni ambientali poco energetiche.

La frequenza di campionamento adeguata per questo tipo di prove non deve essere inferiore a 50 Hz, in modo da permettere una ricostruzione spettrale sino ad almeno 20 Hz.

L'orientamento strumentale secondo il Nord geografico è utile in particolare quando si osservino "effetti direzionali" significativi di cui deve in ogni caso sempre essere dimostrata la significatività in senso statistico, tenendo presente che una direzionalità nel segnale registrato può essere legata a ragioni stratigrafiche (ad esempio stratificazioni inclinate) o topografiche (ad esempio per la presenza di scarpate), ma anche alle caratteristiche delle sorgenti (ad esempio quelle di tipo direzionale).



Figura 4.4 - Strumentazione per l'acquisizione di microtremori a stazione singola. In alto: sismometro (a sinistra) e sismografo (a destra) MAE[®]. In basso: tromografo digitale Tromino[®] prodotto da Micromed[®].

4.4 Analisi dei dati e attendibilità delle curve H/V

Le serie temporali registrate nelle tre componenti del moto durante le misure di microtremore a stazione singola vengono analizzate secondo procedure spettrali che possono essere di vario tipo (AA.VV., 2004) fino alla produzione delle curve del rapporto H/V ($HVSR$), dove H è la media delle due componenti spettrali orizzontali ortogonali. Se è vero che ogni procedura presenta pregi e difetti, va però rilevato che in presenza di un buon segnale e di fenomeni di risonanza significativi, i diversi protocolli producono sostanzialmente gli stessi esiti (Albarello e Castellaro, 2011).

Secondo quanto indicato da Albarello e Castellaro nel loro contributo all'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (2011), prima di qualsiasi interpretazione delle curve H/V è necessario tenere presente che:

1) la curva H/V deve essere statisticamente significativa, ossia essere caratterizzata da una deviazione in ampiezza e in frequenza ridotta (figura 4.5c). Quando questa caratteristica non sia presente sin dall'inizio (figura 4.5a), è necessario procedere ad una pulizia del tracciato. In generale le procedure che propongono la rimozione dei disturbi sulla base della serie temporale (AA.VV., 2004) non appaiono indicate quando l'obiettivo è pulire una curva che è funzione della frequenza. La pulizia deve infatti essere rivolta alla ricerca di un rapporto H/V stabile e quindi alla rimozione delle sole finestre in cui questo rapporto risulti alterato, a parità di frequenza, tra i canali H e i canali V (figura 4.5).

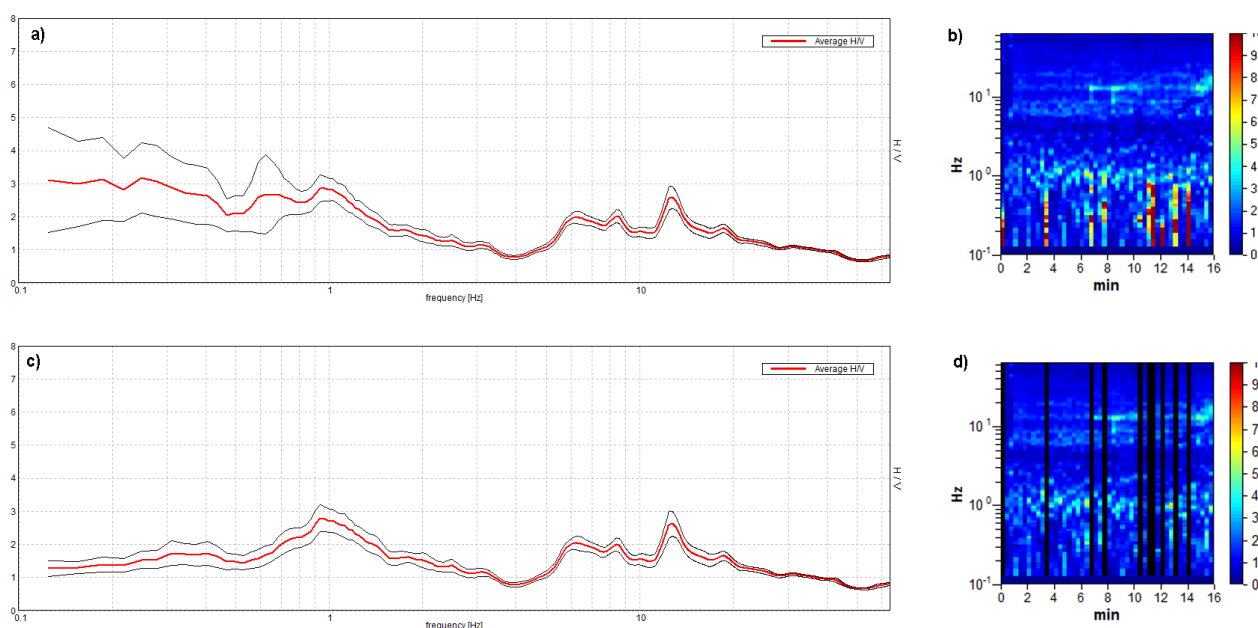


Figura 4.5 - Pulizia della curva H/V nel dominio delle frequenze eseguita con *software* Grilla[®] (Micromed, 2007; 2012b). a) curva H/V media (in rosso) e deviazione standard (in nero) non pulita; b) serie temporale degli H/V di a) per ciascuna finestra di analisi della durata di 20 s (colori: ampiezza H/V); c) curva H/V e deviazione standard dopo la rimozione dei disturbi; d) serie temporale degli H/V per ciascuna finestra di analisi della durata di 20 s (colori: ampiezza H/V). Le bande nere rappresentano le finestre scartate nella operazione di pulizia. Si osservi come nelle corrispondenti finestre in c) risultino valori anomali di ampiezza di H/V rispetto al resto della serie temporale dovuti a transienti nella registrazione.

2) la curva H/V deve essere sempre valutata congiuntamente agli spettri delle singole componenti da cui deriva, al fine di poter distinguere con una buona confidenza i picchi di natura stratigrafica da quelli generati da disturbi di natura antropica, come ad esempio il funzionamento di macchinari. In condizioni normali, in assenza di significative interfacce stratigrafiche, le tre componenti spettrali hanno ampiezze simili. Alla frequenza di risonanza si genera un picco H/V legato ad un minimo locale della componente spettrale verticale che determina una forma “a occhio” come quella indicata dalla freccia in figura 4.6. Questa forma è sicuramente indicativa di risonanze stratigrafiche (Castellaro e Mulargia, 2009a). In una registrazione di microtremore, specie in aree antropizzate, può capitare invece di osservare la registrazione di disturbi

concentrati attorno ad una specifica frequenza (artefatti) indotti dall'attività di macchinari o altro, che danno luogo a picchi o gole di H/V spuri non distinguibili con la sola osservazione del grafico dei rapporti spettrali (figura 4.7 in alto). Tuttavia, attraverso l'analisi del grafico degli spettri delle singole componenti, è possibile distinguere tali casi che si presentano con picchi stretti ben definiti su tutte e tre le componenti spettrali. Quando l'ampiezza sulle tre componenti non è simile, si originano picchi o gole spuri nelle curve H/V (figura 4.7).

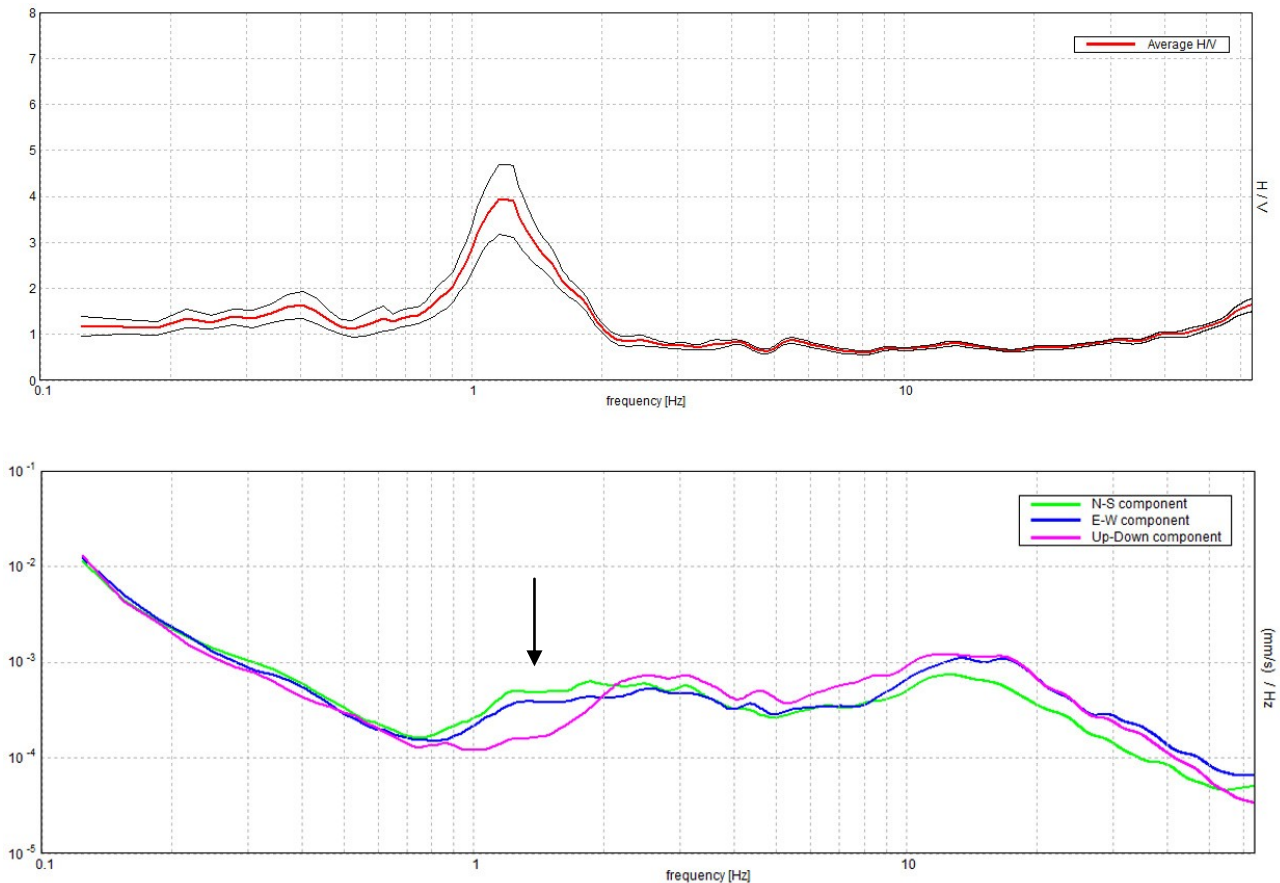


Figura 4.6 - Minimo locale della componente verticale (in basso), con forma "a occhio" che determina un evidente picco di risonanza stratigrafico nella curva H/V (sopra) dovuto a un forte contrasto di impedenza tra due strati.

Nel 2004 il progetto SESAME (AA.VV., 2004) ha definito una serie di criteri di tipo empirico per valutare l'affidabilità delle misure di microtremore e per verificare la presenza di un picco chiaro di H/V basate su considerazioni di tipo statistico sulla stabilità della curva e sulle modalità di campionamento (figura 4.8).

La prima parte di questi criteri è dedicata alla valutazione dell'attendibilità statistica della curva H/V : individuata la frequenza del picco di risonanza, i criteri aiutano a verificare se la registrazione è stata effettuata per un periodo abbastanza lungo e analizzata per un numero sufficiente di intervalli di tempo adeguati. È necessario che tutti e tre questi criteri siano soddisfatti per una curva attendibile, il non rispetto di anche solo uno dei criteri richiederebbe la ripetizione della misura.

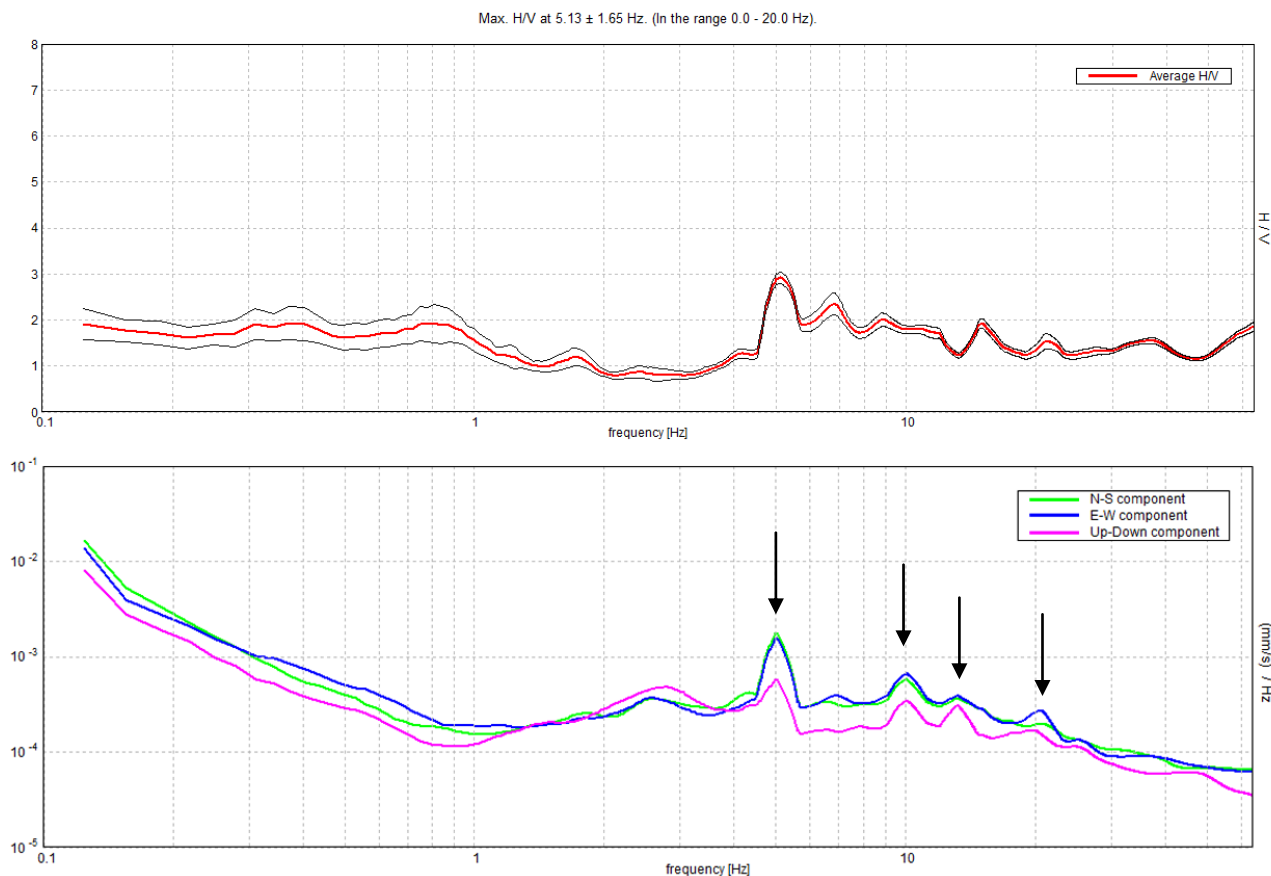


Figura 4.7 - Picchi stretti ben definiti su tutte e tre le componenti spettrali (in basso), che danno luogo a picchi di risonanza non stratigrafici (artefatti di origine antropica) nella curva H/V (sopra).

La seconda parte è dedicata alla valutazione della chiarezza del picco H/V : viene analizzata la morfologia del picco e si valuta semplicemente se il picco ha una forma geometricamente ben definita. Perché un picco possa essere definito "chiaro" è necessario che almeno 5 dei 6 criteri siano soddisfatti. Va chiarito che il non rispetto di questa seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) non indica la presenza di una misura non attendibile, ma solo l'assenza di un picco univoco quale quello che solo un contatto netto tra litotipi diversi dal punto di vista meccanico può generare (come nell'esempio di figura 4.6). Le transizioni stratigrafiche più graduali generano invece amplificazione in una banda larga di frequenze (figura 4.9). In questo caso eventuali non superamenti dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) non significano che non ci siano risonanze importanti ma solo che non ci sono picchi singoli ben definiti.

Criteri per una curva H/V affidabile [Tutti 3 dovrebbero risultare soddisfatti]	$f_0 > 10 / L_w$ $n_c(f_0) > 200$ $\sigma_A(f) < 2$ per $0.5f_0 < f < 2f_0$ se $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ per $0.5f_0 < f < 2f_0$ se $f_0 < 0.5\text{Hz}$
Criteri per un picco H/V chiaro [Almeno 5 su 6 dovrebbero essere soddisfatti]	Esiste f^- in $[f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$ Esiste f^+ in $[f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$ $A_0 > 2$ $f_{\text{picco}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$ $\sigma_f < \epsilon(f_0)$ $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$

L_w n_w $n_c = L_w n_w f_0$ f f_0 σ_f $\epsilon(f_0)$ A_0 $A_{H/V}(f)$ f^- f^+ $\sigma_A(f)$ $\sigma_{\log H/V}(f)$ $\theta(f_0)$	lunghezza della finestra numero di finestre usate nell'analisi numero di cicli significativi frequenza attuale frequenza del picco H/V deviazione standard della frequenza del picco H/V valore di soglia per la condizione di stabilità $\sigma_f < \epsilon(f_0)$ ampiezza media della curva H/V alla frequenza f_0 ampiezza media della curva H/V alla frequenza f frequenza tra $f_0/4$ e f_0 alla quale $A_{H/V}(f^-) < A_0 / 2$ frequenza tra f_0 e $4f_0$ alla quale $A_{H/V}(f^+) < A_0 / 2$ deviazione standard di $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ è il fattore per il quale la curva $A_{H/V}(f)$ media deve essere moltiplicata o divisa deviazione standard della funzione $\log A_{H/V}(f)$ valore di soglia per la condizione di stabilità $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$
---	--

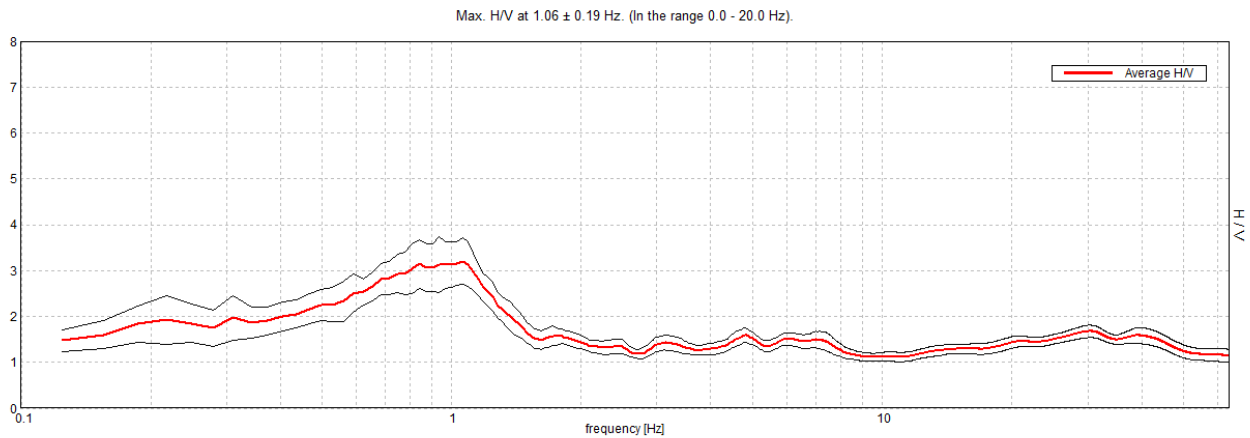
Valori di soglia per σ_f e $\sigma_A(f_0)$					
Intervallo di freq. [Hz]	< 0.2	0.2 - 0.5	0.5 - 1.0	1.0 - 2.0	> 2.0
$\epsilon(f_0)$ [Hz]	0.25 f_0	0.2 f_0	0.15 f_0	0.10 f_0	0.05 f_0
$\theta(f_0)$ per $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ per $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Figura 4.8 - Criteri SESAME (AA.VV., 2004) tradotti in italiano. Figura riportata in appendice in Albarello e Castellaro (2011).

Sempre relativamente alla seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) risulta evidente che non risultano soddisfatti nei siti che non presentano alcuna amplificazione, inoltre considerano significativi solo picchi con ampiezza H/V superiore a 2 che in realtà indicano sì bassi contrasti, ma non è detto che il massimo osservato non sia fisicamente significativo. In questi casi i criteri SESAME (AA.VV., 2004) segnalano solo che l'interpretazione della curva potrebbe essere più difficoltosa e va quindi effettuata con maggiore cautela. Allo scopo di fornire all'operatore impegnato nell'interpretazione dei risultati alcuni ulteriori criteri di giudizio sulla qualità delle singole misure rispetto a quelli forniti dai criteri SESAME (AA.VV., 2004), nell'ambito delle attività di microzonazione successive al terremoto di L'Aquila dell'aprile 2009 (Albarello et al., 2011), sono stati definiti ulteriori criteri di classificazione delle misure H/V (Albarello e Castellaro, 2011), che propongono 3 distinte classi di qualità per ciascuna delle quali vengono forniti esempi di curve a cui è possibile ricondursi:

- Classe A: H/V affidabile e interpretabile: può essere utilizzata anche da sola.
- Classe B: curva H/V sospetta (da "interpretare"): va utilizzata con cautela e solo se coerente con altre misure ottenute nelle vicinanze.
- Classe C: curva H/V scadente e di difficile interpretazione: non va utilizzata.

Per la definizione dei criteri propri di ciascuna classe di qualità, si rimanda alla pubblicazione di riferimento, specificando che tutte le misure utilizzate per il presente lavoro appartengono alle classi A e B, poiché sono state scartate e ripetute quelle che ricadevano nella classe C.



Max. H/V at 1.06 ± 0.19 Hz (in the range 0.0 - 20.0 Hz).

Criteria for a reliable H/V curve [All 3 should be fulfilled]			
$f_0 > 10 / L_w$	1.06 > 0.50	OK	
$n_c(f_0) > 200$	722.5 > 200	OK	
$\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	Exceeded 0 out of 52 times	OK	
Criteria for a clear H/V peak [At least 5 out of 6 should be fulfilled]			
Exists f^* in $[f_0/4, f_0]$ $A_{H/V}(f^*) < A_0 / 2$			NO
Exists f^* in $[f_0, 4f_0]$ $A_{H/V}(f^*) < A_0 / 2$	1.531 Hz	OK	
$A_0 > 2$	3.21 > 2	OK	
$f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$	$ 0.18291 < 0.05$		NO
$\sigma_f < \varepsilon(f_0)$	$0.19435 < 0.10625$		NO
$\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	$0.507 < 1.78$	OK	

Figura 4.9 - Curva attendibile secondo quanto previsto dai primi 3 criteri SESAME (AA.VV., 2004) ma che per i 6 criteri successivi non mostra un chiaro picco di H/V perché presenta amplificazione in una larga banda di frequenze.

4.5 Criticità nell'esecuzione delle misure H/V e nell'interpretazione dei risultati

L'esecuzione e l'interpretazione delle misure di microtremore a stazione singola presentano diverse criticità, note in letteratura, che devono essere tenute presenti per una corretta analisi dei risultati di studi come quello qui descritto. Nel presente paragrafo vengono descritte le principali, sulla base di quanto illustrato da Albarello e Castellaro nel loro contributo all'aggiornamento degli Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica (Albarello e Castellaro, 2011).

4.5.1 *Perturbazioni atmosferiche/oceaniche*

Le ampiezze assolute e le forme delle singole componenti spettrali delle misure di microtremore sono evidentemente influenzate dalle condizioni atmosferiche. In termini di rapporti H/V l'effetto è invece molto limitato, almeno per frequenze superiori a circa 0.5 Hz. È infatti prassi usare il rapporto H/V proprio perché agisce da efficace normalizzatore e si mantiene sufficientemente stabile nel tempo (Castellaro, 2012). Per frequenze inferiori a 0.5 Hz (e quindi profondità di diverse centinaia di metri, secondo l'equazione 1), il microtremore sismico è principalmente originato dalle perturbazioni atmosferiche e/o oceaniche capaci, dal punto di vista energetico, di mettere in risonanza centinaia di metri di coperture (Gutenberg, 1931; 1936). Nelle giornate di bassa pressione è quindi possibile che risultino meglio visibili i picchi di origine stratigrafica a basse frequenze (<0.5 Hz), che presentano ampiezze maggiori. Per questa ragione, a tali frequenze, il valore dell'ampiezza della curva va preso con molta cautela poiché può variare anche in termini consistenti ripetendo la misura in tempi diversi e diventa delicato eseguire correlazioni tra misure diverse (Albarello e Castellaro, 2011). A frequenze superiori a 0.5 Hz tale effetto tende rapidamente a diminuire e non sono quindi rilevanti, non solo in termini di frequenza, ma anche in termini di ampiezza osservata, le condizioni atmosferiche presenti nel corso della misura, che può anche essere eseguita anche in presenza di pioggia, a patto che questa non colpisca direttamente lo strumento di acquisizione (Albarello e Castellaro, 2011).

4.5.2 *Vento*

Per valutare la possibile influenza della presenza di vento su una misura di microtremore a stazione singola vanno distinti due casi: Un primo caso in cui il vento intenso può realmente produrre effetti significativi sulla misura in conseguenza del movimento indotto delle piante su ampie zone di terreno; ciò si verifica chiaramente in presenza di aree estese con erba alta o coltivazioni di piante sviluppate in altezza (es. girasoli) in cui si potrebbero ottenere misure fortemente disturbate e quindi di qualità scadente che richiedono la ripetizione della misura in assenza di vento. Un secondo caso in cui il vento, agendo direttamente sullo strumento di misura, può produrre una amplificazione maggiore nello spettro dei canali orizzontali rispetto a quello del canale verticale, con l'effetto che l'intera curva H/V presenta un'ampiezza nettamente maggiore di 1. Tale occorrenza è facilmente rilevabile e la curva andrà interpretata con cautela. Ripetendo la misura avendo cura che lo strumento sia ben accoppiato al suolo tale effetto dovrebbe essere minimizzato, in particolare se si provvede ad una pulizia delle tracce nel dominio delle frequenze (Albarello e Castellaro, 2011).

4.5.3 *Vicinanza di edifici*

Come il suolo trasmette il suo moto alle strutture su di esso fondate, queste re-irradiano il loro moto al suolo. Per questa ragione una misura effettuata in prossimità di una struttura può mostrare anche amplificazione alle frequenze dei modi di vibrare della struttura stessa. Per motivi fisici, nelle misure passive tale effetto si esaurisce entro breve distanza dalla struttura (Albarello e Castellaro, 2011). Dati sperimentali hanno

permesso di stabilire che, anche nel caso di edifici di altezza fino a 100 m, nelle curve H/V non si osservano effetti delle strutture a distanze superiori a 12 m (Castellaro e Mulargia, 2010). Tale valore può quindi essere preso come riferimento per la distanza minima da mantenere rispetto agli edifici circostanti. Nei casi in cui la curva H/V evidenzia la presenza di effetti dovuti alla radiazione del moto della struttura, l'osservazione degli spettri delle singole componenti del moto consente di distinguere agevolmente i picchi H/V stratigrafici, che si presentano come in figura 4.6, da quelli delle strutture antropiche, che si presentano molto stretti nelle componenti orizzontali o anche nella verticale (a seconda dei modi di vibrare della struttura) (Castellaro e Mulargia, 2010).

4.5.4 Inversioni di velocità

La presenza di uno strato meno rigido sottostante uno strato più rigido dà origine a quella che viene definita inversione di velocità. Tale condizione è abbastanza frequente in presenza di alternanze litologiche quali ad esempio ghiaie (o sabbie addensate) al di sopra di argille (figura 4.10), ma anche in presenza di cavità sotterranee o di suoli artificiali rigidi (asfalto, cemento, lastricato, ecc.) al di sopra del terreno naturale. Poiché un'inversione di velocità produce un abbassamento nella risposta delle componenti spettrali orizzontali del microtremore lasciando la componente verticale quasi inalterata (Castellaro e Mulargia, 2009a) si verifica che rapporto H/V si colloca su ampiezze inferiori ad 1 per larghi intervalli di frequenze.

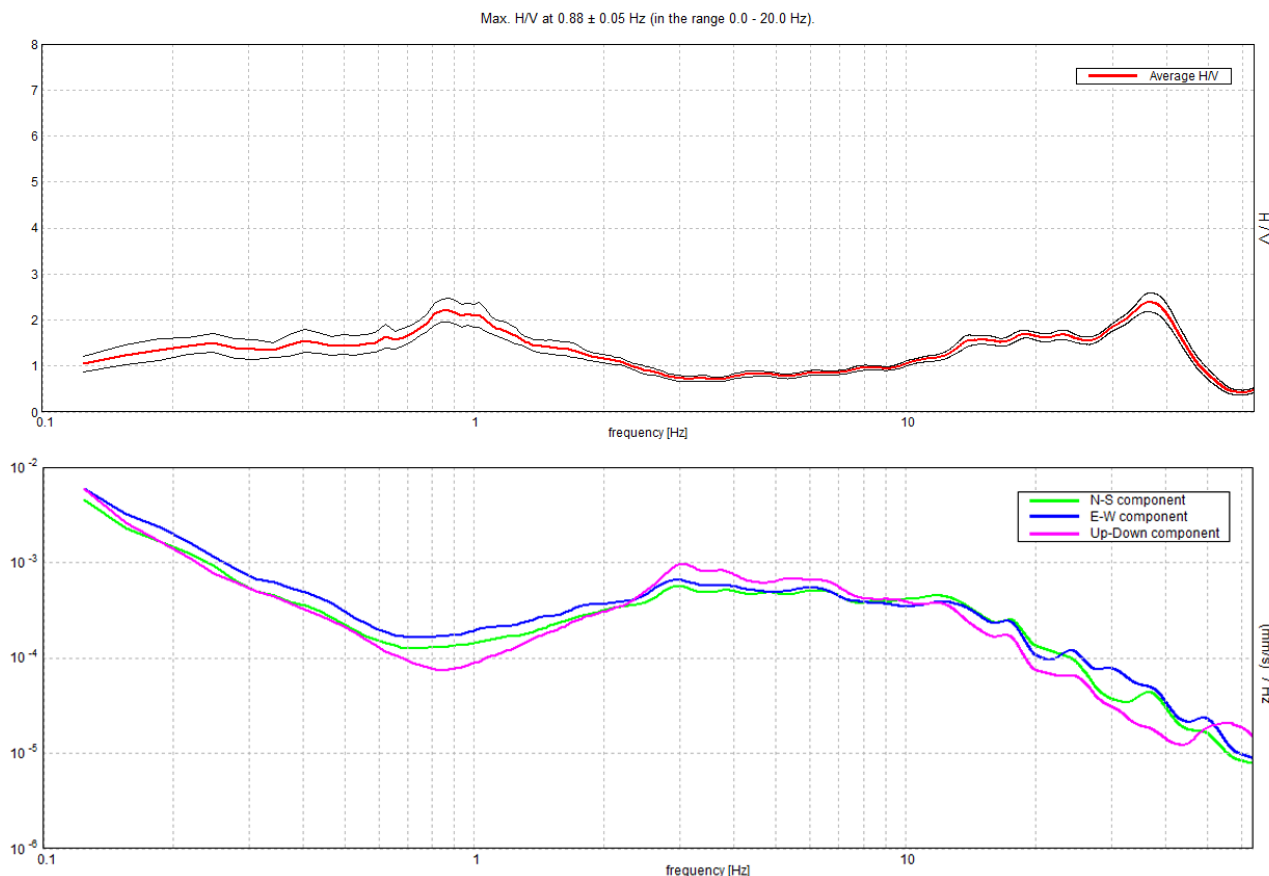


Figura 4.10 - Rapporto H/V inferiore a 1 tra 2.5 e 8 Hz (in alto) per effetto di una inversione di velocità stratigrafica, ben visibile nel grafico dello spettro delle singole componenti (in basso) dove si osserva che le componenti orizzontali si abbassano al di sotto della verticale.

Questo effetto può impedire l'individuazione di risonanze esistenti e quindi l'interpretazione di una curva H/V che mostri i segni di un'inversione di velocità può rivelarsi difficoltosa. Per tale ragione, ogni volta che è possibile è bene evitare di eseguire misure su terreni artificiali rigidi, ma anche all'interno di piccoli scavi o piazzole immerse in un mezzo rigido artificiale dove si riscontrano gli stessi problemi in quanto le componenti spettrali orizzontali del microtremore vengono fortemente attenuate dall'interfaccia rigida circostante (Albarelo e Castellaro, 2011).

4.5.5 Relazione tra ampiezza e contrasto di impedenza

Studi teorici e osservazioni sperimentali hanno da tempo evidenziato che esiste una relazione non lineare tra l'ampiezza dei massimi della curva H/V e l'entità dei contrasti di impedenza sismica che li originano. Per una misura eseguita ove non siano presenti contrasti di impedenza significativi nella successione stratigrafica, il rapporto H/V risulta all'incirca unitario, sia che il rumore ambientale sia dominato da onde di volume, che da onde di superficie. Fattori che in misura minore rispetto all'entità del contrasto di impedenza influenzano l'ampiezza dei massimi H/V sono: lo smorzamento e il rapporto di Poisson nelle coperture, il contributo delle diverse fasi sismiche e la distribuzione delle sorgenti attorno allo strumento (Lunedei e Albarelo, 2010). Per un dato sito non è possibile prevedere a priori l'entità del contributo relativo delle onde di volume e delle onde di superficie (nei diversi modi di propagazione) al campo d'onda delle vibrazioni

ambientali. I rapporti relativi delle diverse fasi cambiano in funzione delle frequenze, della situazione stratigrafica e della distribuzione delle sorgenti all'intorno del ricevitore. Tali eterogeneità non influenzano in nessun caso la stima della frequenza di risonanza (f) ma solo, eventualmente, l'ampiezza della curva H/V in coincidenza di questa, che va quindi interpretata con una certa cautela (Albarello e Castellaro, 2011).

4.5.6 Differenze tra H/V di microtremore e H/V di terremoto

Come definito all'inizio del presente capitolo, il microtremore sismico ambientale è un campo d'onde costituito prevalentemente da onde di superficie (Rayleigh e Love). La ragione sta nel fatto che queste si attenuano meno rapidamente delle onde di volume con la distanza. Dal momento che le onde di superficie hanno velocità prossime a quelle delle onde di taglio S , è da tempo riconosciuta la coincidenza di frequenze (equazione 1) tra i massimi di H/V individuati col microtremore (H/V_{tremore}) e quelli individuati sfruttando come segnale registrazioni di terremoti ($H/V_{\text{terremoto}}$) (Mucciarelli e Gallipoli, 2001). In termini di ampiezza le curve H/V del microtremore possono invece differire da quelle di terremoto in funzione di magnitudo, distanza e profondità dell'epicentro. Nel campo lontano, dove dominano le onde di superficie anche negli H/V da terremoto, esiste in genere coincidenza di ampiezze tra $H/V_{\text{terremoto}}$ e H/V_{tremore} , cosa non necessariamente verificata nel campo vicino. Nel caso in cui si calcoli la risposta sismica di sito tramite codici numerici (per esempio in termini di funzione di amplificazione del moto alle varie frequenze), il modello ottenuto dovrà riprodurre come minimo le i picchi di frequenza sperimentalmente misurati tramite H/V_{tremore} mentre, per i motivi sopra esposti, le ampiezze potranno differire (tenendo conto del fatto che i modelli di risposta sismica si basano esclusivamente sulle onde di taglio S , mentre, come detto, il microtremore è composto prevalentemente da onde di superficie) (Albarello e Castellaro, 2011).

4.6 Possibili utilizzi delle misure H/V

4.6.1 Individuazione di fenomeni di risonanza

Come detto, le misure H/V vengono eseguite allo scopo di individuare la presenza di fenomeni di risonanza sismica definendone le relative frequenze e fornendo indicazioni sull'entità del contrasto di impedenza e sullo spessore delle coperture che ne sono responsabili (Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999). Per questo genere di applicazione del metodo è necessario disporre di un buon controllo geologico dell'area di interesse e la disponibilità di un campione significativo di siti di misura a seconda della complessità del caso in esame. Chiaramente devono essere prese in considerazione solo misure definite affidabili secondo i criteri illustrati nel paragrafo 4.4. Innanzitutto devono essere identificate le indagini nelle quali è presente almeno un picco della curva H/V statisticamente significativo nell'intervallo di frequenze di interesse perché permettono l'identificazione di siti che potrebbero presentare fenomeni di risonanza. Per confrontare curve H/V ottenute da misure diverse realizzate in una stessa area è necessario assicurarsi che queste siano state eseguite con strumentazione analoga, durata simile e stessa frequenza di campionamento e che si siano utilizzate le stesse procedure numeriche per l'analisi del dato (ampiezza e caratteristiche delle finestre di lisciamento, ecc.). Se queste condizioni risultano verificate è possibile distinguere, in prima approssimazione, le aree dove ci si

aspetta la presenza nel sottosuolo di variazioni significative del contrasto di impedenza sismica alla base delle coperture (ampiezza H/V indicativamente maggiore di 3), da zone dove questi contrasti hanno ampiezze ridotte (H/V indicativamente minore di 3). Sulla base delle frequenze di risonanza determinate sperimentalmente, e previo confronto con le indicazioni derivanti da prove indipendenti realizzate nell'area (sezioni geologiche di dettaglio, sondaggi geognostici, misure dirette di V_s , ecc.), è inoltre possibile fornire una stima di massima degli spessori e delle velocità delle onde di taglio (V_s) delle coperture soffici responsabili dei possibili fenomeni di risonanza osservati utilizzando il grafico di figura 4.3 (Albarello e Castellaro, 2011). Se opportunamente calibrate tali misure possono essere utilizzate come metodo indipendente per la correlazione di superfici stratigrafiche che generano un contrasto di impedenza fino anche a profondità nell'ordine dei 1000 m (Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Amorosi et al., 2008).

4.6.2 Ricostruzione del profilo di velocità delle onde S nel sottosuolo

Come illustrato nel paragrafo 4.2, tramite l'equazione 1, a partire da una misura di frequenza di risonanza, nota la profondità dello strato che la genera, è possibile ottenere una stima delle velocità delle onde di taglio V_s delle coperture. L'equazione 1 vale però solo nel caso in cui la stratigrafia del sito indagato sia assimilabile ad un sistema semplice a due strati (monostrato soffice + substrato) mentre nei casi multistrato si debbono utilizzare modelli più complessi, basati sulla propagazione delle onde di superficie (Castellaro e Mulargia, 2009b; Lunedei e Albarello, 2010) implementati in *software* di calcolo basati su un approccio di inversione semplificata. Come detto, per trasformare una curva H/V in un profilo di V_s è necessario un vincolo relativo alla profondità di un riflettore stratigrafico, H , noto in modo indipendente (penetrometrie, sondaggi, ecc.), in assenza del quale esistono infiniti modelli (cioè combinazioni, V_s - H) in grado di produrre la stessa curva H/V .

Una curva H/V piatta (figura 4.11) non può chiaramente fornire informazioni sulle V_s del sottosuolo perché mancano gli elementi a cui vincolare il *fit*: un modello di sottosuolo che preveda un singolo strato con V_s costante (e di qualsiasi valore) è in grado di produrre la stessa curva. Ne consegue che per siti in cui non si rilevino contrasti di impedenza, non è possibile ricavare informazioni sulla V_s assoluta con tale metodo (Albarello e Castellaro, 2011).

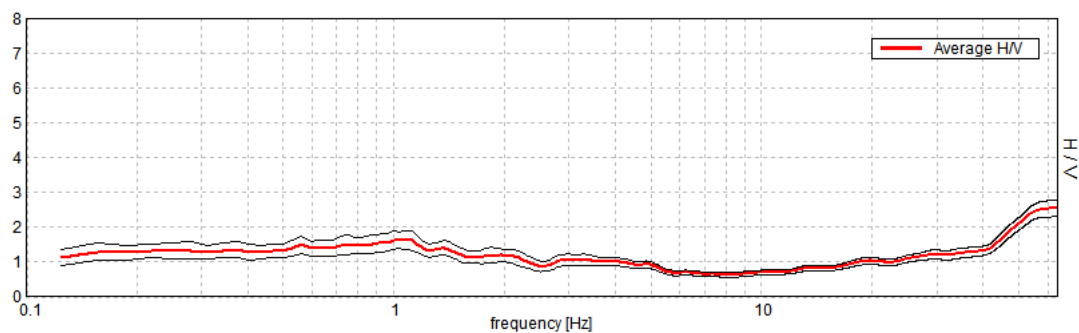


Figura 4.11 - Curva $HVSR$ sostanzialmente piatta, con valore del rapporto H/V sempre inferiore a 2 in tutto l'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico (0.1-20 Hz).

Sempre a partire dall'equazione 1, è chiaramente possibile ottenere una indicazione della profondità del contrasto di impedenza responsabile del picco della curva H/V , qualora si disponga di un vincolo rappresentato dal profilo di V_s ottenuto da prove indipendenti, quali quelle in *array* attivo o passivo, in configurazione 1D o 2D (es. *f-k*, *SASW*, *MASW*, *ReMi*, *SPAC*, *ESAC*, *FTAN*, ecc.)

I modelli sui quali si basa l'inversione delle sopra citate prove in *array* si fondano sull'assunto che ci si trovi in presenza di un sottosuolo a strati piani e paralleli (Park et al., 2007). Assunto che però non viene in genere verificato in campagna, dove l'esecuzione di due di misure H/V agli estremi dello stendimento consente invece di identificare rapidamente geometrie non 1D. Un secondo limite di molte tecniche in *array* (in particolare di quelle attive) è che, quando ci si trova in presenza di un importante riflettore, caratterizzato da aumento di rigidità (come ad esempio un livello di ghiaia sotto dei limi), l'energia prodotta in superficie da una sorgente convenzionale rimane quasi tutta confinata nel mezzo tenero e risulta insufficiente a caratterizzare le velocità di propagazione delle onde di taglio nel mezzo rigido (ghiaia) e sotto di esso (Bonney-Claudet et al., 2008). In casi come questo è consigliabile l'approccio misto di tecniche in *array* e a stazione singola: la prova in *array* fornisce il vincolo per il *fit* della prova H/V anche in assenza di dati stratigrafici e la prova H/V permette di estendere i profili di V_s fino a profondità maggiori di quelle normalmente raggiungibili dalla sola prova in *array* (Albarelo e Castellaro, 2011).

4.6.3 Risposta sismica locale

In tempi relativamente recenti la tecnica sismica passiva a stazione singola si è affermata come uno dei metodi più immediati per stabilire se un sito è soggetto ad amplificazione stratigrafica ed eventualmente a quali frequenze, in particolare, ad esempio, ai fini della definizione della risposta sismica locale in studi realizzati a supporto della pianificazione territoriale (Tarabusi, 2012; Martelli e Romani, 2013; Martelli et al., 2013a). In fase di progettazione è inoltre necessario determinare un profilo di V_s che spieghi tutte le risonanze misurate, e in particolare quelle a frequenze rilevanti per l'opera in progetto. Per strutture medio-grandi le profondità minime a cui si deve spingere la caratterizzazione sismostratigrafica (almeno 100 m per strutture con periodo di 1 s) non sono investigabili con la maggior parte delle tecniche geognostiche e geofisiche, anche per motivi di costi. In questi casi un ragionevole compromesso è rappresentato dalla determinazione di un profilo di V_s superficiale tramite un'affidabile tecnica geofisica e l'estensione del profilo di V_s in profondità tramite il *fit* vincolato della curva H/V , descritto nel paragrafo precedente. Pur tenendo presente i limiti dell'approccio descritto, esso appare adeguato a supportare una eventuale risposta sismica locale calcolata tramite codici numerici, ogni qual volta sia necessario un modello di sottosuolo a grandi profondità. Il risultato del calcolo dovrà infatti comunque riprodurre almeno le stesse frequenze di amplificazione misurate tramite le misure di microtremore a stazione singola (Albarelo e Castellaro, 2011).

5. Misure ed elaborazioni

Prima di iniziare a trattare le fasi di acquisizione ed elaborazione dei dati, vale la pena sintetizzare in un breve paragrafo le ragioni, più diffusamente trattate nei primi tre capitoli, che hanno portato alla realizzazione dell'estesa campagna di misure di seguito descritta.

5.1 Motivazioni

I terremoti del maggio 2012 hanno avuto origine da due segmenti dell'Arco Ferrarese che rappresenta il settore più avanzato dell'Appennino Settentrionale sepolto. Entrambe le faglie responsabili delle due scosse principali della sequenza sono inverse e cieche (Vannoli et al., 2014) e, nel volume sovrastante, generano un tipico processo plicativo per propagazione di faglia. La loro riattivazione, infatti, ha prodotto un'ampia deformazione della superficie terrestre con sollevamenti massimi nella zona epicentrale di ca. 20-25 cm (Bignami et al., 2012; Salvi et al., 2012; Caputo et al., 2015). In un contesto geologico di subsidenza regionale e di forti apporti fluviali da parte del Po e dei suoi affluenti appenninici, le strutture deformative cosismiche vengono progressivamente sepolte e la topografia tendenzialmente 'pareggiata' dai continui processi fluviali. Il ripetersi di simili 'terremoti morfogenici areali' (Caputo, 2005) può essere riconosciuto attraverso l'interpretazione di profili sismici a riflessione, generalmente effettuati per ricerche di idrocarburi (Pieri e Groppi, 1981; Boccaletti et al., 2004), mettendo in evidenza le variazioni stratigrafiche cumulatesi nel tempo. Dal punto di vista morfologico, invece, il riconoscimento di tali strutture attive è molto più difficile, ma un'attenta analisi delle anomalie idrografiche può suggerire la loro individuazione (Burrato et al., 2003; 2012). La definizione della sorgente sismogenica di Mirandola, già inserita nel DISS (DISS Working Group, 2010) prima dei terremoti emiliani, si basava appunto su questo tipo di osservazioni, mancando tra l'altro, nell'area specifica, importanti terremoti storici, probabilmente a causa dei lunghi tempi di ritorno.

Le esplorazioni sismiche e le indagini morfologiche hanno però entrambe dei forti limiti. Le prime, infatti, sono molto costose, non sempre disponibili e, soprattutto, sono spesso prive di informazioni sugli strati più superficiali perché calibrate per *target* più profondi. Le seconde, invece hanno generalmente un largo margine di incertezza per le entità estremamente ridotte delle anomalie topografiche, in quanto rappresentative soltanto degli ultimi terremoti morfogenici. In alternativa ai due suddetti approcci, ma anche in modo complementare ad essi, con il presente lavoro mi sono concentrato sul sottosuolo superficiale (ca. 100-200 m) che rappresenta un *target* di indagine cruciale per riconoscere l'attività recente di faglie sepolte. Per fare ciò è stata utilizzata una tecnica di indagine a basso costo, come le misure di rumore sismico a stazione singola, applicandola al settore di Pianura Padana in corrispondenza dell'anticlinale di Mirandola.

5.2 Acquisizione ed elaborazione

Tra il 2011 e il 2015, sono state da me eseguite 187 misure di sismica passiva a stazione singola entro l'area di interesse (figura 2.2). Di tali misure ne sono state però scartate 56, per diverse ragioni di seguito illustrate. Sono quindi state utilizzate 131 misure, caratterizzate da una distanza variabile tra 100 m e 1 km (figura 5.1)

e distribuite in tutta l'area indagata, anche se con una densità variabile al fine di meglio evidenziare la geometria dell'anticlinale di Mirandola che rappresenta il caso di studio strutturale e stratigrafico del presente lavoro.

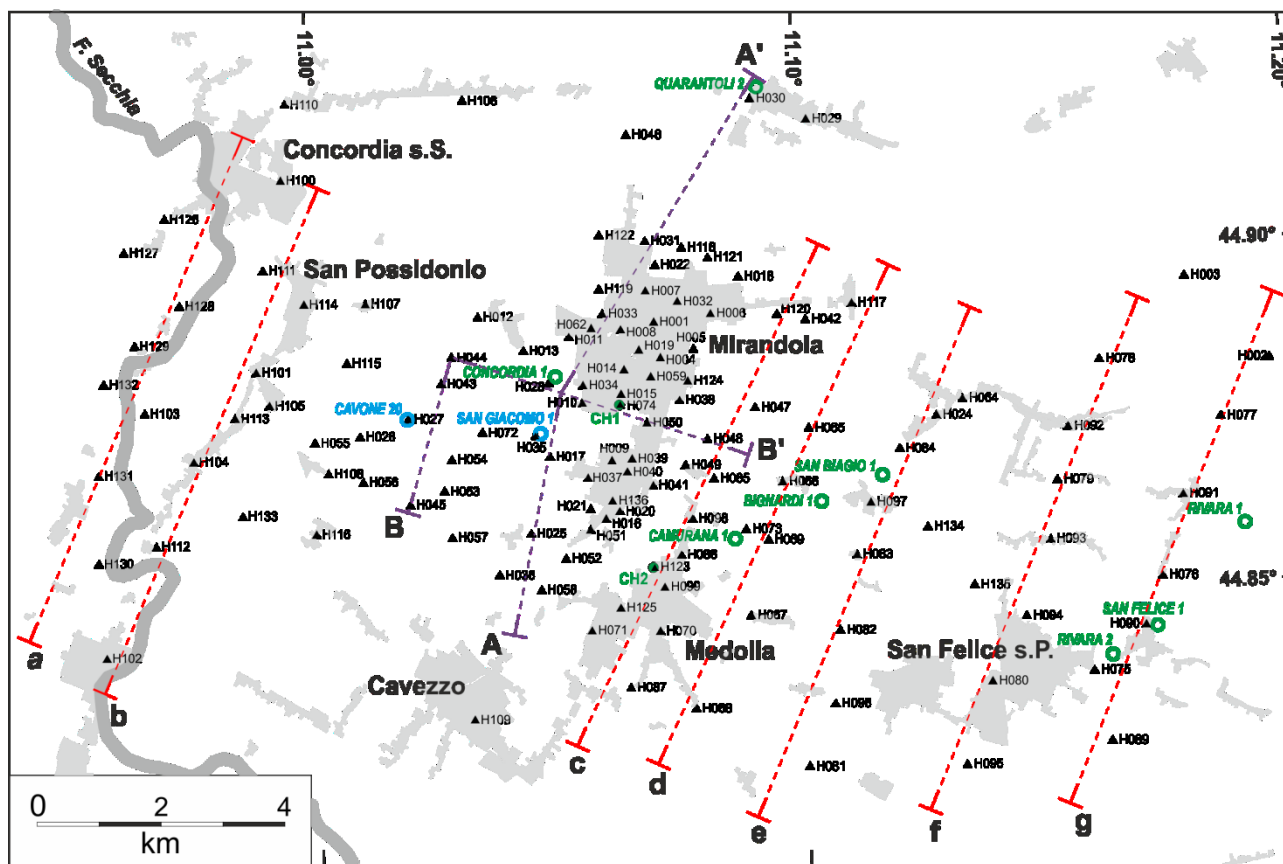


Figura 5.1 - Area di studio e dati acquisiti. I triangoli rappresentano le misure di microtremore realizzate ed elaborate per il presente studio codificate come in tabella 5.1. I cerchi rappresentano i sondaggi utilizzati come taratura del modello: quelli vuoti in verde i principali pozzi per idrocarburi per cui è stato possibile consultare la stratigrafia; quelli vuoti in azzurro i pozzi per idrocarburi per cui non è stato possibile consultare la stratigrafia, ma utilizzati come taratura nello studio che ha prodotto le sezioni delle figure 3.4 e 3.5 (Martelli e Molinari, 2008); quelli pieni verdi i due carotaggi con *crosshole* realizzati dalla Regione Emilia-Romagna nel 2013: CH1 - Mirandola sud; CH2 - Medolla nord (Martelli et al., 2013a) di figura 3.9. Col tratteggio viola sono rappresentate le tracce delle sezioni delle figure 3.4 e 3.5 (Martelli e Molinari, 2008), mentre col tratteggio rosso le tracce delle sezioni *HVSUR* di seguito descritte (figura 6.9).

Tutte le misure sono state effettuate utilizzando un tromografo digitale (Tromino[®]) che registra il rumore di fondo allo scopo di ricavare le frequenze di risonanza dei terreni, avendo cura che fossero rispettate le condizioni proposte nelle linee guida SESAME (AA.VV., 2004) per ottenere misurazioni e risultati attendibili, come descritto e discusso nel paragrafo 4.4.

Il lavoro sul campo è stato realizzato con tre diversi strumenti, tutti modelli differenti di Tromino[®] (Studio, Zero e Engy) che presentano comunque analoghe caratteristiche (Micromed, 2012b): 3 canali velocimetrici ad alta sensibilità (± 1.2 mm/s) con intervallo di operatività tra 0.1 e 512 Hz e conversione A/D > 24 bit reali.

Le registrazioni sono tutte state eseguite con frequenza di campionamento 128 Hz e tempi di misura compresi tra i 12 e i 30 minuti. Parte delle indagini risalenti al 2011, e quindi allo studio di Microzonazione sismica del Comune di Mirandola, hanno un tempo di registrazione pari a 12 minuti, mentre quelle realizzate

successivamente, nel corso dell'attività di dottorato di ricerca, hanno un tempo minimo di 16 minuti. In ogni caso, tutte le misure, indipendentemente dalla loro durata, rispettano quanto previsto dai primi tre criteri SESAME (AA.VV., 2004) per una curva H/V affidabile (figura 4.8) e risultano adeguate per l'osservazione di picchi a frequenza superiore a 0.5 Hz quali quelli di principale interesse per il presente studio. Ammettendo infatti che in una misura di 12 minuti vi siano 2 minuti di registrazione affetti da disturbi (da rimuovere secondo quanto illustrato in figura 4.5) e che quindi vi siano anche solo 10 minuti (600 secondi) utili per osservare un picco di frequenza superiore a 0.5 Hz:

1) per il rispetto del secondo criterio SESAME (AA.VV., 2004) deve essere verificata la condizione che:

$$n_c(f_0) > 200$$

poiché

$$n_c = L_w n_w f_0$$

di conseguenza

$$L_w n_w f_0 > 200$$

Nel caso in esame i tre termini a sinistra sono:

$$L_w \text{ (lunghezza della finestra)} = 20 \text{ s}$$

$$n_w \text{ (numero di finestre usate nella analisi)} = 600\text{s}/20\text{s} = 30$$

$$f_0 \text{ (frequenza del picco principale } H/V) = 0.5 \text{ Hz}$$

il cui prodotto restituisce il valore di 300 che è molto superiore a 200; pertanto la condizione è verificata.

2) per il rispetto del primo criterio SESAME (AA.VV., 2004) deve essere verificata la condizione che:

$$f_0 > 10 / L_w$$

la quale ci dice che con finestre di analisi di 20 secondi si ha una curva affidabile solo per una frequenza del picco principale di H/V superiore a 0.5 Hz.

In tutta l'area di studio i picchi principali di H/V , oggetto di interesse ed analisi, si ritrovano a frequenze comprese tra 0.72 e 2 Hz, con una sola eccezione di una singola misura che restituisce un picco a 0.63 Hz. Tali valori risultano sufficientemente lontani dal limite di 0.5 Hz, al di sotto del quale il microtremore è originato principalmente da perturbazioni atmosferiche e/o oceaniche capaci, dal punto di vista energetico, di mettere in risonanza centinaia di metri di coperture (Gutenberg, 1931; 1936). In questo senso si può affermare che per le frequenze di maggiore interesse per il presente studio, f_0 attorno a 1 Hz, anche il valore dell'ampiezza, A , del picco principale può essere ritenuto sufficientemente stabile e non dipendente dalle condizioni atmosferiche. Tale assunzione ha trovato conferma nella ripetizione sullo stesso punto di diverse misure a distanza di tempo, sia con strumenti differenti (modelli diversi di Tromino®), che con lo stesso strumento. Tali ripetizioni hanno infatti portato a risultati analoghi sia in frequenza che in ampiezza, in

particolare per le misure che evidenziano i picchi maggiormente significativi (ampiezza > 2.5), come esemplificato per tre siti in figura 5.2.

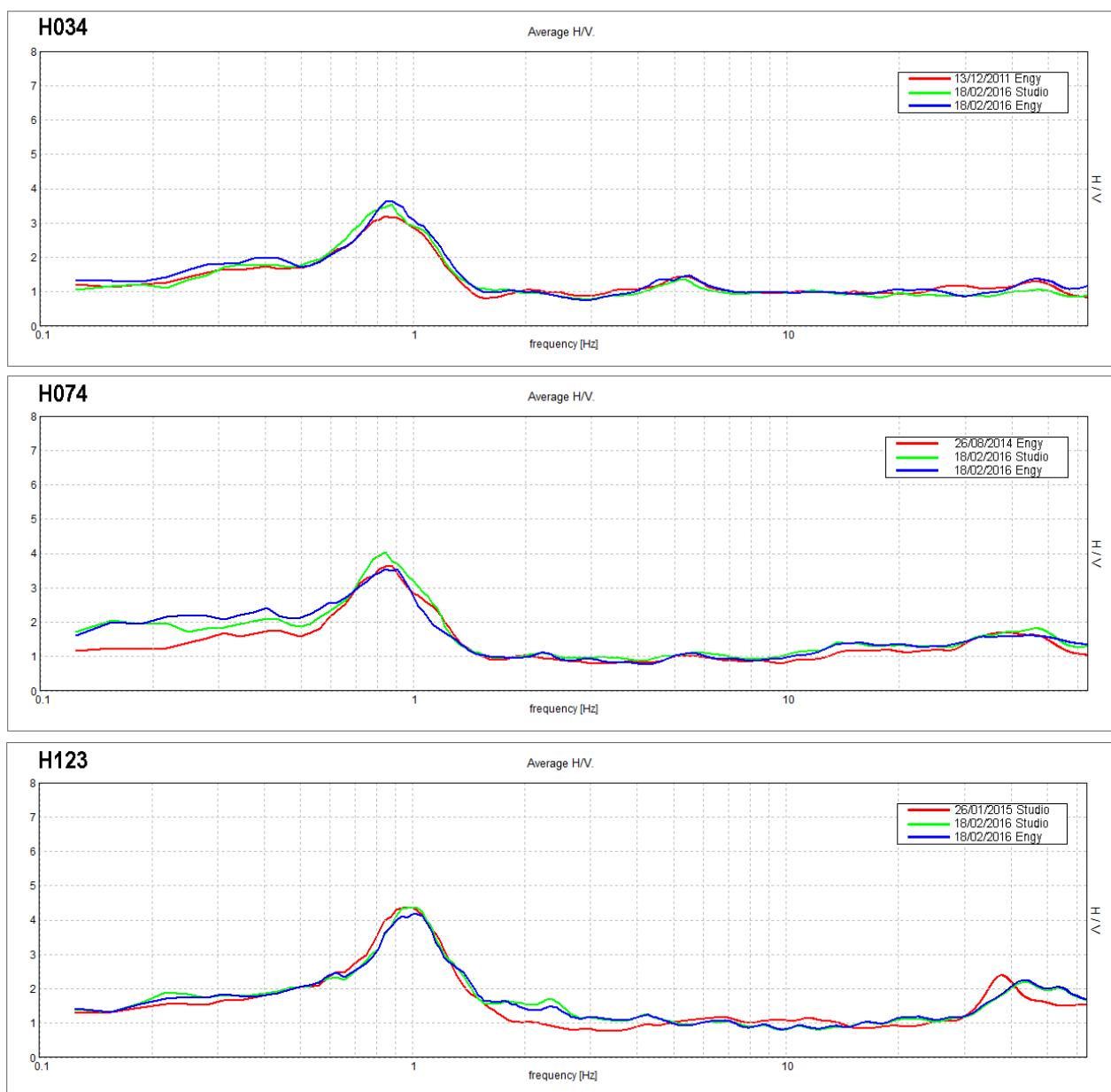


Figura 5.2 - Confronto delle curve H/V di misure eseguite tra il 2011 e il 2015 in tre siti diversi e archiviate nella banca dati (tracce rosse), con quelle delle misure ripetute nel febbraio 2016 sulla stessa verticale con due strumenti diversi (tracce verdi e blu). La sostanziale analogia delle curve alle frequenze di interesse e le tutto sommato ridotte differenze nei valori di f_0 e A , evidenziano come in tempi differenti e con strumenti differenti (Tromino ® modello Engy o Studio) si ottengono risultati del tutto confrontabili per gli scopi del presente studio.

Si noti che in generale, come è ragionevole attendersi, per le misure con ampiezza più elevata è più frequentemente rispettata anche la seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) che indica la presenza di un picco significativo univoco nella curva H/V (almeno 5 su 6 dei criteri debbono essere soddisfatti). Tale occorrenza è evidenziata dal grafico riportato in figura 5.3.

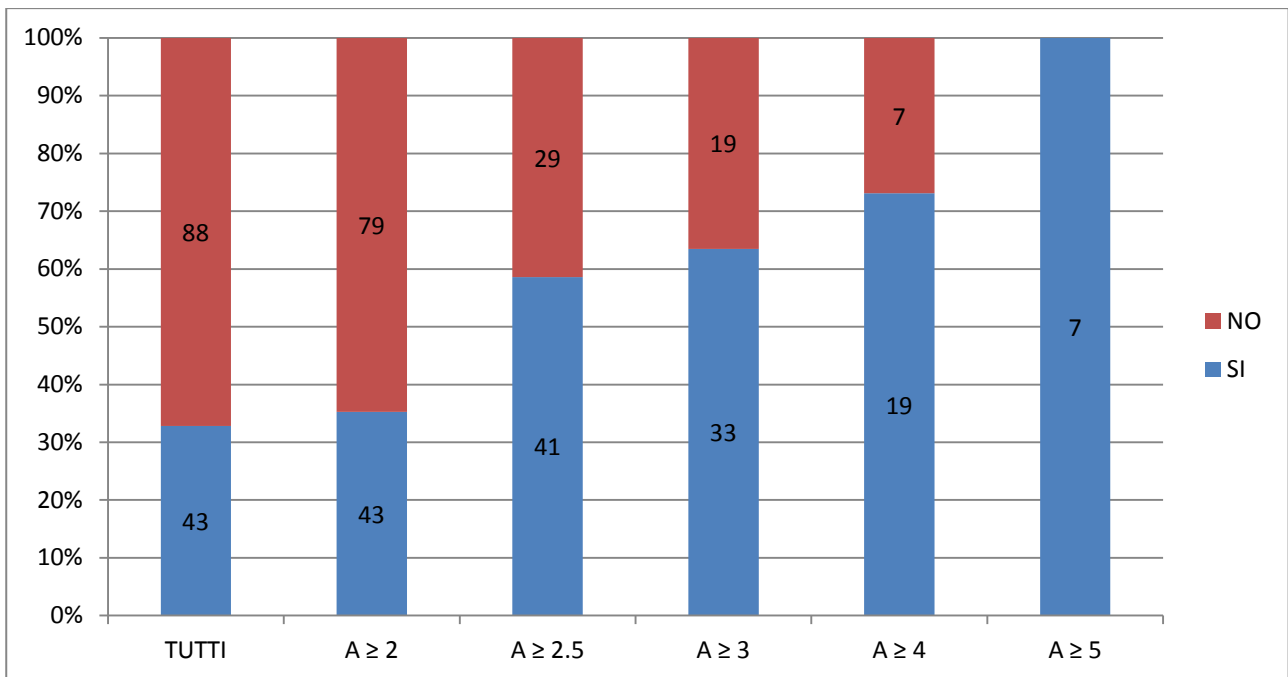


Figura 5.3 - Grafico che rappresenta, all'aumentare dell'ampiezza (A) del picco f_0 , la percentuale di misure che rispettano (in blu) o non rispettano (in rosso) la seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004), cioè quelle che presentano o non presentano un picco significativo univoco nella curva H/V (almeno 5 su 6 dei criteri debbono essere soddisfatti). Le etichette indicano il numero assoluto di misure. Al crescere dell'ampiezza diminuisce la percentuale delle misure che non rispettano tali criteri.

Il software Grilla[®] (Micromed, 2007; 2012b) è stato utilizzato per elaborare con gli stessi criteri tutti i record nell'intervallo di frequenza 0-64 Hz (valutando solo i picchi di interesse stratigrafico e quindi tra 0 e 20 Hz), considerando finestre temporali di 20 s e una tecnica di *smoothing* basata su una finestra triangolare con ampiezza pari al 10%. Come visto al capitolo 4 risulta importante che l'elaborazione di tutte le misure venga eseguita con i medesimi criteri (Albarelo e Castellaro, 2011), in particolare quando, come nel nostro caso, l'interesse non è tanto sul dato assoluto di frequenza o ampiezza, quanto piuttosto sul confronto tra i diversi dati distribuiti arealmente.

A seguito di tali elaborazioni, standardizzate per tutte le misure, alcune curve H/V , che evidenziano alle frequenze di interesse solo un blando picco e quindi comunque lontane dalla zona di culmine dell'anticlinale, presentano il valore di maggiore ampiezza a frequenze inferiori a 0.5 Hz (H029, H030 e H042) o superiori a 5 Hz (H006, H007, H046, H068, H081), così come indicato nei singoli rapporti di prova (come da esempi di figura 5.4). In entrambe le tipologie di casi per il presente studio, anche in considerazione dell'assetto stratigrafico di questa porzione di Pianura Padana, non è stato considerato come f_0 (e quindi riportato in tabella 5.1) il picco a maggiore ampiezza, ma quello compreso tra 0.5 e 2 Hz. Si è infatti tenuto conto del criterio per cui la frequenza fondamentale (o di risonanza) è rappresentata dal picco significativo a più bassa frequenza, senza però considerare quelli a frequenze troppo basse, tra l'altro anche di scarso interesse ingegneristico, in cui entra in gioco l'influenza delle condizioni atmosferiche e per cui ci si avvicina ai limiti strumentali.

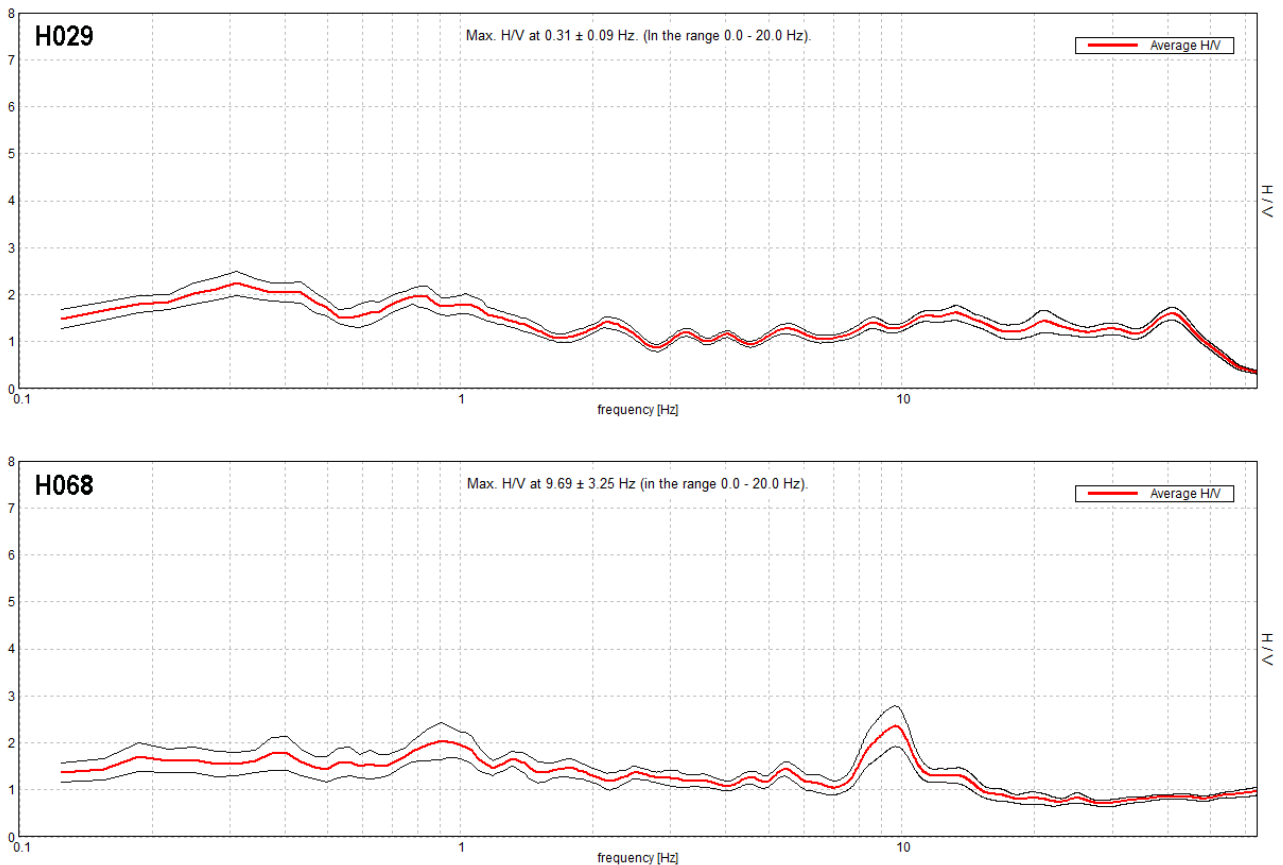


Figura 5.4 - Esempi di misure con picco a maggiore ampiezza a frequenze diverse da quelle di interesse dello studio: inferiore a 0.5 Hz (sopra) e superiore a 2 Hz (sotto). In entrambi i casi, per le ragioni discusse nel testo, è stato assunto come valore di frequenza fondamentale (f_0), quello compreso tra 0.5 e 2 Hz (0.81 e 0.92 rispettivamente)

Si segnala che nel rapporto di prova generato dal *software* Grilla[®] (Micromed, 2007; 2012b) per le tre suddette misure che hanno una frequenza massima inferiore a 0.5 risultano non rispettati i primi tre criteri SESAME (AA.VV., 2004), poiché, come visto sopra, la finestra di analisi di 20s è considerata insufficiente per tali frequenze. In ogni caso tali criteri sono rispettati per i picchi a frequenza superiore considerati per il presente studio.

5.3 Banca dati delle misure

I risultati di tutte le analisi eseguite con le suddette modalità sono state archiviate in una banca dati GIS per poter essere efficacemente consultate e confrontate su base numerica, descrittiva e geografica. Come detto, le misure realizzate sono in tutto 186, ma solo 131 sono state utilizzate per il presente studio. Solo queste ultime sono quindi presenti nella banca dati definitiva. Di seguito sono rapidamente illustrate le ragioni che hanno portato all'esclusione di 56 misure:

Innanzitutto ben 44 delle 56 misure scartate provengono dalle 104 che erano state eseguite nel 2011 per lo studio di microzonazione sismica del comune di Mirandola. Quasi tutte, in ragione della caratterizzazione speditiva all'epoca necessaria, erano state eseguite con tempi di registrazione di 12 minuti e pertanto vi sono alcuni casi in cui la rimozione di eventuali disturbi porta ad una eccessiva riduzione del tempo di misura su cui effettuare l'analisi e al conseguente non rispetto dei primi tre criteri SESAME (AA.VV., 2004). Inoltre,

diverse registrazioni del 2011, particolarmente significative, sono state ripetute nel corso dell'attività di dottorato di ricerca con tempi di misura più lunghi (16, 20 o anche 30 minuti). Infine sono state scartate quelle misure che nel 2011, dovendo caratterizzare in dettaglio le aree urbanizzate, erano state realizzate su superfici artificiali (cemento o asfalto) e per cui le curve H/V presentavano evidenti inversioni di velocità.

Delle 83 misure realizzate tra il 2013 e il 2015 per il dottorato di ricerca ne sono invece state scartate solo 12, successivamente ripetute, che presentavano per lo più problemi di accoppiamento tra strumento e terreno o picchi legati a disturbi di possibile origine antropica prossimi alle frequenze di interesse. Sono state comunque conservate alcune misure con picchi di evidente origine antropica poiché osservati a frequenze significativamente superiori a quelle di interesse.

I principali dati associati alle 131 misure archiviate e utilizzate per il presente studio sono riportati nella seguente tabella. Su richiesta all'autore possono essere forniti tutti i singoli rapporti di prova.

Codice	f_0	A	Lat	Lon	Data	Durata (min.)	SESAME 1	SESAME 2
H001	0.91	2.2	44.8894	11.0702	2011-10-14	12	SI	NO
H002	0.78	2.1	44.8821	11.1963	2011-11-2	12	SI	SI
H003	0.75	2.3	44.8943	11.1793	2011-11-2	12	SI	NO
H004	0.84	2.5	44.8842	11.0714	2011-11-2	12	SI	SI
H005	0.88	2.4	44.8854	11.0782	2011-11-2	12	SI	NO
H006	0.89	2.2	44.8905	11.0819	2011-11-2	12	SI	NO
H007	0.88	2.1	44.894	11.0686	2011-11-2	12	SI	NO
H008	0.78	2.2	44.8884	11.0634	2011-11-2	12	SI	NO
H009	0.88	3.9	44.8694	11.061	2011-11-3	12	SI	NO
H010	0.88	3.8	44.8779	11.0552	2011-11-3	12	SI	NO
H011	0.72	2.4	44.8875	11.0527	2011-11-3	12	SI	NO
H012	0.88	2.7	44.8907	11.0341	2011-11-3	12	SI	NO
H013	0.88	3	44.8856	11.0433	2011-11-3	12	SI	NO
H014	0.81	2.7	44.8826	11.0639	2011-11-3	12	SI	SI
H015	0.94	3.3	44.879	11.0631	2011-11-3	12	SI	SI
H016	1.03	5.7	44.8609	11.0595	2011-11-3	12	SI	SI
H017	1.03	4.4	44.8701	11.0482	2011-11-3	12	SI	NO
H018	0.78	2.2	44.8958	11.0878	2011-11-18	12	SI	NO
H019	0.84	2.4	44.8854	11.067	2011-11-18	12	SI	NO
H020	1.09	4.6	44.8619	11.0623	2011-11-25	20	SI	SI
H021	1.06	5.8	44.8623	11.0564	2011-11-25	30	SI	SI
H022	0.88	2.2	44.8977	11.0708	2011-11-25	20	SI	NO
H024	0.94	2.2	44.8749	11.1277	2011-11-25	30	SI	NO
H025	0.94	3.2	44.859	11.0441	2011-12-7	12	SI	NO
H026	1.22	3.7	44.8737	11.0094	2011-12-7	20	SI	SI
H027	1.03	3.6	44.8761	11.0194	2011-12-7	20	SI	SI
H028	0.84	3.5	44.8809	11.0484	2011-12-7	20	SI	SI
H029	0.81	2	44.9185	11.1025	2011-12-7	30	NO	NO
H030	0.9	1.9	44.9217	11.0911	2011-12-7	20	NO	NO
H031	0.94	2.1	44.9012	11.0688	2011-12-7	30	SI	NO
H032	0.91	2.1	44.8924	11.0752	2011-12-13	30	SI	NO

Codice	f ₀	A	Lat	Lon	Data	Durata (min.)	SESAME 1	SESAME 2
H033	0.75	2.2	44.8908	11.0597	2011-12-13	30	SI	NO
H034	0.84	3.2	44.8804	11.0554	2011-12-13	30	SI	SI
H035	1.09	3.4	44.8732	11.0454	2011-12-13	20	SI	NO
H036	0.87	2.1	44.853	11.0374	2011-12-13	12	SI	NO
H037	1.09	4.2	44.8669	11.056	2011-12-13	20	SI	SI
H038	0.91	2.5	44.8779	11.0751	2011-12-15	30	SI	NO
H039	1	4.1	44.8696	11.0651	2011-12-15	30	SI	NO
H040	1.19	4.3	44.8677	11.0641	2011-12-15	12	SI	SI
H041	1.06	4.4	44.8656	11.0693	2011-12-15	12	SI	NO
H042	0.93	1.8	44.8893	11.1014	2011-12-15	12	NO	NO
H043	1.13	3.6	44.8811	11.0263	2011-12-15	12	SI	NO
H044	1.06	3.2	44.8849	11.0285	2011-12-15	12	SI	NO
H045	0.88	2.2	44.8636	11.0194	2011-12-15	12	SI	NO
H046	0.93	2.3	44.9168	11.0654	2011-12-16	20	SI	NO
H047	0.63	2.2	44.8766	11.0906	2011-12-16	12	SI	NO
H048	0.91	2.7	44.8722	11.0807	2011-12-16	12	SI	NO
H049	0.91	4.1	44.8684	11.076	2011-12-16	12	SI	SI
H050	0.94	3	44.8748	11.0683	2011-12-22	12	SI	SI
H051	1.03	3.5	44.8593	11.0563	2011-12-22	12	SI	SI
H052	0.94	2.7	44.8552	11.0511	2011-12-22	12	SI	NO
H053	1.06	2.8	44.8654	11.0265	2011-12-22	12	SI	NO
H054	1.16	3.2	44.87	11.0281	2011-12-22	12	SI	NO
H055	1.41	3.1	44.8729	11.0001	2011-12-22	12	SI	NO
H056	1.03	2.4	44.867	11.0098	2011-12-22	12	SI	NO
H057	0.88	1.9	44.8586	11.0279	2011-12-22	12	SI	NO
H058	0.72	1.8	44.8507	11.0459	2011-12-22	12	SI	NO
H059	0.84	2.4	44.8815	11.0694	2011-12-22	12	SI	NO
H062	0.81	2.1	44.8887	11.0573	2011-12-22	12	SI	NO
H064	0.91	2	44.8772	11.1332	2011-12-22	12	SI	NO
H065	0.72	2.8	44.8734	11.1015	2013-11-14	30	SI	NO
H066	0.91	3.8	44.8657	11.0959	2013-11-14	20	SI	SI
H067	0.88	2.9	44.8463	11.0888	2013-11-14	20	SI	SI
H068	0.92	2	44.8329	11.077	2013-11-14	20	SI	NO
H069	1.03	5.3	44.8573	11.0927	2013-11-14	20	SI	SI
H070	0.75	2.9	44.8443	11.0701	2013-11-22	20	SI	SI
H071	0.72	2	44.8446	11.056	2013-11-22	20	SI	NO
H072	1.06	4.1	44.8739	11.0345	2015-3-7	16	SI	SI
H073	1.06	4.7	44.8589	11.0882	2015-3-7	20	SI	SI
H074	0.88	3.6	44.8775	11.0629	2014-8-26	30	SI	SI
H075	0.78	2.4	44.837	11.1589	2014-8-26	16	SI	NO
H076	0.72	2.1	44.8507	11.1733	2014-8-26	16	SI	NO
H077	0.78	2.4	44.8737	11.1861	2014-8-26	16	SI	NO
H078	0.75	2.1	44.8824	11.1614	2014-8-26	16	SI	NO
H079	0.84	2.2	44.865	11.1522	2014-8-26	16	SI	NO
H080	0.78	2.5	44.8359	11.1379	2014-8-26	16	SI	SI
H081	0.89	1.9	44.8241	11.1	2014-8-26	16	SI	NO

Codice	f ₀	A	Lat	Lon	Data	Durata (min.)	SESAME 1	SESAME 2
H082	0.81	3	44.8438	11.1069	2014-8-26	16	SI	NO
H083	1.06	4.1	44.8548	11.1107	2014-8-26	16	SI	SI
H084	0.75	2.7	44.8701	11.12	2014-8-26	16	SI	NO
H085	0.91	5.3	44.8664	11.0818	2014-8-26	16	SI	SI
H086	1.16	3.9	44.8553	11.0748	2014-8-26	16	SI	SI
H087	0.81	2.4	44.8362	11.0637	2014-8-26	16	SI	NO
H089	0.88	1.9	44.8268	11.1622	2014-8-26	20	SI	NO
H090	0.72	2.6	44.8436	11.1697	2014-8-26	20	SI	NO
H091	0.81	2.5	44.8624	11.1779	2014-8-26	20	SI	NO
H092	0.81	2.5	44.8727	11.1547	2014-8-26	20	SI	SI
H093	0.88	2.8	44.8563	11.1505	2014-8-26	20	SI	SI
H094	0.84	4.2	44.8453	11.1453	2014-8-26	20	SI	SI
H095	0.84	2.2	44.8238	11.1323	2014-8-26	20	SI	SI
H096	0.75	2	44.8331	11.1056	2014-8-26	20	SI	NO
H097	0.91	4.4	44.8624	11.1139	2014-8-26	20	SI	SI
H098	1.03	5.4	44.8606	11.0772	2014-8-26	20	SI	SI
H099	0.94	4.1	44.8507	11.0712	2014-8-26	20	SI	SI
H100	0.88	2.2	44.9113	10.9943	2015-1-26	20	SI	NO
H101	1.19	4.4	44.8834	10.9884	2015-1-26	20	SI	SI
H102	0.94	1.9	44.8422	10.9564	2015-1-27	20	SI	NO
H103	2	4.1	44.8778	10.9653	2015-1-27	20	SI	NO
H104	1.38	5.1	44.8706	10.9751	2015-1-27	20	SI	SI
H105	1.44	3.9	44.8785	10.991	2015-1-27	20	SI	NO
H106	0.75	2	44.9223	11.032	2015-1-27	20	SI	NO
H107	0.84	2.4	44.8931	11.0111	2015-1-27	20	SI	NO
H108	1.13	3.4	44.8684	11.0028	2015-1-27	20	SI	NO
H109	0.88	2.1	44.8321	11.0316	2015-1-27	20	SI	NO
H110	0.81	2.3	44.9224	10.9955	2015-1-26	20	SI	NO
H111	0.84	2.1	44.8982	10.9902	2015-1-26	20	SI	NO
H112	0.84	2.3	44.8584	10.967	2015-1-27	20	SI	NO
H113	1.53	4.7	44.8768	10.9839	2015-1-27	20	SI	NO
H114	0.84	2.2	44.8932	10.9985	2015-1-27	20	SI	NO
H115	1.06	3.6	44.8844	11.007	2015-1-27	20	SI	SI
H116	0.91	1.9	44.8596	11	2015-1-27	20	SI	NO
H117	0.81	2.1	44.8915	11.1109	2015-1-26	20	SI	NO
H118	0.91	2.4	44.9002	11.0763	2015-1-26	20	SI	NO
H119	0.81	2.3	44.8944	11.0591	2015-1-26	20	SI	NO
H120	0.94	2.4	44.8901	11.0956	2015-1-26	20	SI	NO
H121	0.88	2.1	44.8986	11.0816	2015-1-26	20	SI	NO
H122	0.94	2.3	44.9022	11.0594	2015-1-26	20	SI	NO
H123	1	4.4	44.8537	11.0691	2015-1-26	30	SI	SI
H124	0.84	2.3	44.8807	11.0769	2015-1-26	30	SI	NO
H125	0.94	2.1	44.8478	11.062	2015-2-19	13	SI	NO
H126	0.84	2.3	44.9061	10.9703	2015-2-19	16	SI	NO
H127	0.88	2.3	44.9013	10.9618	2015-2-19	16	SI	NO
H128	0.88	3	44.8933	10.9729	2015-2-19	16	SI	SI

Codice	f_0	A	Lat	Lon	Data	Durata (min.)	SESAME 1	SESAME 2
H129	1.13	3.1	44.8877	10.9636	2015-2-19	16	SI	SI
H130	0.94	1.9	44.856	10.9552	2015-2-19	16	SI	NO
H131	1.13	4.1	44.8688	10.9556	2015-2-19	16	SI	NO
H132	1.69	4.1	44.8822	10.957	2015-2-19	16	SI	NO
H133	0.94	2.8	44.8625	10.985	2015-2-19	16	SI	NO
H134	0.94	3.1	44.8586	11.1254	2015-2-19	16	SI	SI
H135	0.94	2.9	44.85	11.1347	2015-2-19	16	SI	SI
H136	1.13	5	44.8635	11.0609	2015-3-7	20	SI	SI

Tabella 5.1 - Principali dati associati alle 131 misure di microtremore a stazione singola archiviate nella banca dati ed utilizzate per il presente studio: codice univoco, frequenza di risonanza (f_0), ampiezza massima (A), latitudine, longitudine, data di esecuzione, durata dell'acquisizione, rispetto dei primi 3 criteri SESAME (AA.VV., 2004) (3 su 3), rispetto dei secondi criteri SESAME (AA.VV., 2004) (almeno 5 di 6).

5.4 Frequenze e ampiezze misurate e loro significato

Come dettagliato nel capitolo 2, nei bacini di avanfossa fortemente subsidenti, come la Pianura Padana a partire dal Pleistocene Medio, in corrispondenza delle culminazioni strutturali delle anticlinali per propagazione di faglia (*fault-propagation folds*), lo spessore dei depositi quaternari continentali è generalmente ridotto. Inoltre, questi depositi sono generalmente costituiti da successioni sedimentarie condensate o addirittura con lacune stratigrafiche e, in questa regione, si sovrappongono direttamente alle unità marine plioceniche (Pieri e Groppi, 1981; Boccaletti et al., 2004), come ben evidenziato nelle sezioni geologiche riportate nelle figure 3.4 e 3.5 (Martelli e Molinari, 2008). Tale passaggio litologico, tra depositi continentali relativamente recenti e poco addensati e unità plioceniche caratterizzate da una maggiore rigidità, dà origine ad un contrasto di impedenza elevato a causa del brusco aumento, sia della velocità delle onde sismiche, sia della densità del materiale. Tali condizioni meccaniche sono particolarmente adatte ad essere rilevate attraverso le analisi *HVSR*, che mostrano un picco in corrispondenza di tale interfaccia.

In particolare, quando la variazione litologica è rilevante e stratigraficamente ridotta a pochi metri, o anche meno, la curva *HVSR* presenta un elevato e marcato picco di amplificazione. Come comunemente accettato in letteratura, la frequenza del picco di amplificazione è in prima approssimazione proporzionale alla velocità delle onde di taglio del sovrastante corpo sedimentario e all'inverso della profondità della discontinuità secondo la formula [1] (la cosiddetta equazione di risonanza).

In linea di principio, più alto è il picco, maggiore è il contrasto di impedenza tra i due strati, mentre più è stretto il picco (cioè caratterizzato da una piccola gamma di frequenze), più è netta la variazione litologica nella colonna stratigrafica.

In corrispondenza della culminazione assiale dell'anticlinale sepolta di Mirandola, nei casi di passaggio netto tra i depositi del Quaternario Continentale più soffici e quelli del Pliocene Inferiore più rigidi (visibile in sezione nelle figure 3.4 e 3.5) si rilevano infatti picchi alti e stretti (figura 5.5) ed è sempre rispettata anche la seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) per l'identificazione di un picco principale univoco.

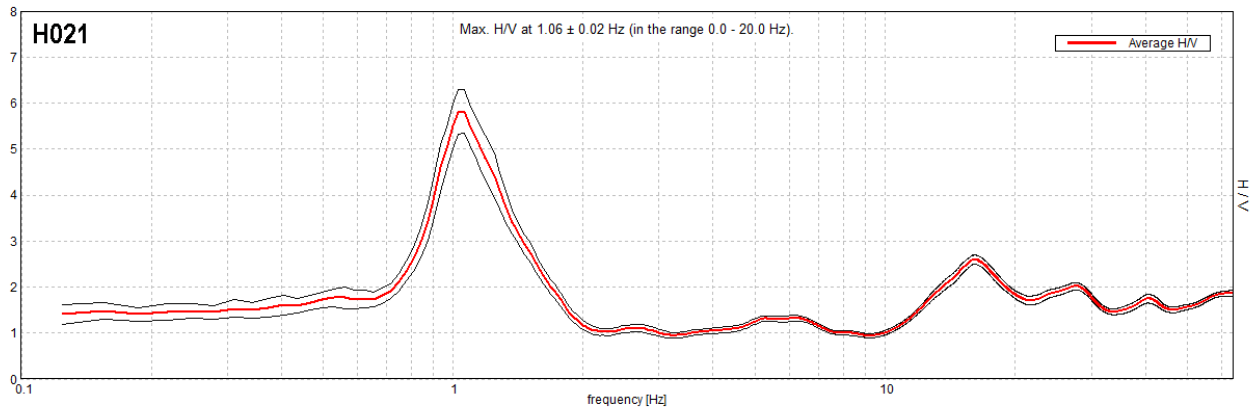


Figura 5.5 - Picco stretto e molto alto, che evidenzia la presenza di un elevato contrasto di impedenza originato da una netta discontinuità stratigrafica (es. tra Quaternario Continentale e Pliocene Inferiore).

Nell'area di studio, in alcuni settori dell'anticlinale sepolta, si può invece rinvenire uno spessore relativamente ridotto di depositi definiti in letteratura in alcuni casi come marini quaternari, in altri come appartenenti all'Unità delle Sabbie di Asti, (anche solo 20-30 m), interposto tra la sovrastante successione sedimentaria continentale 'condensata' e le unità plioceniche (visibile in sezione nelle figure 3.4 e 3.5). In questo contesto geologico, il contrasto di impedenza è in qualche modo distribuito o, eventualmente, suddiviso tra più di una superficie. In casi come questo è noto in letteratura che l'analisi *HVSR* mostra due picchi ravvicinati o uno relativamente largo (Oliveto et al., 2004; Castellaro et al., 2005) (figura 5.6). In genere in tale contesto, come è logico attendersi, non risulta rispettata la seconda parte dei criteri SESAME (AA.VV., 2004) per l'identificazione di un picco principale univoco.

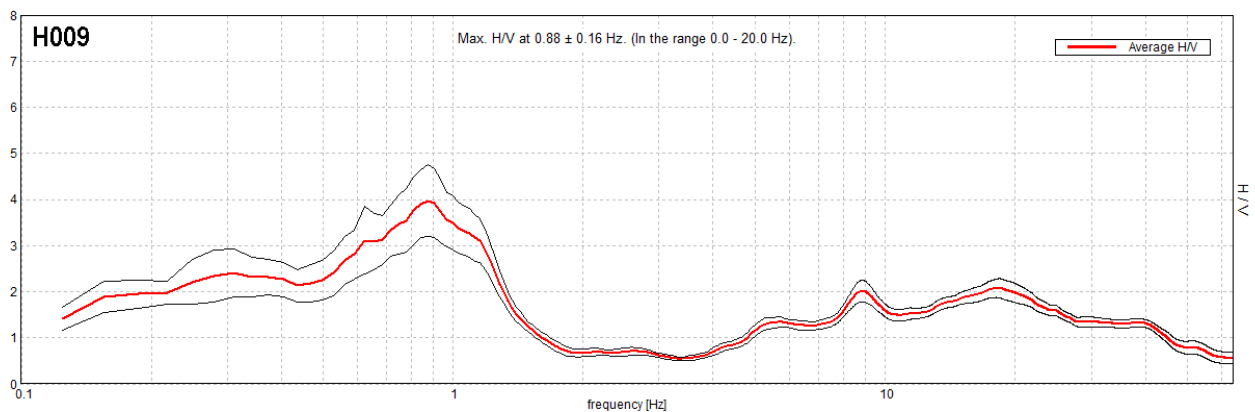


Figura 5.6 - Picco largo e alto, che evidenzia la presenza di un marcato contrasto di impedenza originato da discontinuità stratigrafiche ravvicinate. Probabilmente un ridotto spessore di depositi del marini quaternari (o Sabbie di Asti) è interposto tra Quaternario Continentale e Pliocene Inferiore.

Come sopra accennato, per ogni sito in cui è stata eseguita la misura, sono state quindi considerate l'ampiezza del valore di picco della curva *HVSR*, A , e la frequenza corrispondente, f_0 (comunemente indicata come frequenza naturale o di risonanza), così come riportati in tabella 5.1. Come abbiamo visto al paragrafo 5.4, le frequenze di risonanza di tutte le misure sono comprese tra 0.72 e 2 Hz, quindi al di sopra della soglia di 0.5 Hz sotto cui i risultati delle misure potrebbero essere influenzati dalle condizioni meteorologiche e non

soddisfare i criteri SESAME (AA.VV., 2004). A tali frequenze sono associati i principali contrasti di impedenza rilevati in corrispondenza del culmine dell'anticlinale sepolta, che rappresenta il *target* del presente lavoro. In ogni caso, anche i picchi rilevati a frequenze inferiori, fino a circa 0.2 Hz, di ampiezza relativamente bassa ma comunque visibili in particolare allontanandosi lungo i fianchi dell'anticlinale, sono stati considerati per suggerire una possibile correlazione delle superfici a maggiore profondità. Si precisa infine che picchi a $f_0 > 10$ Hz, occasionalmente individuati, sono associati a riflettori stratigrafici molto superficiali, di scarso interesse per lo scopo di questo studio.

6. Discussione e risultati

6.1 Carte tematiche per frequenze e ampiezze.

mappe su cui i valori di A e f_0 sono rappresentati su una griglia con colori sfumati (colour-shaded grid), ottenuta utilizzando il metodo di interpolazione kriging incluso in Golden Software Surfer[®]. I risultati della campagna geofisica e la loro interpolazione documentano chiaramente la presenza di zone caratterizzate da fenomeni di risonanza, localmente molto importanti, e permettono di mapparne la distribuzione. In particolare, la figura 6.1 evidenzia la presenza di una fascia ristretta (1-3.5 km di larghezza), con andamento ESE-ONO, caratterizzata da valori f_0 delle curve HVSr maggiori di 1 Hz e fino a 2.0 Hz, lungo la quale nel settore più centrale si verificano massimi locali in senso circa est-ovest.

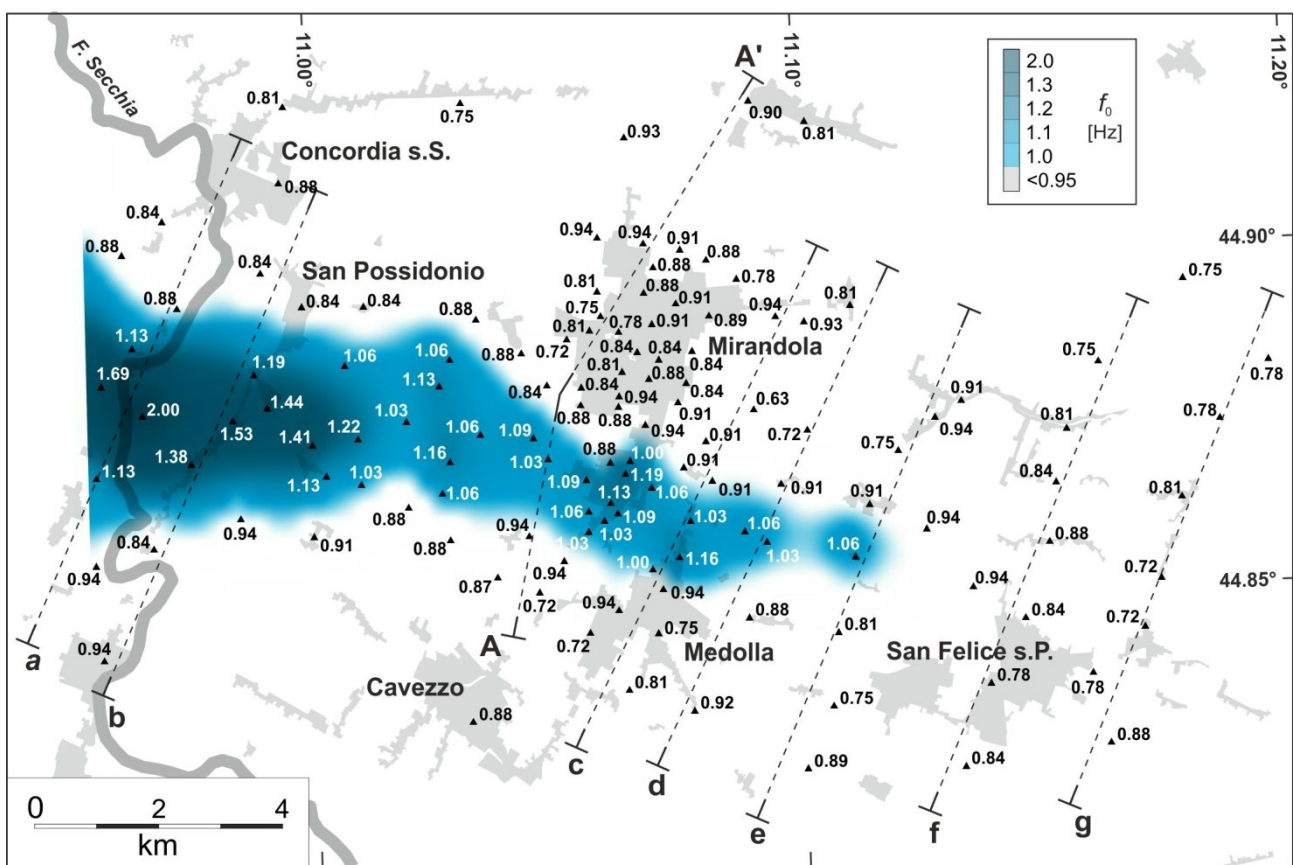


Figura 6.1 - Distribuzione della frequenza naturale, f_0 , ottenuta all'interno dell'area investigata. Il colore più intenso corrisponde ad un maggiore valore, e quindi ad una minore profondità della superficie caratterizzata dal contrasto di impedenza. I triangoli indicano i siti misurati a cui è associato il valore di f_0 .

Un andamento simile può essere osservato anche interpolando il valore A con la stessa procedura descritta sopra. In questo caso, il valore discriminante selezionato è circa 2.5, sulla base del fatto che normalmente in questa porzione di Pianura Padana il picco di origine stratigrafica sempre rilevabile a frequenza di circa 1 Hz è molto poco pronunciato e raramente il rapporto H/V supera il valore di 2. La rappresentazione in mappa conferma la presenza di un'area allungata ESE-ONO, caratterizzata da un notevole contrasto di impedenza

(fino a 5.8) associato alla variazione nella successione stratigrafica sviluppata durante il Pliocene-Quaternario in corrispondenza dell'anticlinale Mirandola (figura 6.2).

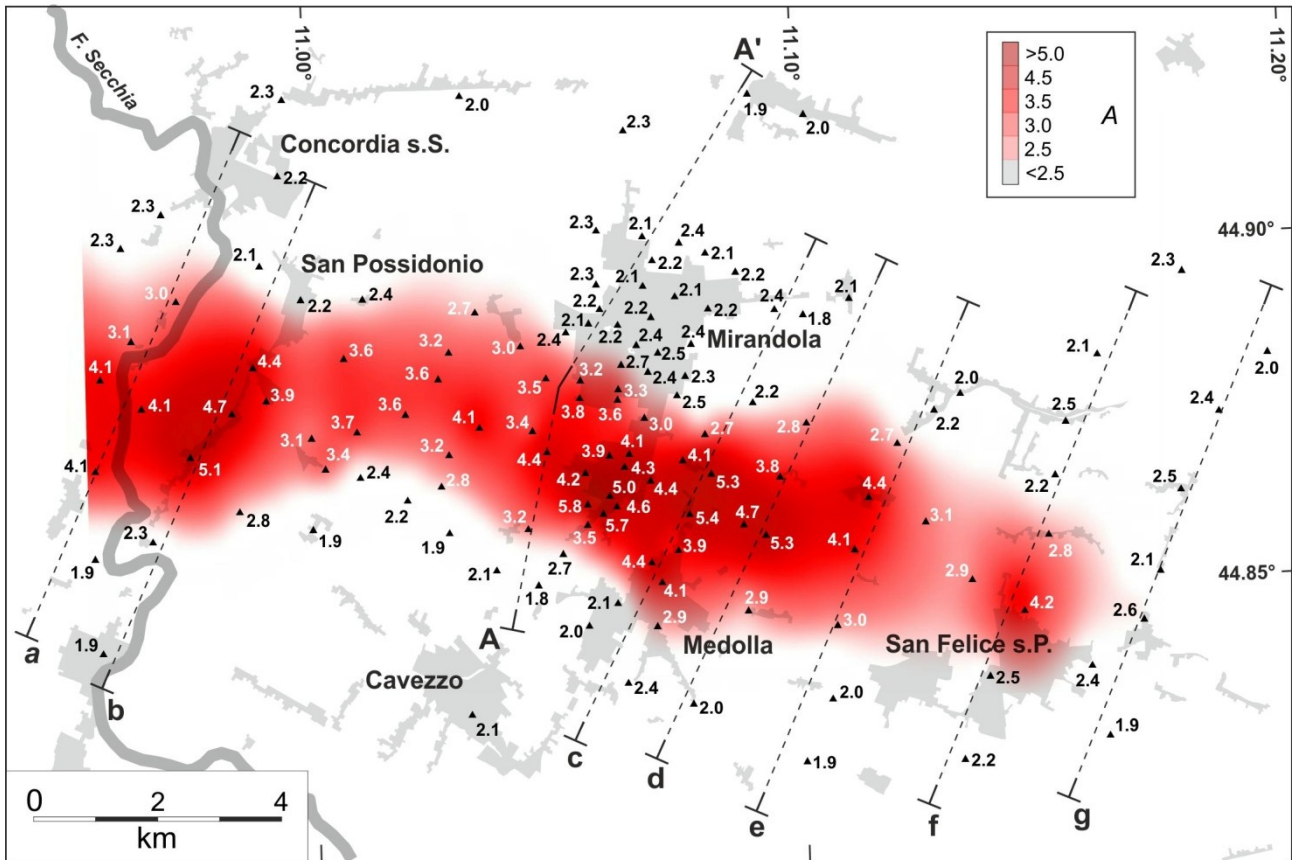


Figura 6.2 - Distribuzione del valore della massima ampiezza A della curva H/V , ottenuta all'interno dell'area investigata. Il colore più intenso corrisponde ad un maggiore valore, e quindi ad un maggiore contrasto di impedenza all'interno dei depositi. I triangoli indicano i siti misurati a cui è associato il valore di A .

Assumendo, in prima approssimazione, che la velocità delle onde sismiche nelle unità sedimentarie superficiali (nei primi 100-150 m) sia lateralmente uniforme (o uniformemente variabile in profondità), la distribuzione delle frequenze naturali che è stata mappata in figura 6.1 è certamente dovuta ad una marcata variabilità (gradienti verso nord e verso sud e una progressiva diminuzione in direzione ESE) della profondità della superficie che dà origine alla risonanza (ossia caratterizzata da un significativo contrasto di impedenza). Si noti che il generale approfondimento verso ESE di tale superficie è probabilmente anche alla base della più significativa differenza con la mappa di figura 6.2 che evidenzia come amplificazioni rilevanti si possano registrare anche per picchi a frequenze inferiori a 1 Hz. Tale dato è confermato dal grafico di figura 6.3 che evidenzia come tutte le misure con un valore di f_0 pari o superiore a 1, eccetto una, siano caratterizzate da valori di ampiezza pari o superiori a 2.5, ma vi siano anche molte misure con f_0 inferiore a 1 caratterizzate da valori di ampiezza elevati. Va comunque ricordato che secondo l'equazione [1], anche una diminuzione relativamente modesta di velocità delle onde sismiche nelle unità sedimentarie superficiali (nei primi 100-150 m), potrebbe essere, almeno in parte, all'origine di tali variazioni di frequenza, in particolare in direzione ESE. Alla luce di quanto sopra esposto, la registrazione di un valore di ampiezza del picco H/V

di 2.5 o superiore si rivela un indicatore quasi certo della presenza di una "anomalia" nella successione stratigrafica originata della passata attività dell'anticlinale di Mirandola.

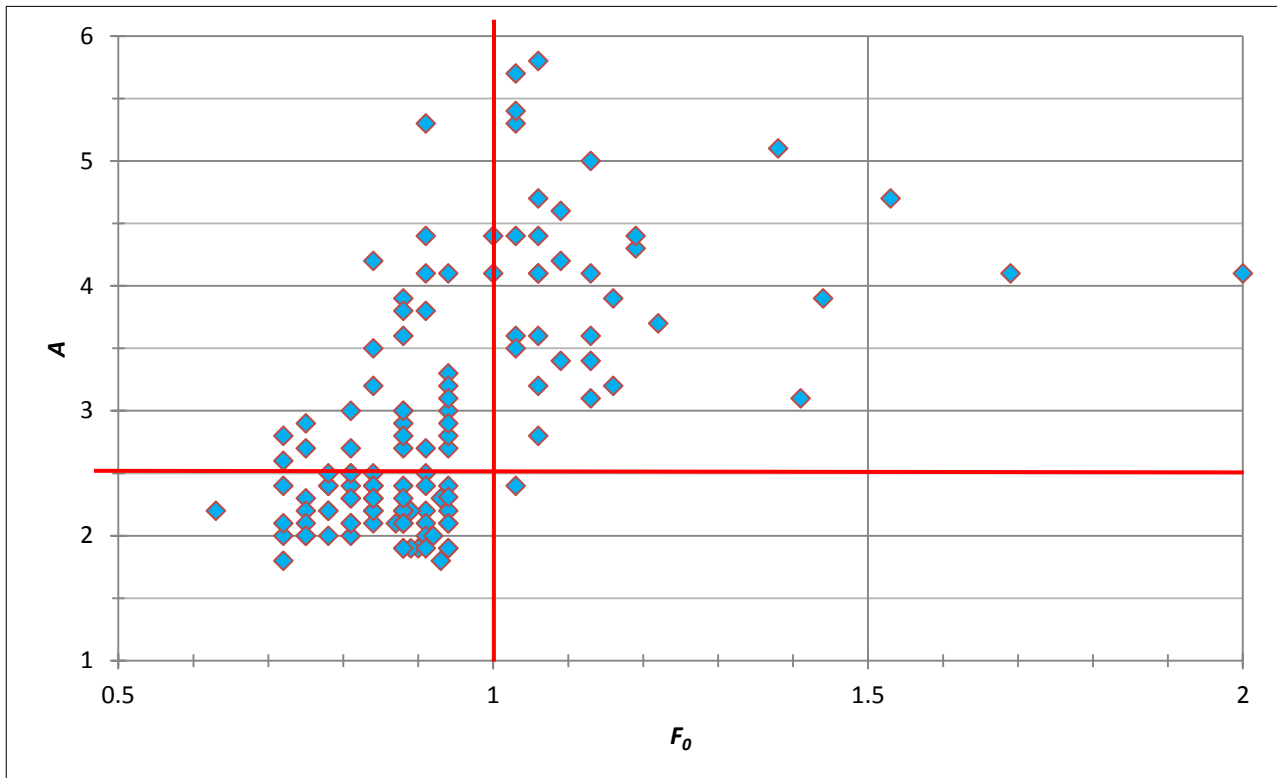


Figura 6.3 - Grafico che mostra per ciascuna delle 131 misure di microtremore a stazione singola archiviate nella banca dati il valore di frequenza di risonanza (f_0) in rapporto all'ampiezza massima (A) del picco di *HVSR*. In rosso sono rappresentati i due valori discriminanti utilizzati per le mappe di figura 6.1 e 6.2. Si noti come considerando un valore di ampiezza pari a 2.5 o superiore vengano incluse tutte le misure con valore di f_0 pari a 1 o superiore. Viceversa considerando un valore di f_0 pari a 1 o superiore, non vengono incluse anche misure caratterizzate da alti valori di ampiezza (contrasto di impedenza).

6.2 Correlazione tra curve *HVSR* e geometria del sottosuolo

Per la taratura dei risultati delle misure di microtremore a stazione singola, al fine di correlare i picchi delle curve *HVSR* con delle superfici stratigrafiche in grado di generare un sufficiente contrasto di impedenza, si sono eseguite alcune misure in prossimità dei pozzi per idrocarburi di cui è disponibile la stratigrafia. Tramite il sito web dell'UNMIG (<http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it>) è infatti possibile consultare molti dei profili finali di pozzo per cui non è attiva una concessione di estrazione. Per quelli attualmente oggetto di concessione non è invece disponibile alcuna informazione sulla stratigrafia. Per l'area oggetto di studio in particolare, si sono potuti consultare i profili di 8 pozzi (cerchi vuoti in verde in figura 5.1), per lo più collocati ad sud-est rispetto all'abitato di Mirandola. I numerosi pozzi presenti ad ovest di Mirandola, come quelli denominati "Cavone" sono invece attualmente in produzione e pertanto non è possibile consultarne la stratigrafia. In figura 5.1 sono inoltre indicate in azzurro le localizzazioni di due di questi pozzi ("Cavone 20" e "San Giacomo") per cui i profili non sono pubblici e quindi non consultabili per il presente lavoro, ma che sono stati utilizzati come riferimento per lo studio di ricerca dei potenziali serbatoi geotermici a Mirandola (Martelli e Molinari, 2008) e quindi indicati nelle sezioni delle figure 3.4 e 3.5.

La tabella 6.1 riporta, per ciascuno degli 8 pozzi per idrocarburi di riferimento, la profondità massima raggiunta e le profondità dal piano campagna delle principali superfici stratigrafiche, intese come base dell'intervallo indicato nella colonna di sinistra. Poiché i pozzi sono stati perforati in tempi diversi, presentano profili con indicazioni differenti. Quelli di "San Biagio 1" e "Camurana 1" in particolare, riportano solo indicazioni litologiche e non le suddivisioni stratigrafiche, per cui non risulta possibile individuare delle superfici certe come per gli altri pozzi.

	Concordia 1	Quarantoli 2	Camurana 1	Bignardi 1	San Biagio 1	Rivara 1	Rivara 2	San Felice 1
PROF. TOTALE	5000	2702	1113	3336	1907	1196	1181	2947
QUATERNARIO CONTINENTALE	106	-			-	150	-	150
QUATERNARIO	126	421	78	140	-	420	220	210
PLIOCENE SUPERIORE	-	601	-	-	-	530	-	-
PLIOCENE MEDIO	-	800	-	-	-		-	-
PLIOCENE INFERIORE	455	1503	-	365	-	1185	335	362
MESSINIANO	2495	-	-	2707	-	-	-	1950
CENOZOICO	2841	-	-	3293	-	-	-	2461

Tabella 6.1 - Indicazione della profondità massima raggiunta e della profondità delle principali superfici stratigrafiche individuate nei profili degli 8 pozzi per idrocarburi utilizzati per correlare i picchi delle curve *HVSR* misurate. Le profondità sono quelle relative alla base dell'intervallo riportato nella colonna di sinistra. La base del Quaternario è in grassetto in quanto rappresenta la superficie di correlazione principale. I pozzi "San Biagio 1" e "Camurana 1" riportano solo indicazioni litologiche, per cui la base del Quaternario indicata a "Camurana 1" è solo indicativa.

La semplice osservazione delle profondità riportate in tabella 6.1, assumendo che non vi siano significative variazioni di quota topografica, rende evidente l'azione della tettonica recente. La base del Quaternario in particolare (in grassetto in tabella 6.1) rappresenta la superficie che nella zona di anticlinale dà origine al picco principale attorno a 1 Hz. Tale superficie si ritrova infatti a:

- 78 m in corrispondenza di "Camurana 1", nella culminazione assiale dell'anticlinale a nord di Medolla, dove si registrano picchi "stretti" con frequenze superiori a 1 Hz e ampiezze molto elevate (attorno a 5) (figura 6.4);
- 126 m a "Concordia 1" e 140 a "Bignardi 1", lungo il fianco nord dell'anticlinale, dove si registrano picchi abbastanza "larghi" con frequenze attorno a 0.85 Hz e ampiezze abbastanza elevate (attorno a 3.5) (figura 6.5);
- 210 a "San Felice 1" e 220 a "Rivara 2", lungo la periclinale est, dove si registrano picchi "larghi" con frequenze attorno a 0.75 Hz e ampiezze non molto elevate (attorno a 2.5) (figura 6.6);
- 420 a "Rivara 1" e 421 a "Quarantoli", distanti alcuni km dalla zona di anticlinale, dove tale superficie, ormai a frequenze troppo basse (< 0.5 Hz), non viene più chiaramente rilevata dal tromografo e i blandi picchi principali che si individuano a frequenze superiori a 0.7 Hz sono ascrivibili a una qualche superficie stratigrafica all'interno dei depositi continentali quaternari.

Tre correlazioni tra curve *HVSR* e profili di pozzo sono riportate nelle figure 6.4, 6.5 e 6.6, che esemplificano quanto espresso nei primi tre punti. Si sottolinea che purtroppo non si sono potute eseguire le

misure di microtremore esattamente sulla verticale di tutti i pozzi, in quanto spesso localizzati entro proprietà private a cui non è stato possibile accedere.

Si segnalano infine alcune particolarità utili per comprendere meglio le relazioni tra i picchi osservati e la successione stratigrafica deformata dell'area di studio:

- in corrispondenza della culminazione assiale dell'anticlinale picchi alti e stretti evidenziano, anche in ragione di lacune stratigrafiche importanti, un passaggio netto, entro i primi 100 m di profondità, tra i depositi continentali quaternari soffici e quelli più rigidi del Pliocene Inferiore (figura 6.4);
- lungo i fianchi dell'anticlinale, i picchi più larghi e meno pronunciati sembrano poter essere correlati alla presenza, tra le suddette unità, di uno spessore ridotto di depositi a velocità intermedia, frequentemente limosi e sabbiosi, definiti come marini quaternari, o come Sabbie di Asti nelle diverse interpretazioni stratigrafiche (figura 6.5), che quindi "suddivide" il contrasto di impedenza in due superfici;
- allontanandosi dalla culminazione assiale dell'anticlinale o spostandosi verso la zona di periclinale si riscontrano picchi progressivamente più larghi e bassi con l'aumento di spessore delle unità quaternarie e il conseguente approfondirsi delle superfici stratigrafiche che generano la risonanza (figura 6.6);
- con l'aumento della profondità si ha un progressivo aumento della rigidità dei depositi quaternari e risulta quindi sempre meno marcato il contrasto di impedenza con le unità plioceniche;
- allontanandosi dall'anticlinale non si riscontrano più lacune stratigrafiche;
- lontano dall'anticlinale la base del Quaternario si rinviene a profondità corrispondenti a frequenze inferiori a 0.5 Hz.

Lontano dall'anticlinale il contrasto di impedenza alla base del Quaternario risulta quindi molto sfumato e poco visibile con misure di microtremore per tutte le ragioni sopra espresse: aumento di rigidità dei depositi quaternari con la profondità e quindi minore differenza di velocità delle onde sismiche rispetto alle unità sottostanti; assenza di lacune stratigrafiche e quindi contatto tra unità di età (e rigidità) simili; con l'aumento della profondità la superficie stratigrafica che nella zona di anticlinale generava i picchi evidenti a circa 1 Hz, si sposta a frequenze via via inferiori e risulta quindi sempre meno "visibile" con la strumentazione utilizzata. Va inoltre considerato che i picchi misurati a tali basse frequenze iniziano anche a risentire delle condizioni meteorologiche.

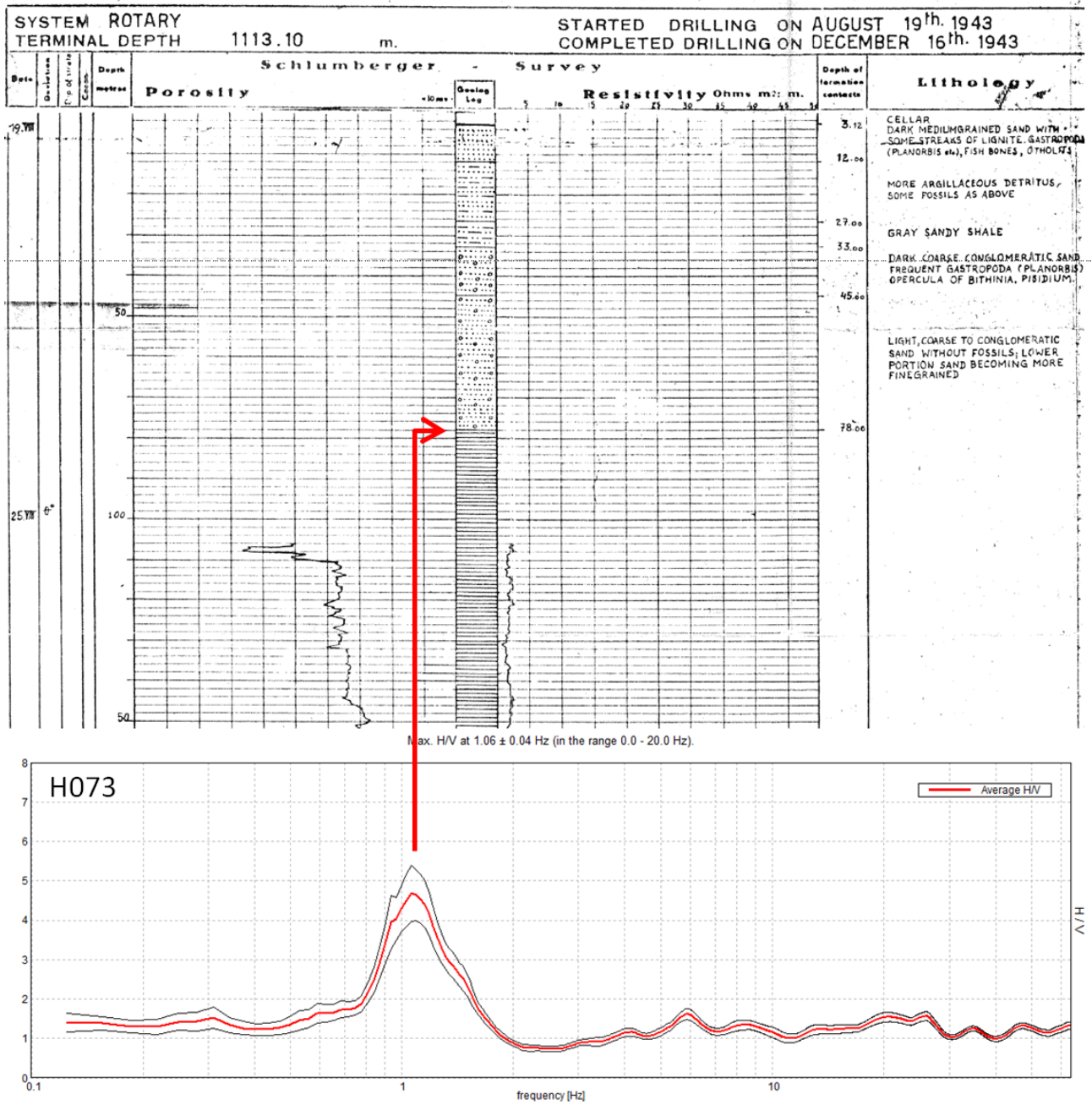


Figura 6.4 - Pozzo "Camurana 1" e correlazione con la curva *HVSR* della misura più vicina. Un picco stretto a frequenza superiore a 1 Hz con ampiezza molto elevata, evidenzia la presenza, a profondità relativamente bassa, di un passaggio netto tra i depositi continentali quaternari soffici e quelli più rigidi del Pliocene Inferiore.

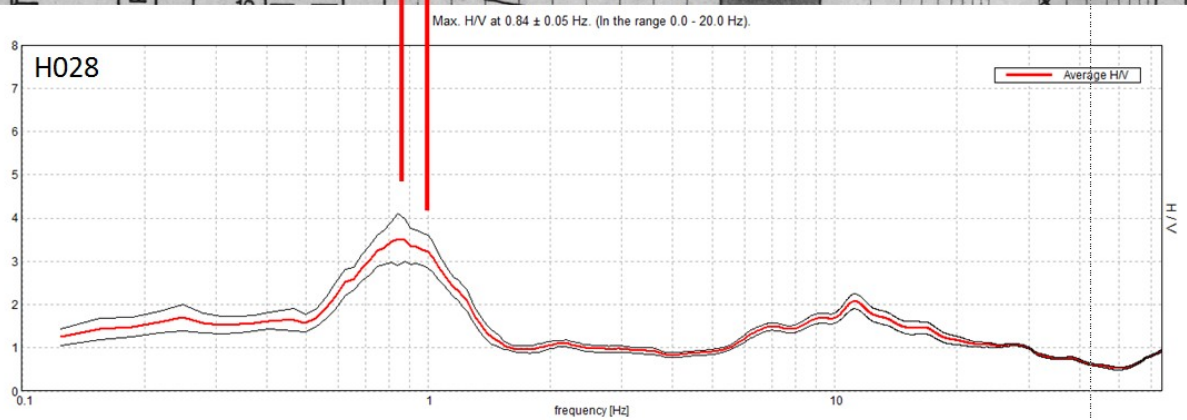
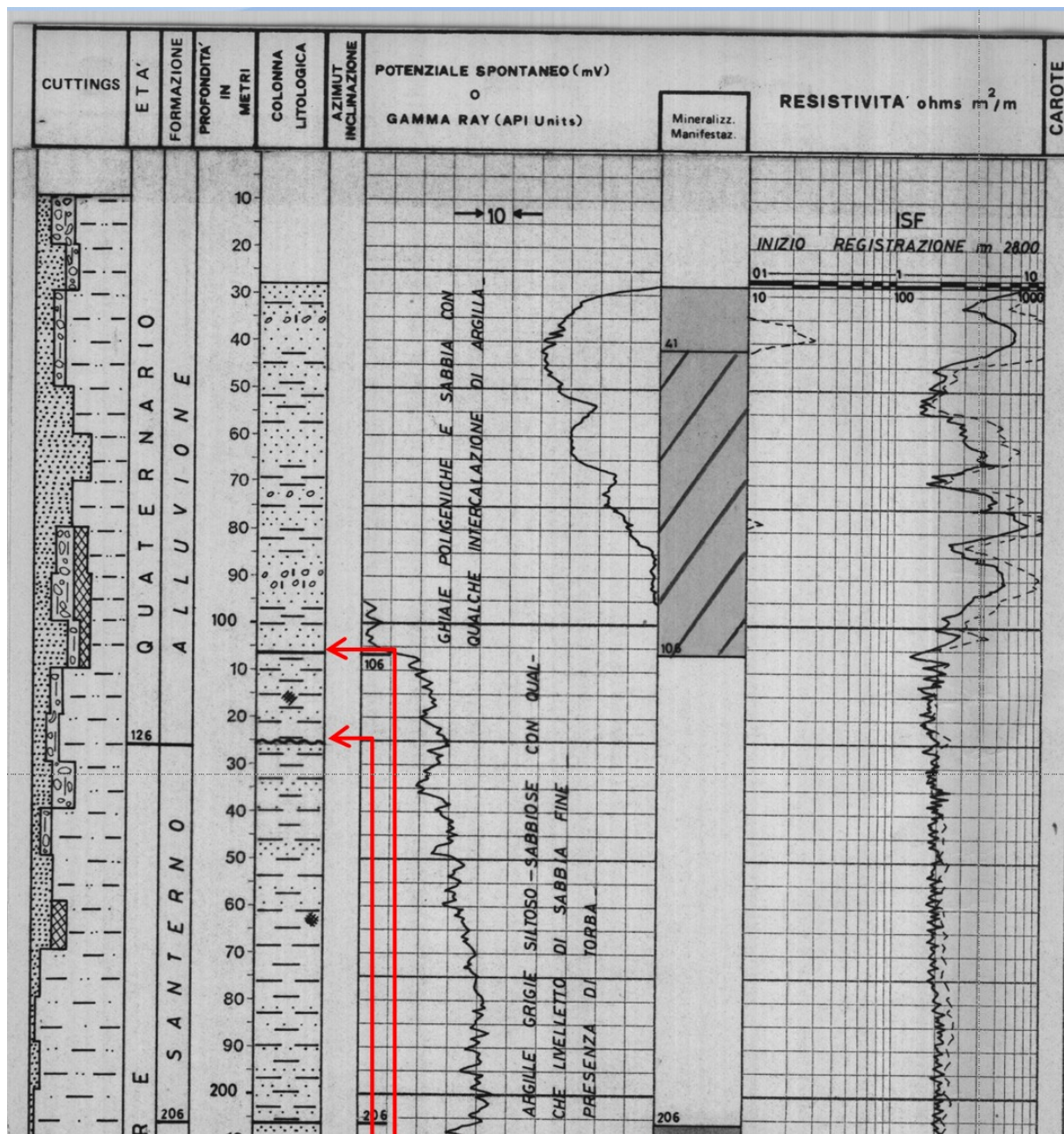


Figura 6.5 - Pozzo "Concordia 1" e correlazione con la curva *HVSR* della misura più vicina. Un picco largo a frequenza inferiore a 1 Hz con ampiezza abbastanza elevata, evidenzia la presenza, a profondità di oltre 100 m, tra i depositi continentali quaternari soffici e quelli più rigidi del Pliocene Inferiore, di uno spessore ridotto di depositi marini quaternari a velocità intermedia che "suddivide" il contrasto di impedenza in due superfici.

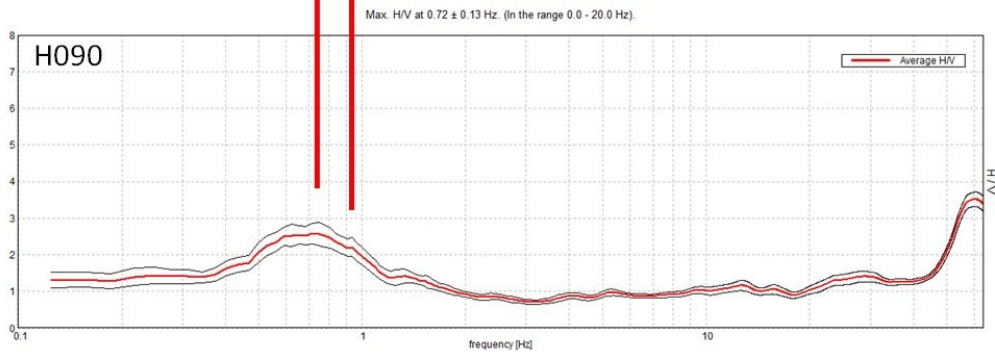
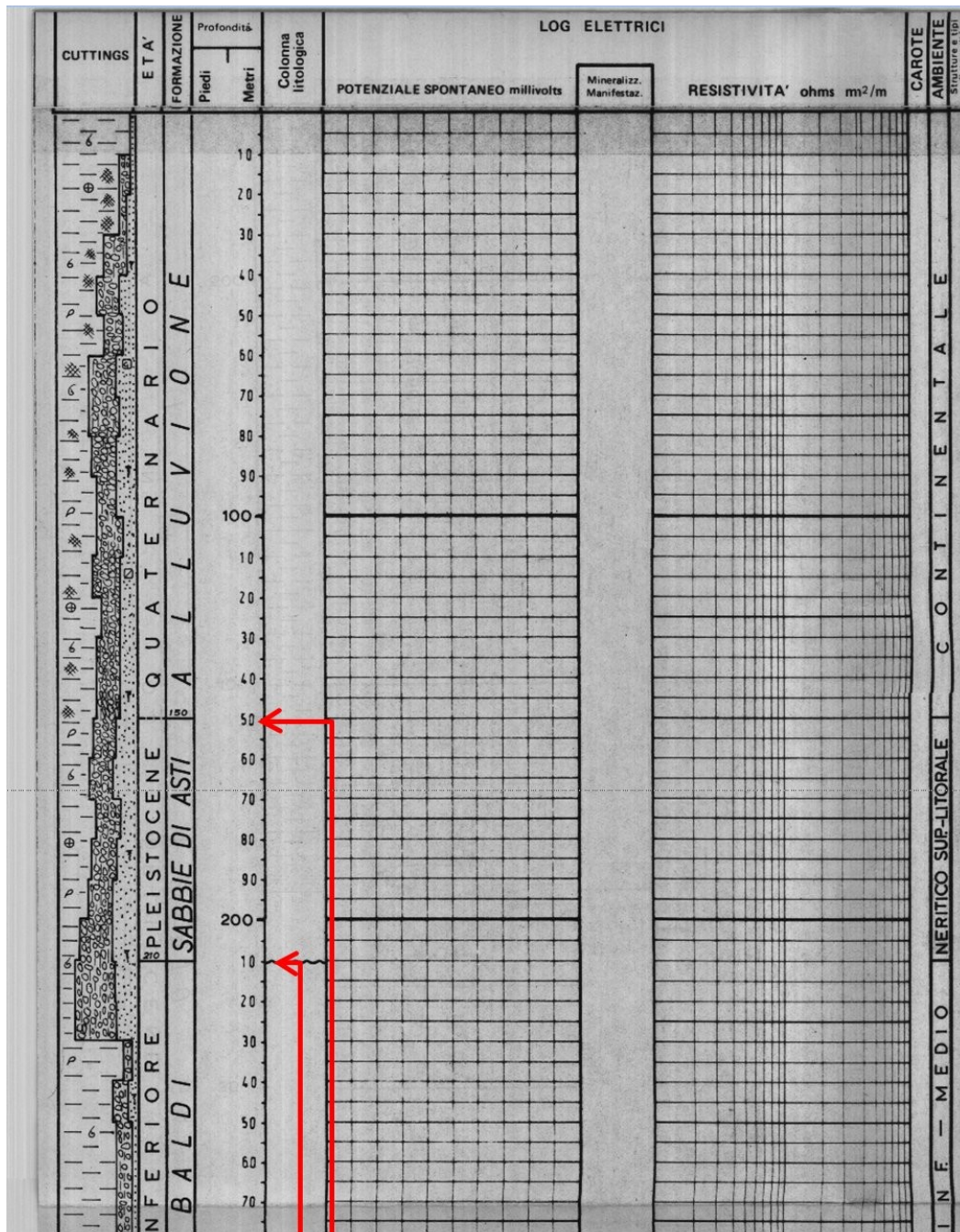


Figura 6.6 - Pozzo "San Felice 1" e correlazione con la curva *HVSr* della misura più vicina. Un picco largo a frequenza inferiore a 1 Hz con ampiezza poco elevata, evidenzia la presenza, tra i depositi continentali quaternari soffici e quelli più rigidi del Pliocene Inferiore, di uno spessore di depositi marini quaternari a velocità intermedia che "suddivide" il contrasto di impedenza in due superfici relativamente profonde.

Al fine di meglio definire e validare il modello sottosuolo qui proposto, sono state effettuate misure *HVSR* anche in corrispondenza dei due carotaggi realizzati nel 2013 dalla Regione Emilia-Romagna e spinti fino a una profondità di 101 e 127 m, rispettivamente (figura 3.9) (Martelli e Romani, 2013). In questi due siti è stata ricostruita la successione stratigrafica di dettaglio raggiungendo il Pliocene Superiore, l'interfaccia sismica definita localmente come *pseudo-bedrock* (cioè $V_s \geq 600$ m/s), a circa 95 e 113 m, rispettivamente. Inoltre, in entrambi i siti è stato realizzato un secondo pozzo per poter svolgere un'indagine *crosshole* allo scopo di misurare la distribuzione di velocità delle onde di taglio in profondità. Basandosi su un approccio di inversione semplificata (Castellaro e Mulargia, 2009b) è stato possibile riprodurre le curve *HVSR* misurate e in particolare i picchi più evidenti in corrispondenza della doppia interfaccia tra i depositi continentali quaternari e le alternanze di limi e sabbie con ciottoli alpini di spessore di circa 20 m e tra questi ultimi e i depositi del Pliocene Inferiore (figure 6.7 e 6.8).

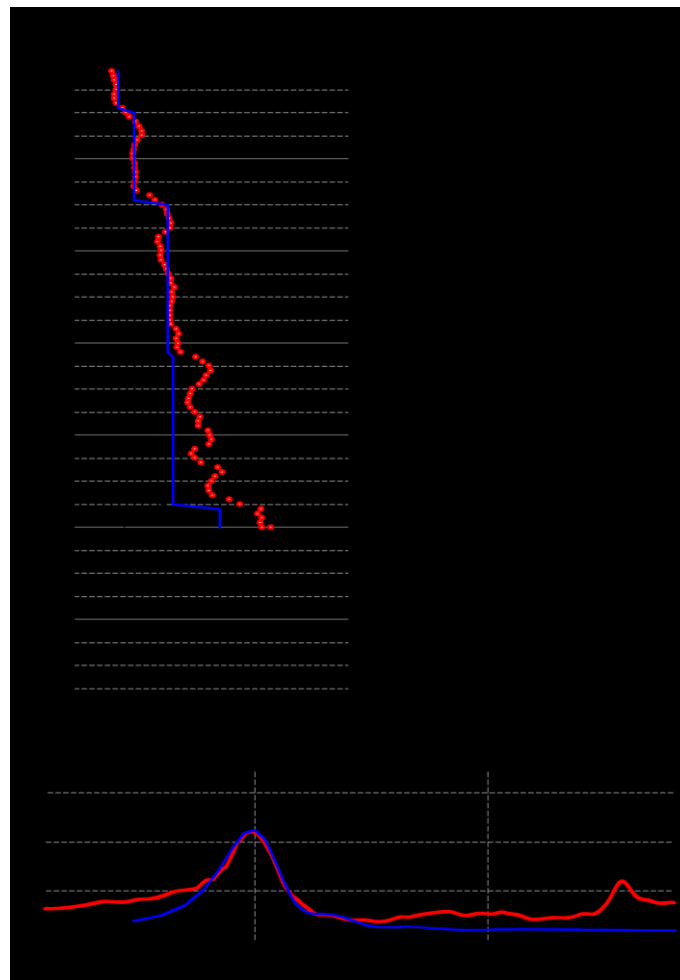


Figura 6.7 - Medolla nord: in basso curva *HVSR* misurata (in rosso) in corrispondenza del sondaggio e la curva modellata (in blu) ottenuta utilizzando un modello di velocità semplificato a partire dai dati del *crosshole*. In alto è riportato il profilo di velocità ottenuto da *crosshole* (in rosso) e quello semplificato (in blu) usato per modellare la curva *HVSR* misurata.

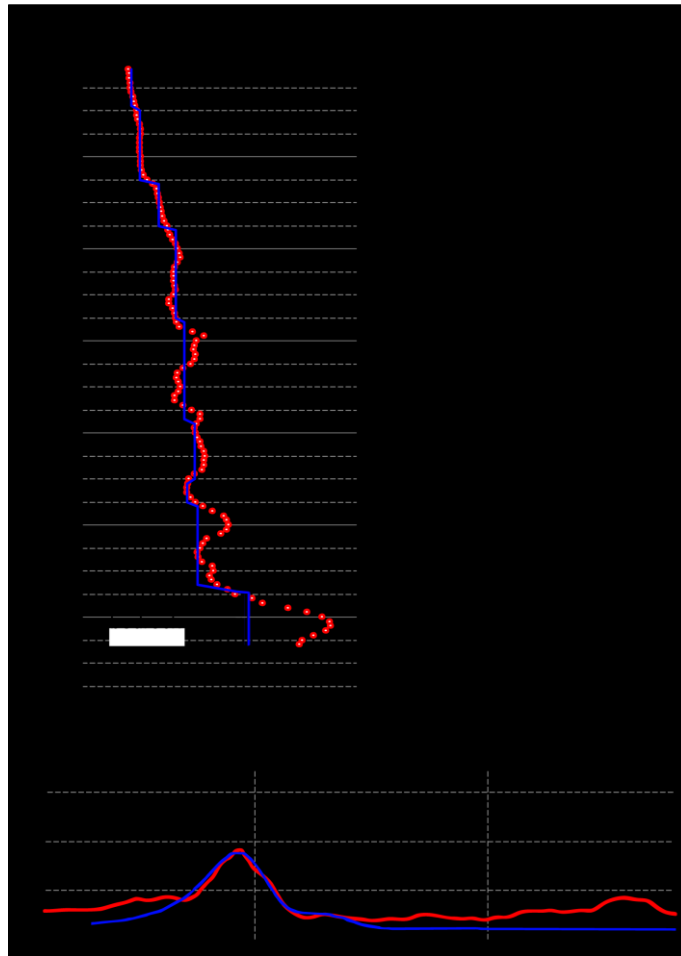


Figura 6.8 - Mirandola sud: in basso curva *HVSR* misurata (in rosso) in corrispondenza del sondaggio e la curva modellata (in blu) ottenuta utilizzando un modello di velocità semplificato a partire dai dati del *crosshole*. In alto è riportato il profilo di velocità ottenuto da *crosshole* (in rosso) e quello semplificato (in blu) usato per modellare la curva *HVSR* misurata.

Le due modellazioni, eseguite tramite il *tool* per l'inversione semplificata presente nel *software* Grilla[®] (Micromed, 2007; 2012b), hanno permesso di verificare che le curve *HVSR* e i relativi picchi ben si accordano con la stratigrafia e tutto sommato anche con le velocità delle onde di taglio misurate direttamente. Si ha infatti solo una certa discrepanza con quanto misurato dai *crosshole* nella porzione più profonda dei sondaggi, dove è però possibile ritenere che vi sia stata una sovrastima del dato di velocità, eventualità considerata abbastanza frequente dovuta a possibili problemi di verticalità dei fori di sondaggio (Butler e Curro, 1981). A questo proposito i risultati del progetto InterPACIFIC di recente pubblicazione (Garofalo et al., 2016a; 2016b) e sintetizzati al paragrafo 3.4, mostrano come nel sito di Mirandola sud, ad una profondità superiore ai 110 m, i valori di V_s dell'indagine *crosshole* della Regione Emilia-Romagna sopra riportati, che arrivano a superare i 900 m/s, risultano decisamente più elevati di tutti gli altri e in particolare di quelli dei *downhole*, che risultano invece compresi tra i 600 e i 700 m/s (figura 3.10). Nello specifico alla stessa profondità, dall'inversione della curva *H/V* per il sito di Mirandola Sud (figura 6.8) si ottiene un valore di poco superiore a 600 m/s, maggiormente compatibile con quanto misurato nelle indagini *downhole* realizzate per il progetto InterPACIFIC (Garofalo et al., 2016b). Più in generale, i risultati del progetto hanno mostrato come i metodi *downhole*, generalmente considerati meno attendibili di quelli *crosshole*, abbiano

fornito profili di velocità tra loro molto più simili mostrando una precisione comparabile (ripetibilità) anche ad elevata profondità. Al contrario i dati ottenuti dai metodi *crosshole* hanno mostrato differenze anche significative in aumento con la profondità (figura 3.10). Tali differenze potrebbero essere dunque ragionevolmente imputate a problemi di verticalità dei fori di sondaggio, che rappresentano la principale criticità di questo tipo di indagine (Butler e Curro, 1981).

Sulla base dell'inversione delle curve *H/V* in diversi siti selezionati in cui sono disponibili anche dati geotecnici o geofisici indipendenti (Castellaro e Mulargia, 2009), è stato quindi anche possibile calcolare la velocità delle onde di taglio nei primi 30 m (V_{S30}) e fino a quello che può essere considerato il *bedrock* (V_{SH} , dove H rappresenta una profondità compresa tra 75 e circa 150 m in corrispondenza della anticlinale). Entrambi i parametri sismici sono particolarmente importanti per la valutazione del fattore di amplificazione stratigrafica seguendo le cosiddette procedure semplificate (abachi) di uso comune, per esempio, negli studi di microzonazione sismica italiani (Regione Emilia-Romagna, 2007; Gruppo di lavoro MS, 2008).

A partire dalle correlazioni sopra descritte, eseguite puntualmente tra dato stratigrafico di pozzo o sondaggio e curve *HVSR*, si sono potute estendere analoghe considerazioni alle superfici individuate nelle sezioni di dettaglio elaborate sulla base dei profili di sismica a riflessione e realizzate per indagare possibili serbatoi geotermici nella zona di Mirandola (Martelli e Molinari, 2008) e riportate nelle figure 3.4 e 3.5.

In particolare la sezione geologica trasversale AA' di figura 3.4 è rappresentata come riferimento, in modo semplificato e per le sole profondità di interesse, in figura 6.9. Sulla parte superiore del profilo sono anche riportate le curve *HVSR* ottenute da siti di misura posti ad una distanza massima di circa 200 m dalla traccia della sezione geologica (AA' nelle figure 6.1 e 6.2).

Sono stati quindi lateralmente correlati i picchi maggiori e alcuni secondari al fine di ottenere una sezione pseudo-2D che rappresenta le principali superfici caratterizzate da un apprezzabile contrasto di impedenza. Come si può chiaramente osservare, c'è una buona concordanza tra la ricostruzione della geometria del sottosuolo dei corpi sedimentari pliocenici e quaternari e la posizione (cioè frequenza) e la forma dei picchi nelle diverse curve *HVSR* (figura 6.9a). In particolare, in corrispondenza della culminazione dell'anticlinale Mirandola, le curve *HVSR* mostrano un picco marcato, localmente alto fino ad un valore di oltre 5, progressivamente decrescente in ampiezza sia verso nord che verso sud, ossia spostandosi verso le due sinclinali contigue. Seguendo lo stesso approccio, si è anche cercato di correlare altri picchi secondari (figura 6.9a), che sottolineano la geometria a becco di flauto (*pinch-out*) dei corpi sedimentari che si depositano all'interno delle sinclinali sia a nord che a sud dell'anticlinale di Mirandola.

Seguendo l'equazione di risonanza [1], una buona stima della velocità delle onde di taglio dei depositi sovrastanti la discontinuità litologica potrebbe consentire di definirne la profondità. I valori stimati della V_{S30} e soprattutto della V_{SH} nei due siti di Medolla e Mirandola, dove disponiamo di un dato di velocità misurato direttamente, variano da 200 a 210 m/s e da 305 a 315 m/s, rispettivamente. Di conseguenza, è possibile dedurre che la profondità della discontinuità evidenziata dal valore della frequenza naturale, è compresa fra 75-90 m, sulla cresta dell'anticlinale di Mirandola (per esempio vicino San Giacomo Roncole), e più di 150

m sia a nord che a sud lungo i due fianchi della piega e verso la periclinale orientale. Tale dato risulta in accordo con i dati stratigrafici disponibili (tabella 6.1 e figura 3.9). Analogamente, pur non disponendo di alcun dato stratigrafico di taratura per la zona ad ovest di Mirandola, è possibile ipotizzare che nella culminazione assiale occidentale, dove si registrano picchi di ampiezza rilevante a frequenze tra 1.4 e 2 Hz (figure 6.1 e 6.2), la profondità della discontinuità (interfaccia Quaternario-Pliocene Inferiore?) sia ridotta a soli 40-50 m.

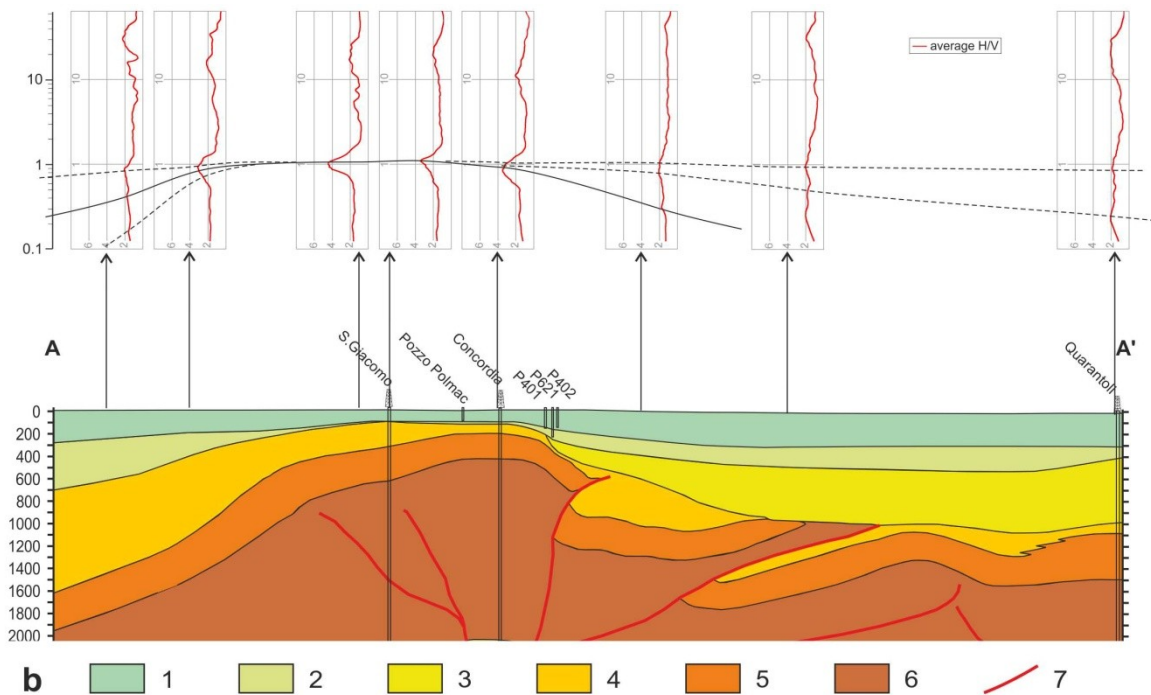


Figura 6.9 - a) curve *HVSR* ottenute da siti indagati in un raggio di 200 m dal profilo che attraversa l'anticlinale Mirandola (AA' nelle figure 5.1, 6.1 e 6.2). I maggiori picchi nei diversi grafici sono stati tentativamente correlati lungo il transetto seguendo l'andamento delle superfici stratigrafiche più superficiali indicate nella sezione geologica (b) ottenuta da un profilo di sismica a riflessione e dati di pozzo (modificato da Martelli e Molinari, 2008). Legenda: 1) depositi continentali del Quaternario Medio-Superiore; 2) depositi marini del Pliocene Superiore - Pleistocene Inferiore; 3) Pliocene Medio; 4) Formazione del Santerno (Pliocene Inferiore); 5) Formazione di Porto Garibaldi (Pliocene Inferiore); 6) Formazione a Colombacci (Messiniano superiore); 7) principali faglie.

Anche se per successioni sedimentarie lateralmente eterogenee sarebbe necessario un numero maggiore di dati stratigrafici diretti (pozzi, carotaggi, ecc.), soprattutto meglio distribuiti, per stabilire un affidabile rapporto frequenza-spessore (Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Gosar e Lenart, 2010), l'area indagata è caratterizzata da una stratigrafia tutto sommato solo poco variabile e quindi la taratura eseguita attraverso i due sondaggi della Regione Emilia-Romagna e gli 8 pozzi per idrocarburi può essere considerata sufficientemente vincolata ai fini del presente studio.

Secondo i profili calibrati della velocità media e seguendo lo stesso approccio descritto in precedenza e utilizzato per correlare lateralmente le misure 1D *HVSR* (figura 6.9a), sono stati elaborati diversi transetti orientati NNE-SSW (figura 6.10). Tali correlazioni rendono possibile osservare in sezioni pseudo-2D un andamento sostanzialmente uniforme, marcato da alcune superfici principali (cioè caratterizzate da un evidente contrasto di impedenza) convergenti da nord e sud verso la culminazione assiale della anticlinale.

Questa geometria è evidenziata dai picchi di frequenza più pronunciati e relativamente elevati, che comunemente corrispondono alla profondità del cosiddetto *pseudo-bedrock* (cioè $V_S \geq 600$ m/s).

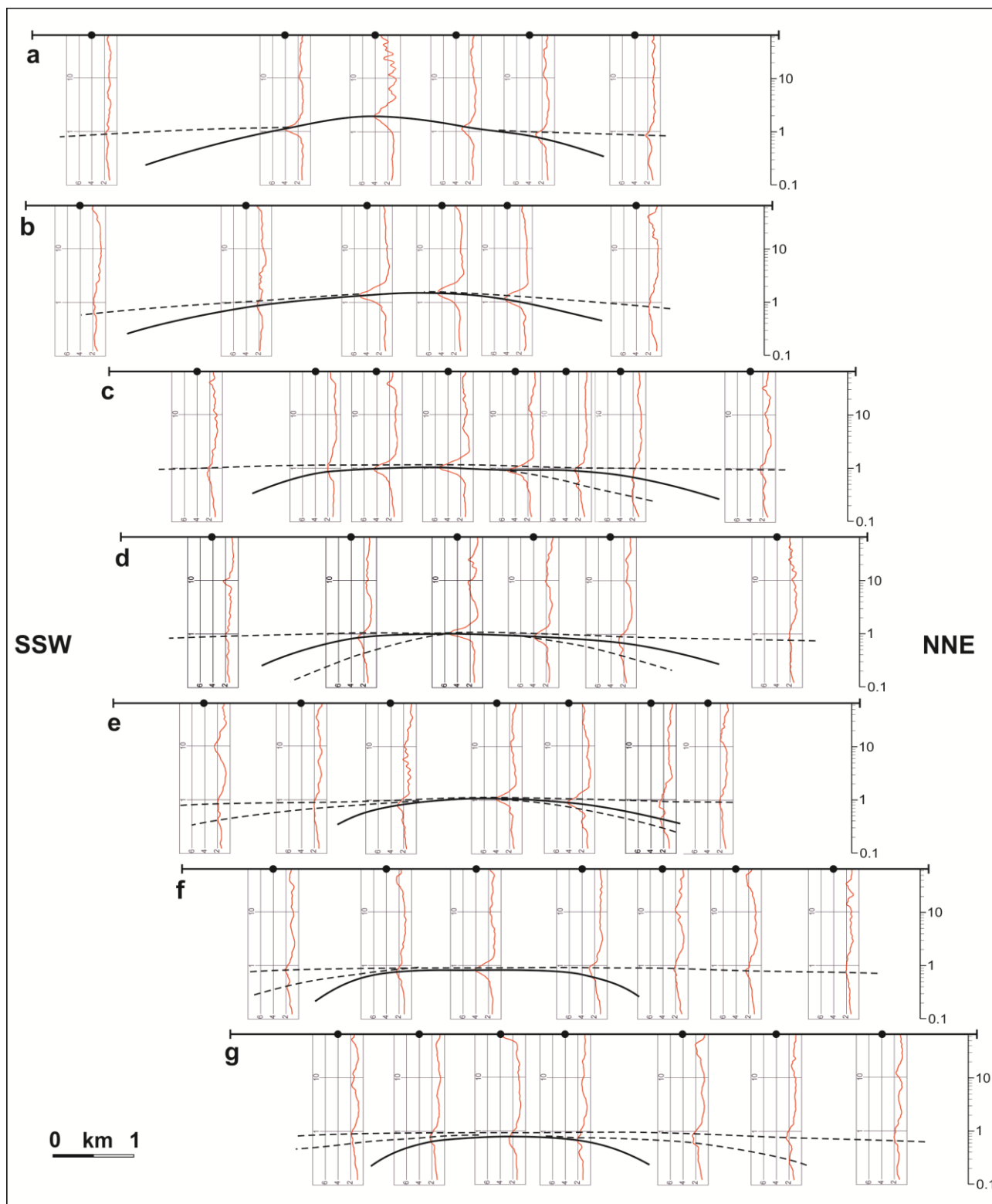


Figura 6.10 - Transetti orientati NNE-SSW, visibili in pianta nelle figure 5.1, 6.1 e 6.2, su cui sono plottate le curve *HVSr* ottenute da siti indagati in un raggio di 200 m da ciascun profilo. I maggiori picchi nei diversi grafici sono stati tentativamente correlati seguendo l'approccio di figura 6.9 al fine di ottenere delle sezioni pseudo-2D che evidenziano l'andamento delle principali superfici stratigrafiche più superficiali. Si noti come, passando da WNW a ESE (quindi da *a* a *g*), diminuisca l'altezza massima dei picchi registrati, in accordo con il progressivo approfondirsi dell'asse dell'anticlinale.

7. Conclusioni

Con la presente ricerca è stata studiata e ricostruita la distribuzione dell'amplificazione naturale dovuta alla presenza di un contrasto impedenza nel sottosuolo, sia in termini di frequenza (figura 6.1) che di ampiezza (figura 6.2) del rapporto H/V . Ci si è concentrati sulla zona di Mirandola e dintorni per diversi motivi: in primo luogo, perché si tratta di un distretto industriale di dimensioni medio-piccole e, quindi, di particolare interesse economico e sociale per l'Italia; inoltre uno studio di microzonazione sismica di secondo livello era già stato commissionato dal Comune di Mirandola ed eseguito prima del terremoto dell'Emilia del 2012 (Tarabusi, 2012). In secondo luogo, il sottosuolo della zona è caratterizzato da un'anticlinale per propagazione di faglia, in cui sia la faglia inversa che la piega associata risultano completamente sepolte dai depositi continentali del Pleistocene Medio-Superiore e olocenici (Martelli e Molinari, 2008; Bonini et al., 2014). I movimenti verticali differenziali indotti dalla struttura tettonica cieca e in particolare quelli positivi (cioè sollevamento in corrispondenza della cerniera della piega) non sono infatti in grado di tenere il passo della subsidenza a scala regionale e degli elevati tassi di sedimentazione della Pianura Padana. Pertanto, si è voluta testare l'applicazione sistematica di una tecnica geofisica a basso costo, al fine di raccogliere informazioni utili sulla stratigrafia locale, relativamente poco profonda, nonché sulle sue caratteristiche sismiche. A questo proposito, i risultati ottenuti documentano, chiaramente e indipendentemente, la presenza di una superficie piegata nel primo sottosuolo dell'area di Mirandola; la cresta è orientata ESE-WNW con il culmine verso ovest e un andamento periclinale verso est in perfetto accordo con la struttura tettonica ricostruita sulla base di profili sismici a riflessione. Le figure 7.1 e 7.2 mostrano con grande chiarezza come le evidenze risultanti dalla presente ricerca relative alla localizzazione, orientazione e andamento dell'anticlinale, ben si accordino con quanto osservato in occasione della scossa del 29 maggio 2012. È possibile quindi concludere che gli effetti sui depositi superficiali osservati nella zona di Mirandola attraverso le misure di microtremore siano stati originati dalla stessa sorgente che ha prodotto il terremoto del 29 maggio.

È importante notare che in questo studio il quadro complessivo dell'anticlinale sepolta di Mirandola è stato ottenuto solo sulla base del gran numero di misurazioni a stazione singola, eseguite ed analizzate seguendo una stessa procedura standard, che hanno permesso di correlare lateralmente la frequenza di picco e l'ampiezza delle curve $HVSR$ e di attribuire un significato stratigrafico alle interfacce corrispondenti ai picchi osservati (figura 6.9 e 6.10).

I risultati di questo approccio metodologico sono molto incoraggianti e potrebbero essere facilmente applicati ad altre regioni morfologicamente simili interessate da pieghe e faglie cieche, in particolare là dove, a differenza dell'area di studio, siano disponibili pochi dati stratigrafici.

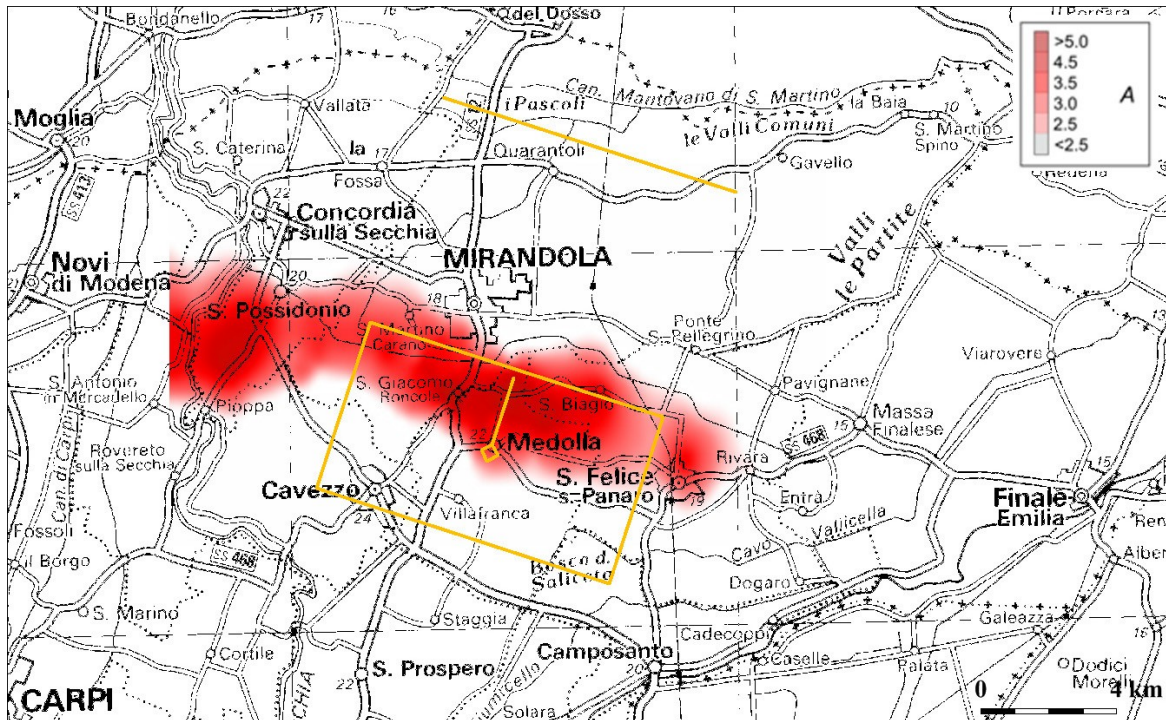


Figura 7.1 - Distribuzione del valore della massima ampiezza A della curva H/V , ottenuta all'interno dell'area investigata in rapporto con la sorgente sismogenica individuale di Mirandola associata alla scossa del 29 maggio 2012 (DISS Working Group, 2015). Il colore più intenso corrisponde ad un maggiore valore, e quindi ad un maggiore contrasto di impedenza all'interno dei depositi.

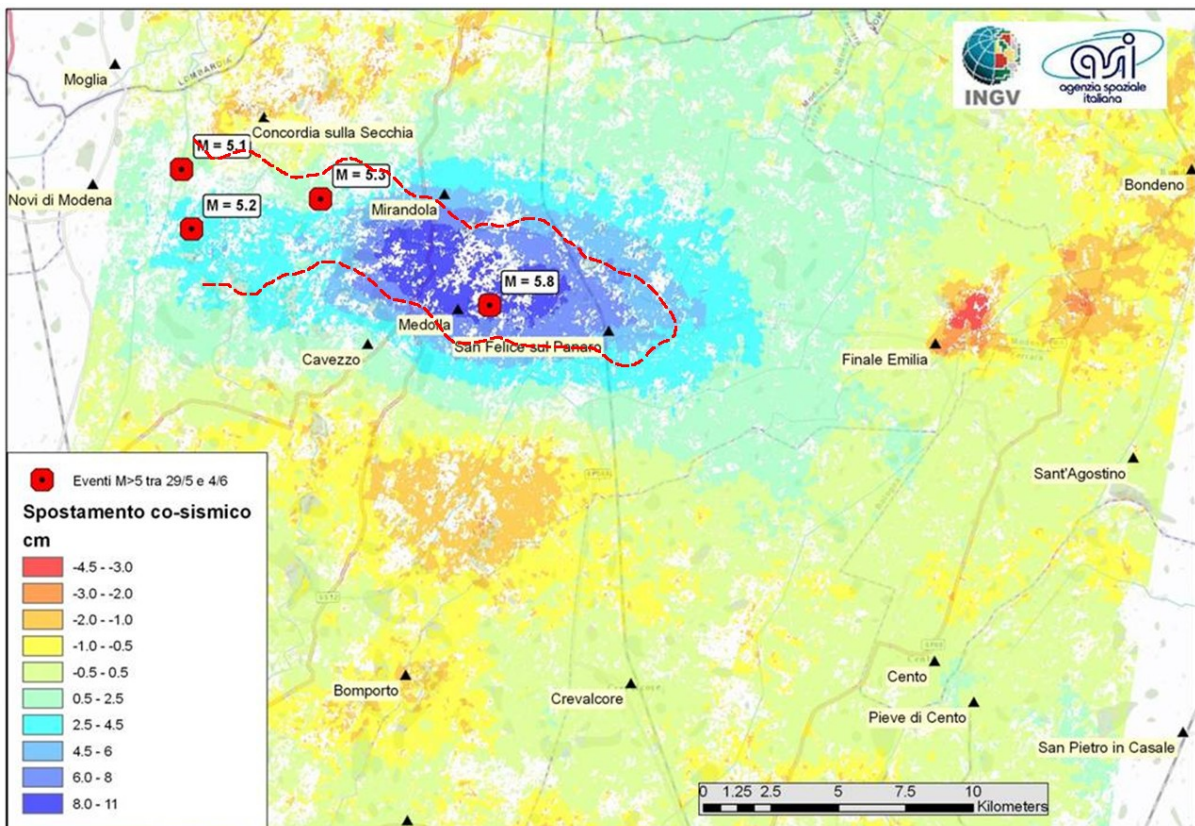


Figura 7.2 - Mappa dello spostamento del suolo totale avvenuto tra il 27/5 e il 4/6 nell'area di Mirandola. Si può notare come la forma a "a cucchiaio" del sollevamento risulti asimmetrica, ovvero mostri un gradiente della della deformazione statica maggiore a Ovest che ad Est (da Atzori et al., 2012). Col tratteggio rosso è delimitata l'area caratterizzata da valori della massima ampiezza della curva H/V maggiori di 2.5, rappresentata in rosso in figura 7.1.

L'amplificazione sismica è influenzata dalla rigidità del suolo e soprattutto dal contrasto di impedenza tra unità sismiche superficiali. Di conseguenza, le mappe di frequenza naturale come quella di figura 6.1, specie se associate all'informazione sull'entità dell'ampiezza del picco *HVSR* (figura 6.2), sono della massima importanza perché permettono di riconoscere le aree caratterizzate da un elevato contrasto di impedenza in cui si prevede una maggiore amplificazione del moto del suolo in caso di scuotimento sismico. Se la frequenza di amplificazione di un terreno di fondazione è prossima a quella propria dell'edificio (che in prima approssimazione è funzione della sua altezza), può verificarsi un effetto detto di *doppia risonanza*, per cui il rischio per la costruzione di subire danni strutturali aumenta notevolmente (Mucciarelli et al., 2001; Mucciarelli, 2012; Castellaro et al., 2014). A questo proposito, le mappe di frequenza naturale e di amplificazione possono risultare importanti nella pianificazione urbanistica per suggerire le altezze degli edifici (ad esempio il numero di piani), consentendo così agli ingegneri di migliorare il comportamento antisismico di nuove costruzioni. L'amplificazione sismica infatti è considerata la prima causa di danni e di collasso durante un terremoto (Gallipoli et al., 2004; Micromed, 2012b; Mucciarelli, 2012).

Anche negli studi di microzonazione sismica a scala comunale, che potrebbero apparire i più adatti ad includere studi di questo genere, in aree di pianura risulta comunque difficile riuscire ad individuare il substrato sismico di un'area stabilendone con una certa confidenza la profondità; questo perché le misure di microtremore a stazione singola vengono eseguite in numero in genere limitato in rapporto all'estensione del territorio da indagare e comunque con distribuzione discontinua, circoscritte alle aree oggetto di microzonazione, che secondo gli attuali indirizzi nazionali (Gruppo di lavoro MS, 2008) e regionali (Regione Emilia-Romagna, 2007) devono essere le sole aree urbanizzate o di previsione urbanistica e quelle in cui ricadono le principali reti infrastrutturali. La presente ricerca ha permesso di verificare che invece un'estesa campagna di misure di microtremori a stazione singola, distribuita in modo abbastanza omogeneo su un'areale sufficientemente grande, può rendere più semplici ed evidenti le correlazioni con i dati stratigrafici disponibili e consentire una più affidabile definizione della profondità, ad esempio, del substrato sismico di un'area.

Uno studio come quello proposto e formalizzato nel presente lavoro può inoltre fornire utili indicazioni per la migliore ubicazione, dal punto di vista geologico, di un eventuale campo pozzi per la geotermia. La figura 7.3 mostra infatti una perfetta correlazione tra l'area delle maggiori ampiezze registrate dalle misure di microtremore e le principali anomalie geotermiche rappresentate nella mappa delle isoterme a quota -700m s.l.m. realizzata per lo studio finalizzato all'individuazione di potenziali serbatoi geotermici a Mirandola (Martelli e Molinari, 2008), illustrato al paragrafo 3.2. Si tratta di due risultati indipendenti, basati su dati differenti, ma che hanno chiaramente un'origine comune negli effetti della struttura geologica sepolta e attiva di Mirandola.

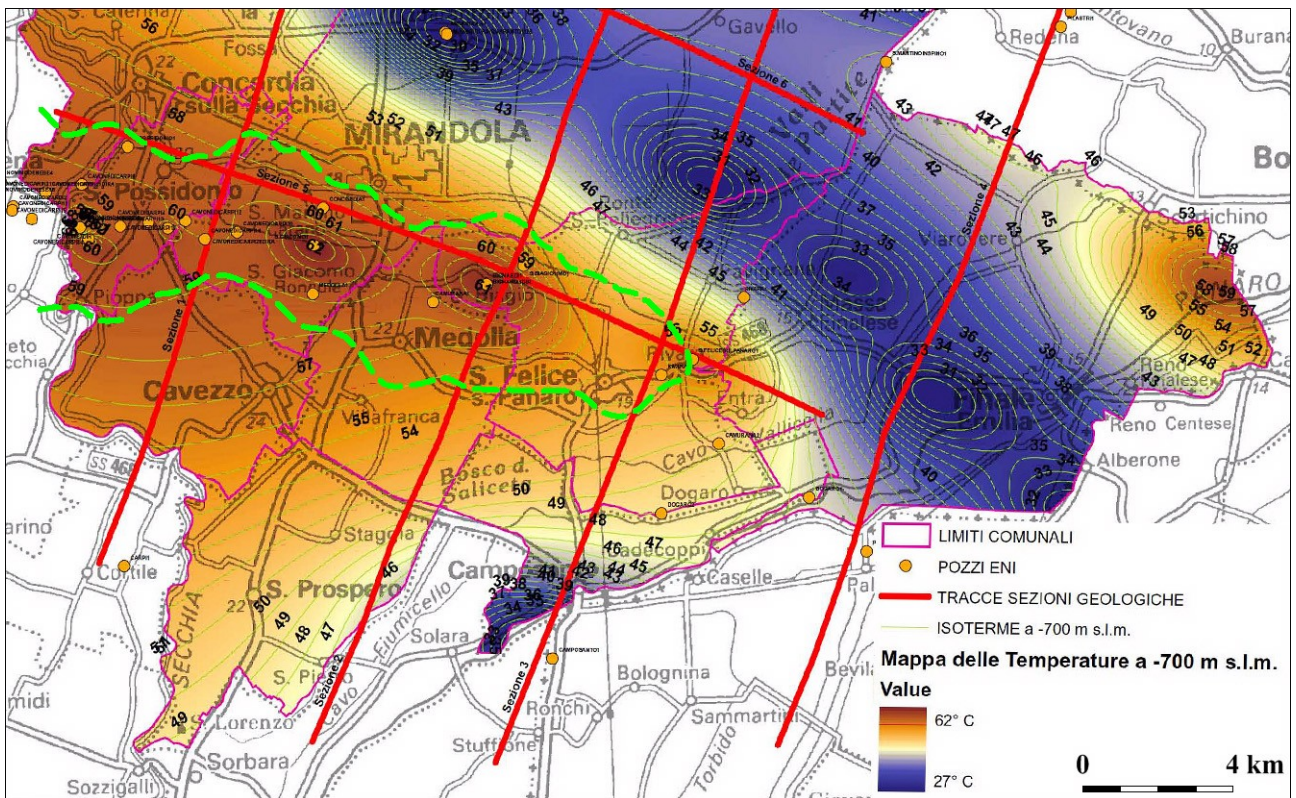


Figura 7.3 - Perimetro della distribuzione del valore della massima ampiezza A della curva H/V (in verde), visibile a colore sfumato in figura 7.1, sovrapposto alla mappa delle isoterme a quota -700 m s.l.m. realizzata per lo studio finalizzato all'individuazione di potenziali serbatoi geotermici a Mirandola (Martelli e Molinari, 2008). L'area caratterizzata dalle temperature più elevate risulta quasi perfettamente circonscritta dalla linea verde.

Sulla base dei numerosi dati stratigrafici e di pozzo, disponibili grazie all'esplorazione finalizzata alla ricerca degli idrocarburi, è stato possibile elaborare mappe molto dettagliate che evidenziano il potenziale geotermico di questa porzione di Pianura Padana; mappe che sono oggi molto utili per l'importanza sempre crescente di poter disporre di energie rinnovabili. In altri contesti di pianura analoghi al caso in esame, in cui siano però disponibili solo pochi dati stratigrafici e non si abbiano a disposizione grandi risorse per finanziare una lunga e costosa caratterizzazione preliminare di tipo tradizionale, può allora essere di grande utilità poter realizzare in tempi rapidi e con costi ridotti una campagna di misure di microtremore a stazione singola come quella condotta per il presente studio. Tale campagna, se opportunamente realizzata e tarata, può permettere di ottenere dati assai utili, anche in funzione di una riduzione dei costi complessivi, come minimo in fase di caratterizzazione preliminare: per circoscrivere, ad esempio, le aree da indagare con metodi tradizionali, evidenziando quelle maggiormente promettenti dal punto di vista del potenziale geotermico, sulla base dei valori di frequenza e ampiezza corrispondenti alle principali discontinuità di origine stratigrafica.

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, no. 2.

Albarelo C. e 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 Anno XXVIII, vol. 2.

Albarelo D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. e Puzzilli L.M. (2011) - *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzonation: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake*, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, vol. 52, no. 3, pp. 513-538.

Alessio G., Alfonsi L., Brunori C.A., Burrato P., Casula G., Cinti F.R., Civico R., Colini L., Cucci L., De Martini P.M., Falcucci E., Galadini F., Gaudiosi G., Gori S., Mariucci M.T., Montone P., Moro M., Nappi R., Nardi A., Nave R., Pantosti D., Patera A., Pesci A., Pignone M., Pinzi S., Pucci S., Vannoli P., Venuti A. e Villani F. (2012) - *Technologies and new approaches used by the INGV EMERGEO Working Group for real-time data sourcing and processing during the Emilia Romagna (northern Italy) 2012 earthquake sequence*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 689-695, DOI: 10.4401/ag-6117.

Alessio G., Alfonsi L., Brunori C.A., Burrato P., Casula G., Cinti F.R., Civico R., Colini L., Cucci L., De Martini P.M., Falcucci E., Galadini F., Gaudiosi G., Gori S., Mariucci M.T., Montone P., Moro M., Nappi R., Nardi a., Nave R., Pantosti D., Patera A., Pesci A., Pezzo G., Pignone M., Pinzi S., Pucci S., Salvi S., Tolomei C., Vannoli P., Venuti a. e Villani F. (2013) - *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May-June 2012 (Northern Italy)*, Natural Hazards and Earth System Science, vol. 13, no. 4, pp. 935-947, DOI: 10.5194/nhess-13-935-2013.

Amorosi A., Colalongo M.L., Pasini G. e Preti D. (1999) - *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (northern Italy)*, Sedimentology, vol. 46, pp. 99-121.

Amorosi A., Castellaro S. e Mulargia F. (2008) - *Single-Station Passive Seismic Stratigraphy: an inexpensive tool for quick subsurface investigations*, GeoActa, vol. 7, pp. 29-39.

Arpa Ingegneria Ambientale (2007) - *Rilievo della subsidenza nella pianura emiliano-romagnola. Analisi interferometrica*.

Arpa Ingegneria Ambientale (2011) - *Rilievo della subsidenza nella pianura emiliano-romagnola - Prima Fase*, http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/subsidenza/Relfin_2011.pdf.

Arpa Ingegneria Ambientale (2012) - *Rilievo della subsidenza nella pianura emiliano-romagnola - Seconda Fase*.

Astiz L., Dieterich J.H., Frohlich C., Hager B.H., Juanes R. e Shaw J.H. (2014) - *On the Potential for Induced Seismicity at the Cavone OilField: Analysis of the Geological and Geophysical data, and Geomechanical Modeling*, <http://labcavone.it/documenti/32/allegatrapporto-studiogiacimento.pdf>.

Atzori S., Merryman Boncori J.P., Pezzo G., Tolomei C. e Salvi S. (2012) - *Secondo report analisi dati SAR e modellazione della sorgente del terremoto dell'Emilia*, http://terremoti.ingv.it/images/ultimi-eventi/2012/report_sar_ingv_emilia_2.pdf.

- Bally A.W., Burbi L., Cooper C. e Ghelardoni R. (1986) - *Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines*, Memorie della Società Geologica Italiana, vol. 35, pp. 257-310.
- Basili R., Valensise G., Vannoli P., Burrato P., Fracassi U., Mariano S., Tiberti M.M. e Boschi E. (2008) - *The Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), version 3: Summarizing 20 years of research on Italy's earthquake geology*, Tectonophysics, vol. 453, no. 1-4, pp. 20-43, DOI: 10.1016/j.tecto.2007.04.014.
- Berlusconi A., Ferrario F., Gambillara R., Livio F. e Michetti A.M. (2012) - *Effetti ambientali del terremoto del 20 Maggio 2012, Finale Emilia, dati preliminari*, Dip SAT - Uni Insubria, Como, vol. 1929, pp. 2-6.
- Bertolini G. e Fioroni C. (2012) - *Aerial inventory of surficial geological effects induced by the recent Emilia earthquake (Italy): Preliminary report*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 705-711, DOI: 10.4401/ag-6113.
- Bigi G., Bonardini G., Catalano R., Cosentino D., Lentini F., Parlotto M., Sartori R., Scandone P. e Turco E. (1992) - *Structural model of Italy, 1:500.000*, Consiglio Nazionale delle Ricerche edition, 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. e Vannoli P. (2012) - *Coseismic deformation pattern of the Emilia 2012 seismic sequence imaged by Radarsat-1 interferometry*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 789-795, DOI: 10.4401/ag-6157.
- Boccaletti M., Coli M., Eva C., Giglia G., Lazzarotto A., Merlanti F., Nicolich R., Papani G. e Postpischl D. (1985) - *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*, Tectonophysics, vol. 117, no. 1-2, pp. 7-38, DOI:10.1016/0040-1951(85)90234-3.
- Boccaletti M., Bonini M., Corti G., Gasperini P., Martelli L., Piccardi L., Severi P. e Vannucci G. (2004) - *Carta sismotettonica della regione Emilia-Romagna, 1:250.000 e note illustrative*, Regione Emilia-Romagna - CNR edition.
- Boccaletti M., Corti G. e Martelli L. (2011) - *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*, International Journal of Earth Sciences, vol. 100, no. 6, pp. 1331-1348, DOI: 10.1007/s00531-010-0545-y.
- Bonini L., Toscani G. e Seno S. (2014) - *Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy)*, Tectonophysics, vol. 630, pp. 33-42, doi: 10.1016/j.tecto.2014.05.006.
- Bonnefoy-Claudet S., Köhler A., Cornou C., Wathelet M. e Bard P. (2008) - *Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio*, vol. 90, no. 1, pp. 288-300.
- Bozzoni F., Lai C.G. e Scandella L. (2012) - *2012 Emilia Earthquakes: Preliminary results of ground-motion characteristics*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 609-614, DOI: 10.4401/ag-6121.
- Burrato P., Ciucci F. e Valensise G. (1999) - *Un approccio geomorfologico per la prima individuazione di strutture potenzialmente sismogenetiche nella Pianura Padana*, Proc. 18° Meeting G.N.G.T.S., Rome.
- Burrato P., Ciucci F. e Valensise G. (2002) - *Is the Po Plain a low seismic hazard region?*, XXVIII General Assembly of the European Seismological Commission - Genoa, Italy 1-6 September 2002, 45-46.
- Burrato P., Ciucci F. e Valensise G. (2003) - *An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: Evidence for active blind thrust faulting*, Annals of Geophysics, vol. 46, no. 5, pp. 865-882, .
- Burrato P., Vannoli P., Fracassi U., Basili R. e 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 Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 525-531, DOI: 10.4401/ag-6182.

Butler D.K. e Curro J.R. (1981) - *Crosshole Seismic Testing: Procedures and Pitfalls*, Geophysics, vol. 1, no. 46, pp. 23-29, DOI: 10.1190/1.1441134.

Camassi R., Castelli V., Molin D., Bernardini F., Caracciolo C.H., Ercolani E. e Postpischl L. (2011) - *Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: eventi sconosciuti, rivalutati o riscoperti*, Quaderni di Geofisica, no. 96, p. 53.

Camassi R., Rovida A., Locati M., Castelli V., Viganò D. e I M.S. (2012) - *I terremoti del maggio 2012 nel contesto della sismicità dell'area The May 2012 earthquakes and the earthquake history of the area*, Progettazione Sismica, vol. 4, no. 3, pp. 53-61.

Caputo R. (2005) - *Ground effects of large morphogenic earthquakes*, J. Geodyn., vol. 40, no. 2-3, pp. 113-118.

Caputo R. e 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*, Natural Hazards and Earth System Sciences, vol. 12, no. 11, pp. 3177-3180, DOI: 10.5194/nhess-12-3177-2012.

Caputo R., Iordanidou K., Minarelli L., Papathanassiou G., Poli M.E., Rapti-Caputo D., Sboras S., Stefani M. e Zanferrari A. (2012) - *Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 743-749, DOI: 10.4401/ag-6148.

Caputo R., Pellegrinelli A., Bignami C., Bondesan A., Mantovani A., Stramondo S. e Russo P. (2015) - *High-precision levelling, DInSAR and geomorphological effects in the Emilia 2012 epicentral area*, Geomorphology, vol. 235, pp. 106-117.

Carafa M.M.C. e Barba S. (2013) - *The stress field in Europe: optimal orientations with confidence limits*, Geophysical Journal International, vol. 193, no. 2, pp. 531-548, DOI:10.1093/gji/ggt024.

Carafa M.M.C., Tarabusi G. e Kastelic V. (2015) - *SHINE: Web application for determining the horizontal stress orientation*, Computers & Geosciences, vol. 74, pp. 39-49, DOI: 10.1016/j.cageo.2014.10.001.

Carannante S., Argnani A., Massa M., D'Alema E., Lovati S., Moretti M., Cattaneo M. e Augliera P. (2015) - *The May 20 (MW 6.1) and 29 (MW 6.0), 2012, Emilia (Po Plain, northern Italy) earthquakes: New seismotectonic implications from subsurface geology and high-quality hypocenter location*, Tectonophysics, vol. 20, DOI: 10.1016/j.tecto.2015.05.015.

Carminati E., Doglioni C. e Scrocca D. (2003) - *Apennines subduction-related subsidence of Venice (Italy)*, Geophysical Research Letters, vol. 30, no. 13, DOI: 10.1029/2003GL017001.

Carminati E., Scrocca D. e Doglioni C. (2010) - *Compaction-induced stress variations with depth in an active anticline: Northern Apennines, Italy*, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol. 115, no. B02401, DOI: 10.1029/2009JB006395.

Castaldini D., Gasperi G., Panizza M. e Pellegrini M. (1979) - *Neotettonica dei Fogli 74 (Reggio nell'Emilia) (p.p.) e 75 (Mirandola) nell'intervallo da 18.000 B.P. all'Attuale (interv. V).C.N.R., Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica di Italia, Progetto Finalizzato Geodinamica, CNR.*

Castellarin A., Eva G., Giglia G., Vai G.B., Rabbi G., Pini A. e Crestana G. (1985) - *Analisi strutturale del Fronte Appenninico Padano*, Giorn. Geol., vol. 3a, no. 47/1-2.

Castellaro S. (2012) - *H/V: un contributo oltre Vs30*, in Mucciarelli M. (ed.) Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici.

Castellaro S. e Mulargia F. (2009a) - *The effect of velocity inversions on H/V*, Pure and Applied Geophysics, vol. 166, no. 4, pp. 567-592, DOI: 10.1007/s00024-009-0474-5.

Castellaro S. e Mulargia F. (2009b) - *Vs30 estimates using constrained H/V measurements*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 99, no. 2 A, pp. 761-773, DOI: 10.1785/0120080179.

Castellaro S. e Mulargia F. (2010) - *How far from a building does the ground-motion free-field start? the cases of three famous towers and a modern building*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 100, no. 5 A, pp. 2080-2094, DOI: 10.1785/0120090188.

Castellaro S., Mulargia F. e Bianconi L. (2005) - *Passive seismic stratigraphy: a new efficient, fast and economic technique*, J. Geotech. Environ. Geol., vol. 3, pp. 51-77.

Castellaro S., Padròn L.A. e Mulargia F. (2014) - *The different response of apparently identical structures: a far-field lesson from Mirandola 20th May 2012 earthquake*, vol. 12, no. 5, pp. 2481-2493.

Castelli V., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Ercolani E. e Postpischl L. (2012) - *Looking for missing earthquake traces in the Ferrara-Modena plain: An update on historical seismicity*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 519-524, DOI: 10.4401/ag-6110.

Castello B., Selvaggi G., Chiarabba C. e Amato A. (2006) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002 versione 1.1*, INGV-CNT, Roma, [Online], <http://csi.rm.ingv.it/>.

Castiglioni G.B. (2001) - *Note illustrative della Carta Geomorfologica della Pianura Padana*, Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., no. IV, pp. 7-12.

Castiglioni G.B., Biancotti A., Bondesan M., Cortemilia G., Elmi C., Favero V., Gasperi G., Marchetti G., Orombelli G., Pellegrini G.B. e Tellini C. (1999) - *Geomorphological Map of the Po Plain, at scale of 1:250.000*, Earth Surface Processes and Landforms, no. 24, pp. 1115-1120.

Chiarabba C., De Gori P., Improta L., Lucente F.P., Moretti M., Govoni A., Di Bona M., Margheriti A., Marchetti A. e Nardi A. (2014) - *Frontal compression along the Apennines thrust system: The Emilia 2012 example from seismicity to crustal structure*, J. Geodyn., vol. 82, pp. 98-109, DOI: 10.1016/j.jog.2014.09.003.

Comune di Mirandola (2014) - *Piano Strutturale Comunale - Norme di Attuazione*.

Convertito V., Catalli F. e Emolo A. (2013) - *Combining stress transfer and source directivity: the case of the 2012 Emilia seismic sequence*, Sci. Rep.-UK, DOI: 10.1038/srep03114.

Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiari C., Renzi S. e Vannucchi G. (2012) - *Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in Pianura Padana Emiliana del maggio 2012*, Università di Firenze, Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Sez. Geotecnica.

Cultrera G., Faenza L., Meletti C., D'Amico V., Michelini A. e Amato A. (2014) - *Shakemaps uncertainties and their effects in the post-seismic actions for the 2012 Emilia (Italy) earthquakes*, B. Earthq. Eng., vol. 12, no. 5, pp. 2147-2164, 10.1007/s10518-013-9577-6.

de Nardis R., Filippi L., Costa G., Suhadolc P., Nicoletti M. e Lavecchia G. (2014) - *Strong motion recorded during the Emilia 2012 thrust earthquakes (Northern Italy): a comprehensive analysis*, B. Earthq. Eng., vol. 12, no. 5, pp. 2117-2145, 10.1007/s10518-014-9614-0.

Di Capua G. e 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>.

Di Manna P., Guerrieri L., Piccardi L., Vittori E., Castaldini D., Berlusconi A., Bonadeo L., Comerci V., Ferrario F., Gambillara R., Livio F., Lucarini M. e Michetti A.M. (2012) - *Ground effects induced by the 2012 seismic sequence in Emilia: Implications for seismic hazard assessment in the Po Plain*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 697-703, DOI: 10.4401/ag-6143.

DISS Working Group (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*, [Online], <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.

DISS Working Group (2015) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.0: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2015, [Online], <http://diss.rm.ingv.it/diss/>.

Dogliani C. (1993) - *Some remarks on the origin of foredeeps*, Tectonophysics, vol. 228, pp. 1-20.

Dogliani C., Scrocca D., Carminati E. e Burrato P. (2007) - *Analisi geologico-strutturale- sismologica del sito di stoccaggio di Rivara*, Rapporto tecnico (non pubblicato).

Dolce M. e Di Bucci D. (2015) - *Comparing recent Italian earthquakes*, B. Earthq. Eng., vol. 1-37, 10.1007/s10518-015-9773-7.

Dondi L. e D'Andrea M.G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*, Giornale di Geologia, Serie 3°, vol. 48, no. 1-2, pp. 197-225.

Dondi L., Mostardini F. e Rizzini A. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nella Pianura Padana*, in Cremonini G. e Ricci Lucchi F. (ed.) Guida alla geologia del margine appenninico padano. Guida Geol. Reg., S. G. I.

Emergeo Working Group (2012) - *A photographic dataset of the coseismic geological effects induced on the environment by the 2012 Emilia (northern Italy) earthquake sequence*, Miscellanea INGV, vol. 16.

Emergeo Working Group (2013) - *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May-June 2012 (Northern Italy)*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., vol. 13, no. 4, pp. 935-947, 10.5194/nhess-13-935-2013.

Fantoni R. e Franciosi R. (2009) - *Mesozoic extension and Cenozoic compression in Po Plain and Adriatic foreland*, Rendiconti online Soc. Geol. It., vol. 9, pp. 28-31.

Fantoni R. e Franciosi R. (2010) - *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic*, Rendiconti Lincei - Scienze fisiche e Naturali, vol. 21, no. 1, pp. 197-209, DOI 10.1007/s12210-010-0102-4.

Fazzini P., Gasperi G. e Gelmini R. (1976) - *Litologia di superficie dell'alta e media pianura modenese*, Proc. Soc. Nat. e Mat. di Modena, vol. 107.

Galli P. e Meloni F. (1993) - *Nuovo catalogo nazionale dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia*, Il Quaternario, vol. 6, no. 2, pp. 271-292.

Galli P., Castenetto S. e Peronace E. (2012a) - *May 2012 Emilia Earthquakes (Mw 6 , Northern Italy): Macroseismic Effects Distribution and Seismotectonic Implications*, Alpine and Mediterranean Quaternary, vol. 25, May, pp. 105-123.

Galli P., Castenetto S. e Peronace E. (2012b) - *The MCS macroseismic survey of the Emilia 2012 earthquakes*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 663-672, DOI: 10.4401/ag-6163.

Gallipoli M.R., Muccairelli M., Gallicchio S., Tropeano M. e Lizza C. (2004) - *Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSr) measurements in the area damaged by the 2002 Molise, Italy, earthquake*, Earthq. Spect., vol. 20, no. S1, pp. S81-S93.

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. e Yamanaka H. (2016a) - *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.

Garofalo F., Foti S., Hollender F., Bard P.Y., Cornou C., Cox B.R., Dechamp A., Ohrnberger M., Perron V., Sicilia D., Teague D. e Vergniault C. (2016b) - *InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part II: Inter-comparison between surface wave and borehole methods*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 82, pp. 241-254, doi:10.1016/j.soildyn.2015.12.009.

Gasperini P., Vannucci G., Tripone D. e Boschi E. (2010) - *The location and sizing of historical earthquakes using the attenuation of macroseismic intensity with distance*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 100, pp. 2035-2066.

Gasperi G. e Pellegrini M. (1968) - *Movimenti tettonici recenti nella zona di Mirandola (Pianura modenese)*, Proc. Soc. Nat. e Mat. di Modena, vol. 99.

GeoMol Team (2015) - *GeoMol – Assessing subsurface potentials of the Alpine Foreland Basins for sustainable planning and use of natural resources – Project Report*, Augsburg, LfU, p. 188 pp.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S., Rossi M. e Vignolo A. (2010) - *Sedimentary and tectonic evolution in the eastern Po-Plain and northern Adriatic Sea area from Messinian to Middle Pleistocene (Italy)*, Rendiconti Lincei - Scienze fisiche e Naturali, vol. 21, no. 1, pp. 131-166.

Ghielmi M., Minervini M., Nini C., Rogledi S. e Rossi M. (2013) - *Late Miocene–Middle Pleistocene sequences in the Po Plain – Northern Adriatic Sea (Italy): The stratigraphic record of modification phases affecting a complex foreland basin*, Marine and Petroleum Geology - Special Issue: The Geology of the Periadriatic Basin and of the Adriatic Sea, vol. 42, pp. 50-81, DOI:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.007.

Gosar A. e Lenart A. (2010) - *Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors*, Bull. Earthq. Eng., vol. 8, pp. 501-518.

Govoni A., Marchetti A., De Gori P., Di Bona M., Lucente F.P., Improta L., Chiarabba C., Nardi A., Margheriti L., Agostinetti N.P., Di Giovambattista R., Latorre D., Anselmi M., Ciaccio M.G., Moretti M., Castellano C. e Piccinini D. (2014) - *The 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy): Imaging the thrust fault system by accurate aftershock location*, Tectonophysics, vol. 622, pp. 44-55, DOI: 10.1016/j.tecto.2014.02.013.

Graziani L., Bernardini F., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Rossi A., Tertulliani A. e Vecchi M. (2015) - *The 2012 Emilia (Northern Italy) earthquake sequence: an attempt of historical reading*, Journal of Seismology, vol. 19, pp. 371-387, DOI: 10.1007/s10950-014-9471-y.

Grünthal G. (1998) - *European Macroseismic Scale 1998(EMS-98)*, European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie, 15, Luxembourg.

Gruppo di lavoro CIRM (2014) - *Linee guida per il monitoraggio della microsismicità, delle deformazioni del suolo e della pressione di poro nell'ambito delle attività antropiche*, <http://unmig.sviluppoeconomico.gov.it/unmig/agenda/dettaglio-notizia.asp?id=238>.

Gruppo di lavoro MS (2008) - *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd.*, [Online], http://www.protezionecivile.it/cms/view.php?dir_pk=395&cms_pk=15833.

Gruppo di lavoro per la valutazione degli effetti di liquefazione a seguito dei terremoti del 20 e 29 maggio 2012 (2012) - *Primo rapporto sugli effetti della liquefazione osservati a S. Carlo, frazione di S. Agostino (Provincia di Ferrara), Regione Emilia-Romagna*, http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro/rapporto_sancarolo.pdf/at_download/file/rapporto_sancarolo.pdf.

Guidoboni E. (1984) - *Riti di calamità: terremoti a Ferrara nel 1570-74*, Quaderni storici, numero monografico "Calamità Paure Risposte" a cura di Caracciolo A. e Calvi G., no. 55, pp. 107-135.

Guidoboni E., Ferrari G., Mariotti D., Comastri A., Tarabusi G., Valensise G. e INGV-SGA (2007) - *CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*, [Online], <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.

Gutenberg B. (1931) - *Microseisms in North America*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 21, no. 1, March, pp. 1-24.

Gutenberg B. (1936) - *On microseisms*, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 26, no. 2, April, pp. 111-117.

Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D. e Müller B. (2008) - *The World Stress Map database, release 2008*, DOI:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.

Ibs-von Seht M. e Wohlenberg J. (1999) - *Microtemor Measurements Used to Map Thickness of Soft Sediments*, Bull. Seism. Soc. Am., vol. 89, no. 1, pp. 250-259.

ICHESE (2014) - *International Commission on Hydrocarbon Exploration and Seismicity in the Emilia Region - Report on the Hydrocarbon Exploration and Seismicity in Emilia Region*, http://geo.regione.emilia-romagna.it/gstatico/documenti/ICHESE/ICHESE_Report.pdf.

Iervolino I. (2012) - *Probabilità e salti mortali: le insidie della validazione dell'analisi di pericolosità attraverso l'occorrenza di singoli terremoti*, Progettazione Sismica, vol. 4, no. 2, pp. 37-43.

Iervolino I., De Luca F. e Chioccarelli E. (2012) - *Engineering seismic demand in the 2012 Emilia sequence: Preliminary analysis and model compatibility assessment*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 639-645, DOI: 10.4401/ag-6118.

ISIDE Working Group (2010) - *Italian Seismological Instrumental and parametric database*, [Online], <http://iside.rm.ingv.it>.

ISPRA (2012) - *Geological effects induced by the seismic sequence started on May 20, 2012, in Emilia (Mw=5.9), Preliminary Report*, Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia.

Istituto di Geologia dell'Università di Modena (1978) - *Metodologie e primi risultati di neotettonica nel Modenese e territori limitrofi*, Mem. Soc. Geol. It., vol. 19, pp. 551-562.

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (2004) - *I dati online della pericolosità sismica in Italia*, [Online], <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>.

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (2014) - *Analisi del rapporto "On the Potential for Induced Seismicity at the Cavone OilField: Analysis of the Geological and Geophysical data, and Geomechanical Modeling" di L. Astiz, J.H. Dieterich, C. Frohlich, B.H. Hager, R. Juanes e J.H. Shaw.*, http://labcavone.it/documenti/34/allegato_alla_lettera_mise_del_21_luglio_2014.pdf.

Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale - Dip. C.d.R.S. (2013) - *Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della Regione Emilia-Romagna*, http://geo.regione.emilia-romagna.it/gstatico/documenti/ord70_20121113/Allegato_1_8_rsl_OGS.pdf.

ITACA Working Group (2014) - *ITACA 2.0, Italian ACcelerometric Archive*, <http://itaca.mi.ingv.it/>.

Lauciani V., Faenza L. e Michelini A. (2012) - *Shake Maps during the Emilia sequence*, *Annals of Geophysics*, vol. 55, no. 4, pp. 631-637, DOI: 10.4401/ag-6160.

Locati M., Camassi R. e Stucchi M. (2011) - *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna*, [Online], <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11> DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11.

Lunedei E. e Albarello D. (2010) - *Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth*, *Geophysical Journal International*, vol. 181, pp. 1093-1108, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04560.x.

Maesano F.E., D'Ambrogi C., Burrato P. e Toscani G. (2015) - *Slip-rates of blind thrusts in slow deforming areas: Examples from the Po Plain (Italy)*, *Tectonophysics*, vol. 643, pp. 8-25, DOI: 10.1016/j.tecto.2014.12.007.

Malagnini M., Herrmann R.B., Munafò I., Buttinelli M., Anselmi M., Akinci A. e Boschi E. (2012) - *The 2012 Ferrara seismic sequence: Regional crustal structure, earthquake sources, and seismic hazard*, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 39, no. 19, 10.1029/2012GL053214.

Mariotti G. e Doglioni C. (2000) - *The dip of the foreland monocline in the Alps and Apennines*, *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 181, pp. 191-202.

Martelli L. e Molinari F.C. (ed.) (2008) - *Studio geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici nel sottosuolo del comune di Mirandola*, Regione Emilia Romagna.

Martelli L. e 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.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiari C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Brammerini F., Speranza E., Conte C., Salvo G.D., Zuppiroli M., Guidi F., Vona V., Manicardi a., Mengoli B., Ugoletti C. e Ricci L. (2013a) - *Microzonazione Sismica Dell'Area Epicentrale Del Terremoto Della Pianura Emiliana Del 2012 (Ord. 70 / 2012)*, Atti del 32° Convegno del Gruppo Nazionale di Fisica della Terra Solida (GNGTS), pp. 428-434.

Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiari C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Romani M., Manicardi A., Mengoli B. e Ugoletti C. (2013b) - *Cartografia speditiva dell'amplificazione e del rischio di liquefazione nelle aree epicentrali del terremoto dell'Emilia 2012 (ML=5.9)*, Atti del 32° Convegno del Gruppo Nazionale di Fisica della Terra Solida (GNGTS), pp. 262-267, ISBN: 9788890210174.

Meletti C. e Valensise G. (ed.) (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.

Meletti C., D'Amico V., Ameri G., Rovida A. e Stucchi M. (2012) - *Seismic hazard in the Po Plain and the 2012 Emilia earthquakes*, *Annals of Geophysics*, vol. 55, no. 4, pp. 623-629, DOI: 10.4401/ag-6158.

- Michellini A., Faenza L., Lauciani V. e Malagnini L. (2008) - *Shakemap Implementation in Italy*, Seismological Research Letters, vol. 79, pp. 688-697.
- Micromed (2007) - *Grilla software user's manual - ver.3.0beta*, Treviso.
- Micromed (2012a) - *Introduzione alla modellazione delle curve H/V a fini stratigrafici in Grilla - Ver.3.0*, Treviso.
- Micromed (2012b) - *Tromino, portable ultra-light acquisition system for seismic noise and vibrations - User's manual*, Treviso.
- Ministero dell'Università e della Ricerca Scientifica e Tecnologica - MURST (1997) - *Carta geomorfologica della Pianura Padana, scala 1:250.000*, SELCA, Firenze, 3 tavole.
- Montone P. e Mariucci M.T. (1999) - *Active stress along the NE external margin of the Apennines: the Ferrara arc, northern Italy*, J. Geodyn., vol. 28, pp. 251-265.
- Mucciarelli M. (ed.) (2012) - *Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici*, Roma: Aracne Editrice.
- Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) - *A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique*, Bollettino di Geofisica teorica e applicata, vol. 42, no. 3-4, pp. 255-266.
- Mucciarelli M., Contri P., Mochavesi G., Calvano G. e Gallipoli M.R. (2001) - *An empirical method to assess the seismic vulnerability of existing buildings using the HVSR technique*, Pure Appl. Geoph., vol. 158, pp. 2635-2647.
- Nakamura Y. (1989) - *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*, Quart. Rep. Railway Tech. Res. Inst. (RTRI), vol. 30, pp. 25-33.
- Ninno A., Zizioli D., Meisina C., Castaldini D., Zucca F., Luzi L. e De Amicis M. (2012) - *The survey and mapping of sand-boil landforms related to the Emilia 2012 earthquakes: Preliminary results*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 727-733, DOI: 10.4401/ag-6114.
- Nogoshi M. e Igarashi T. (1970) - *On the Propagation Characteristics of Microtremor*, Journal of the Seismological Society of Japan (2nd ser.), vol. 23, no. 4.
- Oliveto A.N., Mucciarelli M. e Caputo R. (2004) - *HVSR prospections in multi-layered environments: an example from the Tyrnavos Basin (Greece)*, J. Seismol., vol. 8, pp. 395-406.
- Omori F. (1894) - *On the aftershocks of earthquakes*, Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo, vol. 7, pp. 111-200.
- Ori G.G. (1993) - *Continental depositional systems of the Quaternary of the Po Plain (northern Italy)*, Sedimentary Geology, vol. 83, pp. 1-14.
- Panizza M. (1975) - *Neotectonic and lithological implication in the course of the Secchia and Panaro Rivers (Northern Italy)*, Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica, vol. 9.
- Panizza M., Bettelli G., Castaldini D., Barbieri M. e Capitani M. (2001) - *Studio della Pericolosità sismica delle Province di Modena e Reggio Emilia.*, Università degli Studi di Modena, Dipartimento di Scienze della Terra.
- Panizza M., Castaldini D., Bollettinari G., Carton A. e Mantovani F. (1987) - *Neotectonic research in applied geomorphological studies*, Z. Geomorphol., vol. 63, pp. 173-211.

- Papathanassiou G., Caputo R. e Rapti-Caputo D. (2012) - *Liquefaction phenomena along the paleo-Reno River caused by the May 20, 2012, Emilia (northern Italy) earthquake*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 735-742, DOI: 10.4401/ag-6147.
- Papathanassiou G., Mantovani a., Tarabusi G., Rapti D. e Caputo R. (2015) - *Assessment of liquefaction potential for two liquefaction prone areas considering the May 20, 2012 Emilia (Italy) earthquake*, Engineering Geology, vol. 189, April, pp. 1-16, DOI: 10.1016/j.enggeo.2015.02.002.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J. e Ivanov J. (2007) - *Multichannel analysis of surface waves (MASW) - active and passive methods.*, The Leading Edge, vol. 26, pp. 60-64.
- Pellegrini M. (1969) - *La pianura del Secchia e del Panaro*, Proc. Soc. Nat. e Mat. di Modena, vol. 100.
- Pezzo G., Merryman Boncori J.P., Tolomei C., Salvi S., Atzori S., Antonioli A., Trasatti E., Novali F., Serpelloni E., Candela L. e Giuliani R. (2013) - *Coseismic Deformation and Source Modeling of the May 2012 Emilia (Northern Italy) Earthquakes*, Seismol. Res. Lett., vol. 84, no. 4, pp. 645-655, DOI: 10.1785/0220120171.
- Pieri M. (1984) - *Storia delle ricerche nel sottosuolo padano fino alle ricostruzioni attuali*, in Cento anni di geologia italiana. Vol. Giub. I Centenario della S.G.I., Bologna.
- Pieri (1987) - *Three seismic profiles through the Po Plain*, in Bally A.W. (ed.) AAPG Studies in Geology #27, volume 3: Atlas of Seismic Stratigraphy.
- Pieri M. e Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain (Italy)*, Progetto Finalizzato Geodinamica, Pubblicazione 414, C.N.R.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Perfetti P. e Danecek P. (2012) - *Quick regional centroid momento tensor solutions for the Emilia 2012 (Northern Italy seismic sequence)*, Ann. Geophys., vol. 55, no. 4, pp. 615-621, DOI: 10.4401/ag-6146.
- Regione Emilia-Romagna (2007) - *Delibera Assemblea Legislativa n. 112/2007 - Approvazione dell'atto di indirizzo e coordinamento tecnico in merito a "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale ed urbanistica"*.
- Regione Emilia-Romagna e Gruppo di lavoro MS Emilia 2012 (2013) - *Sisma 2012 - Studi sismici, Ordinanza n. 70 del 13/11/2012 e cartografia di riferimento*, <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia>.
- Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico Sismico e dei Suoli, ENI - AGIP (1998) - *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna, scala 1:250.000, Bologna*.
- Ricci Lucchi F., Colalongo M.L., Cremonini G., Gasperi G., Iaccarino S., Papani G., Raffi I. e Rio D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografia del margine appenninico*, in Cremonini G. e Ricci Lucchi F. (ed.) Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. Ital..
- Rovida A., Camassi R., Gasperini P. e Stucchi M. (2011) - *CPTIII, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani. Milano, Bologna*, [Online], <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>.
- Salvi S., Tolomei C., Boncori J.P.M., Pezzo G., Atzori S., Antonioli A., Trasatti E., Giuliani R., Zoffoli S. e Coletta A. (2012) - *Activation of the SIGRIS monitoring system for ground deformation mapping during the Emilia 2012 seismic sequence, using COSMO-SkyMed InSAR data*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 797-802, DOI: 10.4401/ag-6181.

Santucci de Magistris F., Lanzano G., Forte G. e Fabbrocino G. (2014) - *A peak acceleration threshold for soil liquefaction: lessons learned from the 2012 Emilia earthquake (Italy)*, Natural Hazards, vol. 74, no. 2, pp. 1069-1094.

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. e Quintiliani M. (2012) - *The 2012 Pianura Padana Emiliana seismic sequence: Locations, moment tensors and magnitudes*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 549-559, DOI: 10.4401/ag-6159.

Serpelloni E., Anderlini L., Avallone A., Cannelli V., Cavaliere A., Cheloni D., D'Ambrosio C., D'Anastasio E., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A.R., Anzidei M., Cecere G., D'Agostino N., Del Mese S., Devoti R., Galvani A., Massucci A., Melini D., Riguzzi F., Selvaggi G. e Sepe V. (2012) - *GPS observations of coseismic deformation following the May 20 and 29, 2012, Emilia seismic events (northern Italy): Data, analysis and preliminary models*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 759-766, DOI: 10.4401/ag-6168.

Sieberg A. (1932) - *Der Erdbeben*, Handbuch der Geophysik, vol. 4, pp. 550-555.

Sinatra L. e Foti S. (2015) - *The role of aftershocks in the liquefaction phenomena caused by the Emilia 2012 seismic sequence*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, vol. 75, pp. 234-245, DOI: 10.1016/j.soildyn.2015.03.024.

Stucchi M., Camassi R., Rovida A., Locati M., Ercolani E., Meletti C., Migliavacca P., Bernardini F. e Azzaro R. (2007) - *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*, Quaderni di Geofisica, vol. 49, no. 38.

Stucchi M., Meletti C., Bazzurro P., Camassi R., Crowley H., Pagani M., Pinho R. e Calvi G. (2012) - *I terremoti del maggio 2012 e la pericolosità sismica dell'area: che cosa è stato sottostimato?*, Progettazione sismica, maggio, pp. 63-73.

Suppe J. e Medwedeff D.A. (1990) - *Geometry and kinematics of fault-propagation folding*, Eclogae Geologicae Helvetiae, vol. 83, no. 3, pp. 409-454.

Tarabusi G. (2012) - *Microzonazione sismica del comune di Mirandola. Quadro conoscitivo del PSC*, [Online], <http://www.comune.mirandola.mo.it/la-citta-e-il-territorio/pianostrutturale-comunale-psc>.

Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Brizuela B., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Maramai A., Rossi A., Sbarra M. e Vecchi M. (2012) - *The Emilia 2012 sequence: A macroseismic survey*, Annals of Geophysics, vol. 55, no. 4, pp. 679-687, DOI: 10.4401/ag-6140.

Toscani G., Burrato P., Di Bucci D., Seno S. e Valensise G. (2009) - *Plio-Quaternary tectonic evolution of the Northern Apennines thrust fronts along the Bologna-Ferrara section (Po Plain, Italy), based on geological observations and analogue modelling: seismotectonic implications*, B. Soc. Geol. Ital., vol. 128, no. 2, pp. 605-613.

Toscani G., Bonini L., Ahmad M.I., Di Bucci D., Di Giulio A., Seno S. e Galuppo C. (2013) - *Opposite verging chains sharing the same foreland: Kinematics and interactions through analogue models (Central Po Plain, Italy)*, Tectonophysics, DOI: 10.1016/j.tecto.2014.07.019.

Valensise L. e Pantosti D. (2001) - *Database of Potential Sources for Earthquakes Larger than M 5.5 in Italy*, Annals of geophysics, vol. 44, no. 4, pp. 797-964 (con CD-Rom).

Vannoli P., Burrato P. e Valensise G. (2014) - *The seismotectonics of the Po Plain (Northern Italy): tectonic diversity in a blind faulting domain*, Pure Appl. Geophys., vol. 172, pp. 1105-1142, DOI: 10.1007/s00024-014-0873-0.

Vannucchi G., Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiari C., Puliti A. e Renzi S. (2012) - *Fenomeni di Liquefazione Osservati nei Recenti Eventi Sismici della Regione Emilia Romagna*, *Ingegneria Sismica*, no. 2-3, pp. 20-29.

Vittori E. e Ventura G. (1995) - *Grain size of fluvial deposits and late Quaternary climate: A case study in the Po River valley (Italy)*, *Geology*, vol. 23, no. 8, pp. 735-738.

Zoetemeijer R. (1993) - *Tectonic Modelling of Foreland Basins, thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure. PhD Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam.*