

Contributo delle indagini geofisiche per la microzonazione sismica del settore occidentale della Provincia di Ferrara

Nasser Abu Zeid

Geologo, Dipartimento di Scienze della Terra Università degli Studi di Ferrara

RIASSUNTO

Le conoscenze necessarie per la caratterizzazione geologica di una porzione del sottosuolo richiedono un'interazione continua tra il geologo ed il geofisico. La collaborazione è necessaria soprattutto nella fase di studio di fattibilità e progettazione preliminare della raccolta di informazioni, quanto più possibilmente dettagliate, sulle caratteristiche del sottosuolo al fine di una corretta valutazione del modello geologico concettuale, fulcro di tutte le successive analisi.

La raccolta delle informazioni, progettata tenendo in considerazione fattori quali requisiti di progetto, normative vigenti, rischi (geomorfologico, sismico, idraulico, archeologico, etc.), *budget* disponibile e tempistica dovrebbe avvenire principalmente attraverso l'esecuzione di un definito numero preliminare di indagini di tipo indiretto e non invasivo, cui farà seguito l'impiego di più onerose indagini dirette di taratura dei risultati precedentemente ottenuti. Ciò al fine di ottimizzare i costi, la tempistica ed i risultati ottenibili dagli interventi di indagine oltre che nel contempo di ridurre l'ambiguità interpretativa che si potrebbe manifestare in alcuni casi di applicazione.

L'intento di questo lavoro è quello di focalizzare l'attenzione sulle possibilità offerte da diverse tecniche geofisiche quali la sismica passiva, la tomografia della resistività elettrica, la polarizzazione indotta ed il georadar, per la caratterizzazione delle prime decine di metri del sottosuolo di aree interessate dal fenomeno della liquefazione ed ubicate nei comuni dell'Alto Ferrarese (Sant'Agostino, San Carlo e Mirabello) al fine di ottenere immagini dettagliate in 2D e possibilmente anche in 3D.

Informazioni utili sia alla produzione di carte di microzonazione sismica sia alla caratterizzazione dei fenomeni cosismici legati ad eventi tellurici quali quelli avvenuti nel periodo 20 maggio-3 giugno 2012. In particolare, si

presenta nella prima parte di questa nota l'utilità delle indagini sismiche, di tipo passivo, nella stima dei valori di propagazione delle onde di taglio (V_s) fino a circa 80/100 metri di profondità. Dattiche risultano di fondamentale importanza per la corretta suddivisione locale del territorio in zone a differente livello di vulnerabilità sismica in funzione dei possibili effetti di amplificazione/deamplificazione dei segnali sismici.

1. INTRODUZIONE

L'evento sismico principale con magnitudo locale MI: 5.9 (INGV) è avvenuto alle ore 04:03:53 IT del 20 maggio 2012 con epicentro localizzato ad alcuni km a nord di Massa Finalese (MO) a circa 30 km ad Ovest di Ferrara (Fig. 1). Questo evento è stato successivamente seguito da una serie di eventi il giorno 29 maggio 2012 con massima magnitudo alle ore 9:00:03 IT (MI: 5.8/INGV) con epicentro localizzato a circa 12 Km ad WSW del precedente. Gli eventi hanno interessato due strutture sismogeniche differenti e distanti tra loro circa 12 km.

Dal punto di vista tettonico, lo sciame sismico ha coinvolto il settore frontale degli Appennini Settentrionali ed in particolare il fronte sepolto del sistema di sovrascorrimenti e pieghe nord-vergenti. Il settore più avanzato di questa struttura è caratterizzato da un sistema di faglie prevalentemente ad immersione meridionale ed a cinematica inversa che, nel complesso, formano una geometria arcuata sviluppata in corrispondenza della Pianura Padana orientale e sepolta da una spessa successione deposizionale pliocenico-quadernaria a geometria cuneiforme relativamente ben definita grazie a numerosi profili di sismica a riflessione eseguiti per la ricerca di idrocarburi (e.g. Pieri e Groppi, 1981). Nello specifico, le strutture tettoniche salienti sono costituite

dall'arco di Ferrara e dagli archi minori Adriatico e della Romagna (Fig. 1). Queste strutture hanno avuto un ruolo determinante nel controllo della struttura sedimentaria della parte centro orientale della Pianura Padana come si può evincere dalla carta gravimetrica delle anomalie residue di Bouguer del territorio della provincia di Ferrara e zone limitrofe, opportunamente filtrata per evidenziare anomalie nei primi 4 km di profondità (Fig. 2). In essa sono riportati allineamenti (WNW-ESE) di iso-anomalie di Bouguer con segno talvolta positivo e talaltro negativo che indicano rispettivamente eccesso e mancanza di masse nel sottosuolo. L'eccesso di massa è da associare a sollevamento di ammassi rocciosi quale per esempio la struttura di Casaglia (nota come la Dorsale Ferrarese) mentre gli ammanchi sono da collegare alla presenza di potenti spessori di sedimenti sciolti caratterizzati da valori bassi di densità. L'area delimitata indica la presenza di una potente coltre di sedimenti sciolti proprio nella zona direttamente interessata dagli effetti sia di amplificazione sismica sia di sito del terremoto del 20 maggio 2012. Effetti che possono essere stati causati da fenomeni di scattering, diffrazione ed interferenze costruttive per effetto di propagazione delle onde elastiche (Wong e Trifunac, 1974).

Escludendo la vulnerabilità del costruito, questi effetti fanno parte della vulnerabilità del sistema terra con effetti di sito rappresentati da amplificazione del segnale sismico, allungamento delle vibrazioni (durata delle sollecitazioni sismiche) ed effetti di sito rappresentati dai



Figura 2 – Mappa gravimetrica residua di Bouguer.

fenomeni di liquefazione, cedimenti e frane indotte. Tutti questi effetti, compresi altri fattori relativi alle caratteristiche delle costruzioni e della esposizione umana ed economica, costituiscono il principale obiettivo di qualsiasi carta di microzonazione sismica di un territorio (Fig. 3). Queste carte sono basate sulle conoscenze relative alla pericolosità sismica del territorio (P), all'esposizione (E) ed alla vulnerabilità (V) del sistema degli insediamenti. Conseguentemente il rischio generalmente viene definito da (1),

$$R = P \times E \times V \quad (eq. 1)$$

Quindi la variabilità del rischio sismico è da attribuire a fattori che sono legati ai differenti contesti geologici in termini di geomorfologia, litostratigrafia, geotecnica, idrogeologia nonché delle caratteristiche del moto sismico in termini di contenuto frequenziale, amplificazione/deamplificazione e durata. L'equazione (1) però non chiarisce il ruolo della vulnerabilità degli edifici nei confronti di quale accelerazione oppure come si riesce ad includere la componente che riguarda la vulnerabilità del territorio in termini di effetti di sito quali la lique-

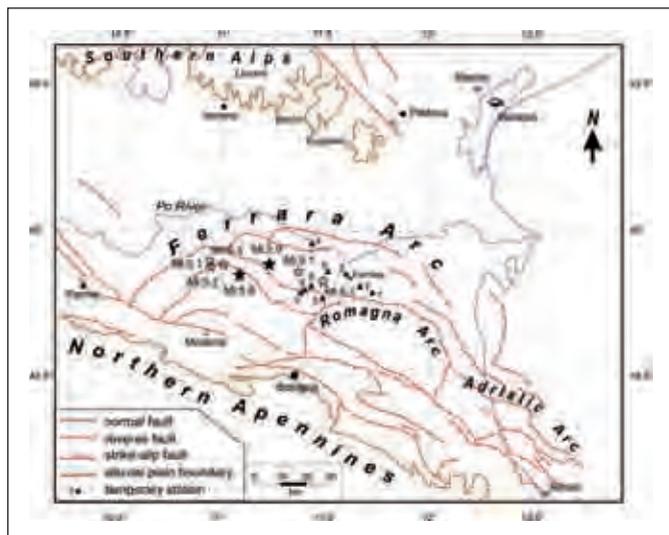


Figura 1 – Mappa tettonica semplificata del settore orientale della Pianura Padana in cui sono riportate le principali strutture tettoniche (pieghe Ferraresi, Adriatiche e Romagnole). I triangoli mostrano la posizione delle stazioni temporanee di monitoraggio sismico installate dall'OGS in collaborazione con l'Università di Ferrara il giorno 21 maggio 2012, stella (piena e vuota): epicentro dei principali terremoti ($M > 5$) avvenuti nelle seguenti date: 20 e 29 maggio 2012 e 3 giugno 2012 (Modificata dopo Pieri e Groppi, 1981; CNR-PFG, 1991).



Figura 3 – Definizione semplificata del rischio sismico (R).

fazione ed i cedimenti. Quest'ultima vulnerabilità viene di fatto compresa nei fattori di amplificazione riportati nelle NTC08 (D.M. 14/01/2008), per la progettazione, e nel D.L.R n. 112 per la pianificazione, mentre per gli effetti di sito si chiede di effettuare verifiche sui campioni prelevati e sottoposti a prove di laboratorio. Occorre però sottolineare che in aree come quelle della Pianura Padana l'estrema variabilità litologica dei sedimenti superficiali è la regola e non l'eccezione. Questa variabilità si complica nel caso che un territorio sia stato soggetto a trasformazioni di tipo antropico (opere di regolazione idrauliche) effettuate lunghi i corsi principali dei fiumi come nel caso dei Fiumi Panaro, Reno e Po.

Quindi una buona conoscenza della geologia locale del sottosuolo e delle sue variazioni laterali e verticali, assieme ad una caratterizzazione delle proprietà geotecniche ed elastiche, permette di fornire, nota la sismicità di riferimento, tutti gli elementi necessari per produrre carte di microzonazione (MZ) per prevedere il rischio sismico atteso.

2. INQUADRAMENTO GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICO

Il fiume Reno nel tratto che congiunge i centri urbani di Sant'Agostino e Vigarano Mainarda venne impostato in un'antica area palustre (la *Padusa*) e senza l'intervento dell'uomo difficilmente avrebbe dato un alveo rettilineo pensile.

Il paleoalveo del Fiume Reno deve la sua strutturazione a interventi di rettifica degli alvei del Reno e Po dovuti sia alla ciclicità di condizioni climatiche sfavorevoli (fasi di maggiore piovosità e capacità di trasporto solido dovuti all'istaurarsi della piccola età glaciale (Veggiani, 1983; Labm *et al.*, 1995) che ad una serie di terremoti storici avvenuti negli anni: 1165, 1222, 1445, 1483, 1508, 1561, allo sciame sismico del 1570-1574 ed all'evento avvenuto ad Argenta (FE) nel 1624 (Guidoboni *et al.*, 2007). Non è a caso che negli stessi anni si intensificano le cronache di numerosi eventi di rotte, che hanno interessato l'alta pianura ferrarese la scelta di rettifica del corso del Reno. L'alluvione del 1526 fu seguita da una grande riorganizzazione del territorio e dalla strutturazione dell'attuale paleoalveo del fiume Reno su cui insistono i centri urbani interessati dal sisma. Questo indica se da una parte le problematiche di rischio idraulico che hanno portato nell'anno 1640 alla sua deviazione nella valle Sanmartina con un percorso poco regimato nell'area paludose quindi l'immissione nel Po di Primaro, dall'altra hanno favorito la sedimentazione di sabbia (Bondesan *et al.*, 1995; Abu Zeid *et al.*, 2012b). Tale scelta fu poco fun-

zionale a causa delle ripetute rotte verificatesi, in seguito alle quali si rese necessaria la deviazione che portò all'attuale assetto dell'alveo che in corrispondenza della rotta della Panfilia presso Sant'Agostino fu deviato verso Argenta con uno stretto gomito e nel cono di rotta fu realizzato come intervento di difesa idraulica l'attuale bosco. Per migliorarne la difesa idraulica nel 1807, sotto il governo napoleonico, fu progettato uno scaricatore per alleggerire le piene del Reno realizzato solo dopo le due grandi esondazioni del 1949 e del 1951 con un ingente intervento durato dal 1953 al 1964 e il cui canale prese il nome di Cavo Napoleonico (Marchesini e Nepoti, 1980; Calzolari 1988). I dettagli relativi alle trasformazioni avvenute prevalentemente nel periodo 1950-1970 sono state stimate in circa 5000 interventi in tutta l'area del bacino del F. Reno (Preciso *et al.*, 2011). Queste informazioni sono utili a fare capire che la componente litostratigrafica del sottosuolo del paleo alveo del F. Reno è molto variabile e complessa e richiede l'integrazione di tecniche di investigazione dirette e non dirette (geofisiche) al fine di ottenere modelli geologici che rispecchiano le condizioni effettive del sottosuolo. Dal punto di vista litologico, il settore occidentale della Provincia di Ferrara è costituita da depositi alluvionali di diversi ambienti sedimentari, come paleoalvei e relativi corpi ar-

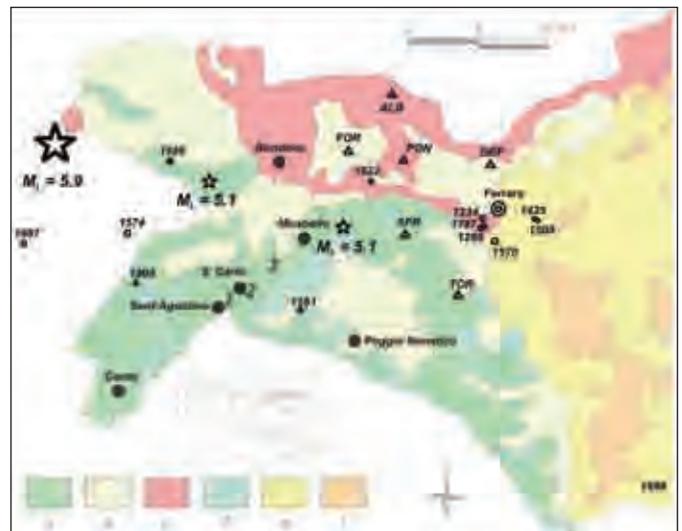


Figura 4 – Carta litologica semplificata della parte occidentale della provincia di Ferrara che mostra la posizione della rete permanente di monitoraggio microsismico del Comune di Ferrara (triangoli), e gli epicentri dei principali terremoti avvenuti il 20 maggio (stelle). 1, 2, 3: siti trattati in questa nota: 1) cimitero di Sant'Agostino, 2) S. Carlo e 3) Mirabello. Legenda della litostratigrafia di superficie: a) sabbie da medie a fini (depositi di canale e prossimali di argine); b) argilla limosa, argilla e limo argilloso (depositi interfluviali e paludi); c) limi sabbiosi, sabbie fini e argille limose (depositi distali di argine); d) sabbia di grana da media a grossa (depositi alluvionali di pianura e di meandro); e) sabbie da medie a fini (canali di distribuzione e levee deposits); f) limi, limi argillosi (depositi di palude). L'età dei sedimenti emergenti è Olocenica. Modificato da: Banca Dati Regione Emilia-Romagna (<http://geo.regione.emilia-romagna.it/geocatalogo>).

ginali, meandri, depositi inter-fluviali e palustri (Fig. 4). Di conseguenza i depositi superficiali sono dovunque di età Olocenica, sostanzialmente sciolti o debolmente compattati nelle prime decine di metri e la loro granulometria varia da argille a sabbie grossolane.

3. INDAGINI GEOFISICHE

I metodi geofisici impiegati per la caratterizzazione del sottosuolo del territorio dell'Alto Ferrarese si suddividono in due categorie principali: metodi passivi e metodi attivi. I metodi passivi comprendono l'analisi del rumore sismico per la determinazione del profilo di taglio fino ad una profondità di circa 80/100 m, cioè oltre la profondità richiesta dalla NTC08, e per la stima della frequenza di risonanza dei terreni in campo libero. Questi metodi sono stati impiegati per l'acquisizione dei dati nella fase precedente agli eventi sismici che hanno colpito l'Emilia (Provincia FE, 2010). Mentre i metodi attivi, la tomografia della resistività elettrica e della polarizzazione indotta ed il georadar, sono stati impiegati nella fase successiva al sisma per la caratterizzazione dei terreni superficiali interessati dal fenomeno della liquefazione.

3.1 Sismica passiva mediante la tecnica Re.Mi. per la caratterizzazione del profilo di taglio del sottosuolo (oltre 30 metri di profondità)

Occorre prima di tutto precisare che parte delle indagini geofisiche presentate in questa nota fanno parte di un ampio progetto di ricerca finalizzato alla valutazione del rischio sismico locale nel territorio della Provincia di Ferrara con particolare attenzione ai comuni di Argenta, Bondeno, Comacchio e Ferrara. Il progetto, ancora in corso, ha affrontato il problema della valutazione del rischio sismico seguendo le seguenti principalmente quattro fasi:

- Fase preliminare: raccolta dati sismici disponibili (Argenta, Bondeno, Comacchio e Ferrara), consultando anche i dati a disposizione della Provincia di Ferrara fino al 2010. Il numero di prove sismiche è risultato essere pari a 640. La loro distribuzione in termini di tipo di prova è riportata in Figura (5). La figura evidenzia quanto segue:
 1. 38% prove non sperimentali,
 2. 33% prove sperimentali,
 3. 29% prove non valide.
- Fase di valutazione dei dati disponibili e creazione di un database/GIS georeferenziato. Questa fase è stata

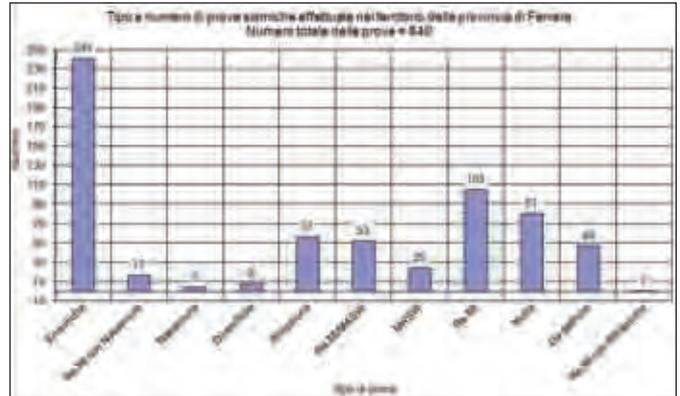


Figura 5 – Istogramma di frequenza delle prove sismiche reperite/effettuate nel territorio della Provincia di Ferrara (dati raccolti fino al 2010).

conclusa ma continua ad essere aggiornata con la disponibilità di nuovi dati;

- Integrazione dei dati con nuovi indagini tipo RE.MI., ESAC, H/V (lavoro in corso);
- Stima dei fattori di amplificazione mediante l'impiego di stazioni mobili a banda larga (lavoro in corso appen-

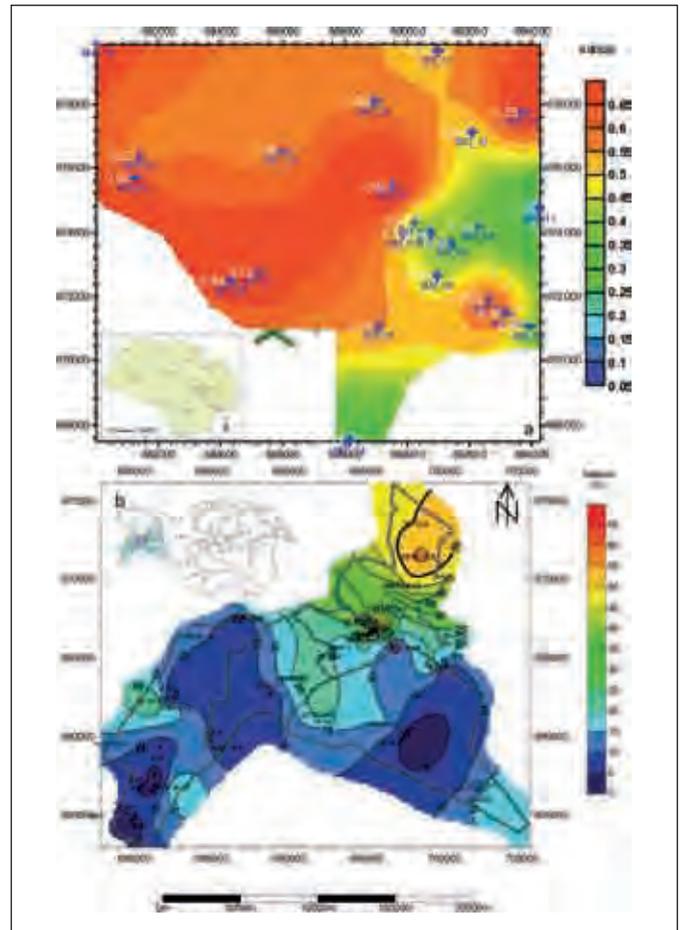


Figura 6 – Distribuzione della percentuale di sabbia nei primi 30 metri. L'analisi si basa sui dati delle prove penetrometriche (CPTU) effettuate nel territorio dell'Alto Ferrarese. a) Comune di Bondeno (BN_1) e b) Comuni di Vigarano Mainarda, Sant'Agostino, Mirabello, Cento e Poggio Renatico.

na iniziato).

La fase di raccolta dei dati sperimentali per la determinazione del profilo sismico di taglio “Vs”, fino ad una profondità di circa 100 m, è stata preceduta da una fase di analisi di n. 56 prove CPTU, eseguite nell’anno 2007 dalla ditta Elletipi s.r.l. di Ferrara in merito alla realizzazione del Piano Strutturale Associato – Quadro Conoscitivo di sei comuni dell’Alto Ferrarese. L’analisi preliminare è consistita nella determinazione della percentuale di sabbia, ricavata dai dati delle prove penetrometriche, in funzione del fatto che i terreni sabbiosi, se saturi e relativamente superficiali, possono costituire un notevole fattore di rischio perché suscettibili alla liquefazione (Figure 6a,b). I risultati dell’analisi dei dati sono serviti per l’ubicazione delle indagini sperimentali (RE.MI.), per la determinazione del profilo Vs fino a circa 100 m di profondità (Fig. 7).

Per l’acquisizione dei dati è stato impiegato un sismografo digitale RAS 24 – Seistronix (ABEM) con 24 geofoni (3D) da 4.5 Hz (Fig. 8). L’acquisizione è consistita nella registrazione non simultanea della componente verticale (onde Rayleigh) e quella orizzontale (Love) del campo d’onda (microtremori). La distanza inter-geofonica è stata fissata a 8 metri. La lunghezza temporale di ogni registrazione è stata pari a 32 secondi con passo di campionamento di 2 ms.

L’analisi delle tracce sismiche registrate è consistita nell’applicazione di una trasformata bi-dimensionale di tipo p-f (p=slowness “1/velocità”-f=frequenza “Hz”, McMechan e Yedlin, (1981) che analizza la variazione nel tempo dell’energia di propagazione del segnale sismico lungo tutte le direzioni rispetto alla linea sismica. Il risultato di tale analisi rappresenta il cosiddetto spettro di potenza da cui si ottiene in prima battuta la curva di



Figura 8 – Particolare dell’acquisizione dei dati sperimentali (Re.Mi. ed ESAC) utilizzando geofoni 3D a bassa frequenza di taglio (4.5 Hz).

dispersione sperimentale delle onde “Rayleigh e Love” e successivamente, attraverso una procedura di modellazione numerica mediante l’utilizzo del codice RE.MI.

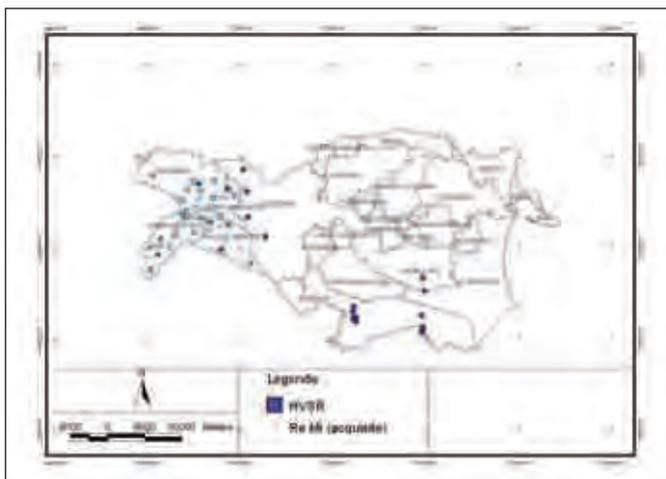


Figura 7 – Mappa dell’ubicazione delle prove sismiche effettuate nel territorio dell’Alto Ferrarese nel periodo 2010. Crocetta: RE.MI. (Refraction Microtremors lineare), quadrato: rapporti spettrali H/V.

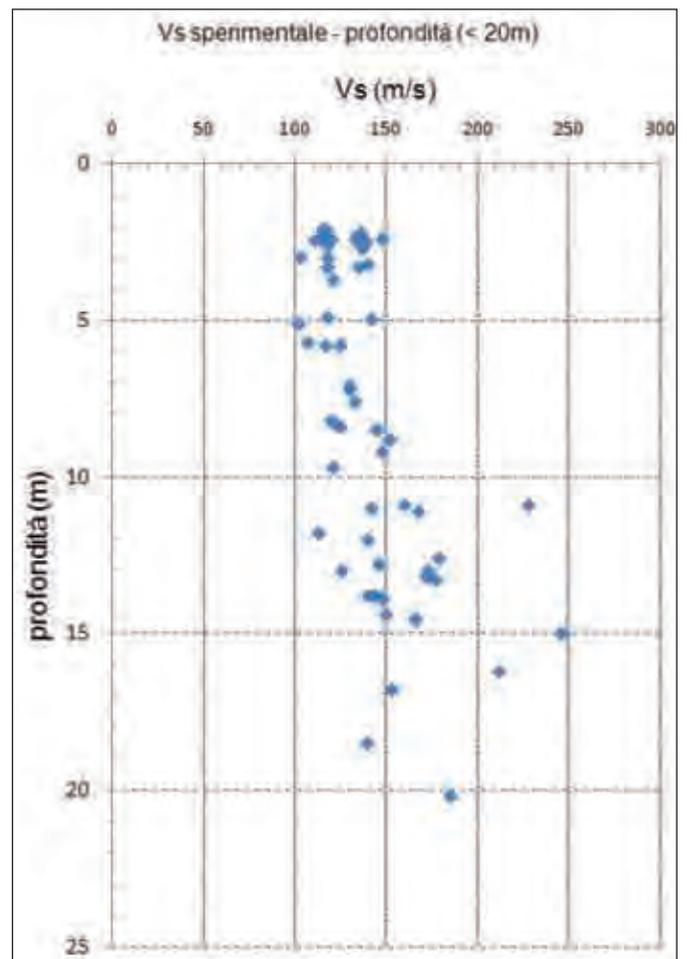


Figura 9 a) - Andamento del profilo Vs sperimentale (Re.Mi.) con la profondità nei primi 15/20 m nel territorio dell’Alto Ferrarese.

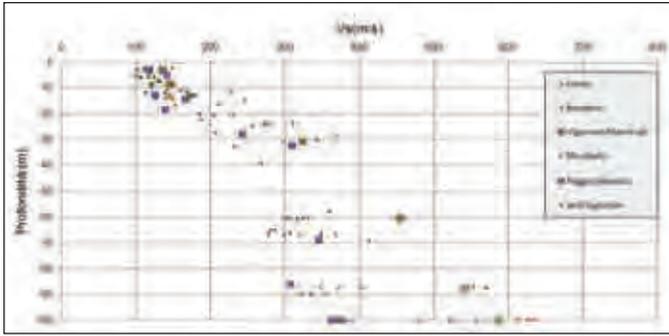


Figura 9 b) - Distribuzione delle velocità Vs con la profondità nel territorio dell'Alto Ferrarese. Valori di Vs ottenuti da prove RE.Mi. effettuate nel 2010.

(Optim, 2007), è stata determinata la migliore stima delle velocità di propagazione delle onde di taglio "S" di un modello monodimensionale (cioè sismo-strati piani e paralleli) del sottosuolo investigato (Fig.re 9 a,b). L'analisi dell'andamento dei valori di Vs con la profondità indica quanto segue:

1. i primi 10 m di profondità sono caratterizzati da valori di Vs compresi tra 100 e 150 m/s (Fig. 9a),
2. i successivi 5/10 m (profondità comprese tra 10 e 15/20 m) sono caratterizzati da valori di Vs compresi tra 113 e 246 m/s in relazione alla presenza di variazioni litologiche,
3. fino a 100 m di profondità il sottosuolo investigato risulta essere caratterizzato da un'ampia gamma di variazione di valori di Vs con valori compresi tra 200 e circa 600 m/s (Fig. 9b).

I modelli di Vs così ottenuti hanno permesso la determinazione sperimentale del parametro Vs30 (Fig. 10). La figura evidenzia che la maggiore parte del territorio analizzato cade nella classe C e solo 5 prove (su un totale

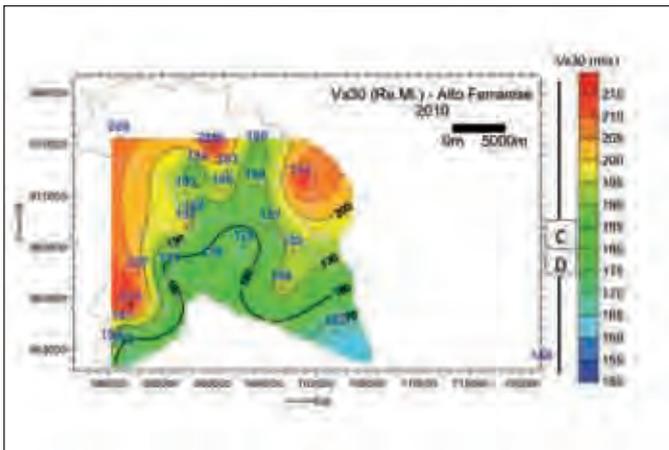


Figura 10 - Distribuzione del parametro Vs30 nel territorio dell'Alto Ferrarese ottenuto da prove sperimentali tipo Re.Mi.

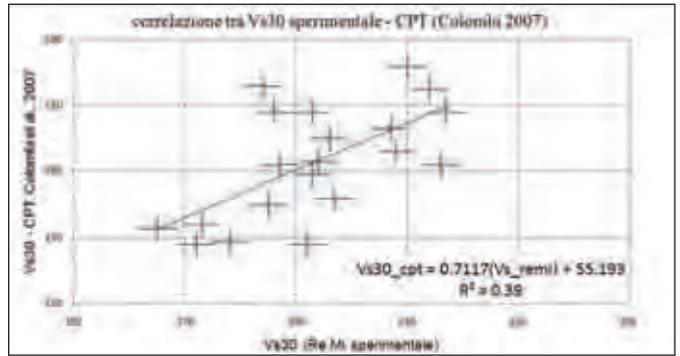


Figura 11 - Correlazione tra Vs30 sperimentale e calcolata da CPT (Colombi, 2007) nel territorio dell'Alto Ferrarese.

di 22) risultano in classe D (D.M. 14/01/2008). I dati del parametro Vs30 (da prove sperimentali) sono stati confrontati con i medesimi valori ottenuti, indirettamente, da prove CPT *et al.*, fornendo la correlazione lineare riportata in Figura 11. La correlazione risulta essere di tipo lineare con un coefficiente di determinazione relativamente basso ($R^2=0.39$). In altre parole si può dire che soltanto il 40% dei dati risultano vicini alla linea di regressione e possono essere espressi con l'equazione di regressione riportata in Figura (11). Ciò significa che l'equazione utilizzata per la determinazione del parametro Vs30, in base ai dati CPT (Colombi *et al.*, 2007) risulta in grado di identificare la categoria sismica di sottosuolo. Tuttavia, il basso valore del coefficiente di determinazione suggerisce invece, come è sempre stato segnalato, che è meglio determinare la sequenza sismica di Vs mediante prove sperimentali anche se l'inversione dei dati viene effettuata tramite algoritmi che si basano su modelli 1D. Un secondo fatto riguarda la profondità del substrato sismico (cioè sismo-strati con valori di $Vs \geq 800$ m/s). Essi non risultano essere raggiunti in base ai profili sperimentali finora ottenuti (Fig. 12). I risultati ottenuti confermano la classificazione (PIANURA 2) fornita nell'Allegato 2 della delibera regionale n. 112 (n°3121 del 2 maggio 2007), ma i dati sperimentali suggeriscono che l'interpolazione dell'ultimo sismo-strato, raggiunto da indagini sperimentali (di solito 30m), fino al raggiungimento di una profondità equivalente ad un mezzo caratterizzato da velocità Vs di 800 m/s (attribuibile al bedrock) dovrà essere fatta considerando l'andamento di tutta la curva sperimentale e non soltanto l'ultimo segmento come è suggerito nell'Allegato 2 della delibera n. 112. Inoltre, i modelli sperimentali di Vs evidenziano la presenza di evidenti discontinuità acustiche a profondità superiori ai 30 m che non sono tenute in considerazioni dall'attuale normativa. Queste discontinuità sono localizzate alle profondità di 60/70m e 85/90 m.

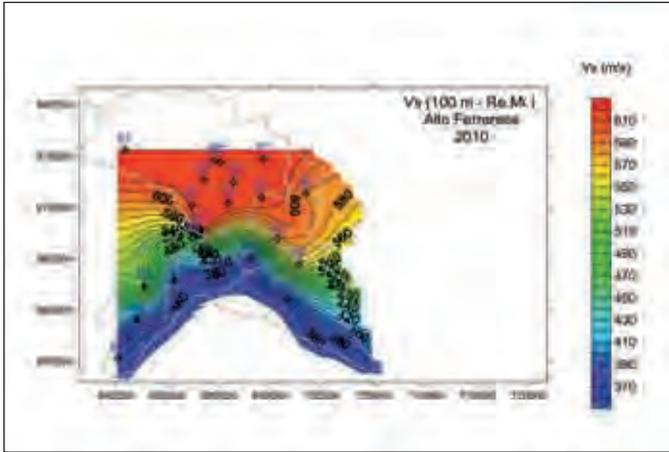


Figura 12 - Distribuzione dei valori della velocità Vs alla massima profondità raggiunta di circa 100 m nel territorio dell'Alto Ferrarese. La profondità del tetto del medesimo sismo-strato è indicata con il numero blu. Dati ottenuti da prove sperimentali di tipo Re.Mi.

Queste superfici sono importanti e debbano essere tenute in considerazione per qualsiasi studio di microzonazione sismica. La distribuzione spaziale dell'andamento della Vs profonda indica un progressivo decremento delle velocità di propagazione delle onde di taglio andando da Bondeno (Vs intorno a 580/600 m/s) verso Cento, Sant'Agostino e Portomaggiore (350 m/s < Vs < 400 m/s). Questo andamento riflette l'incremento dell'amplificazione sismica andando verso le zone centro meridionali dell'Alto Ferrarese in quanto il grado di amplificazione attesa è inversamente proporzionale alla radice dell'impedenza acustica espressa (Aki e Richards, 1980). A titolo d'esempio si riporta un profilo di Vs (A-A' in Figure 13 e 14) che va da Cento a Vigarano Mainarda dove si può osservare la presenza di discontinuità laterali, oltre i 30 metri di profondità, passando dal territorio di Mirabello a quello di Vigarano Mainarda. Inoltre, il

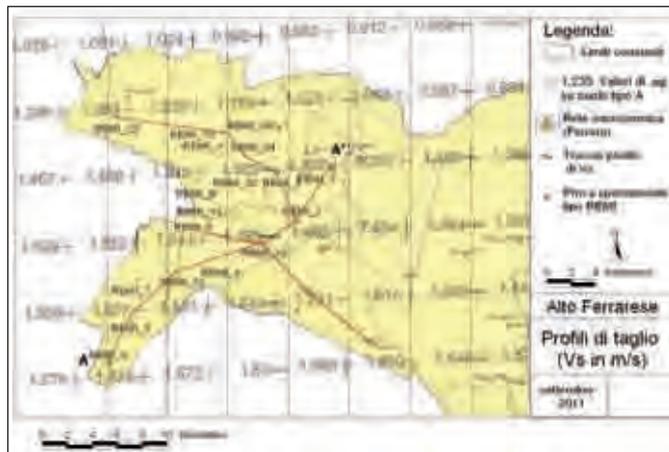


Figura 13 - Ubicazione della sezioni di Vs nel territorio dell'Alto Ferrarese (Fe). Cerchio colorato: prova Re.Mi., linee rosse: sezione Vs, A-A': sezione riportata in Figura 14.

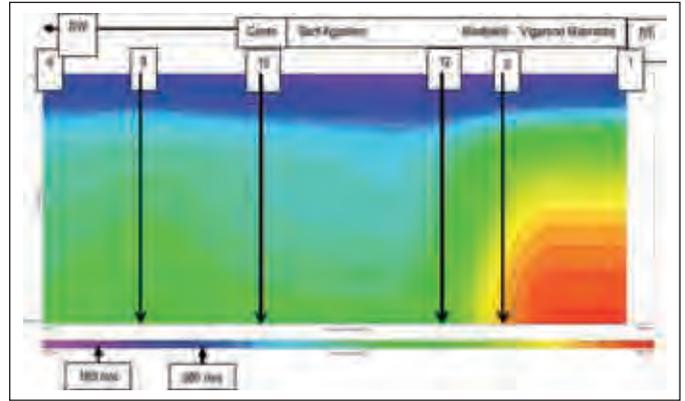


Figura 14 - Profilo di taglio (Vs) lungo la sezione A-A' (Cento/SW-Vigarano Mainarda/NE) ottenuto dall'interpolazione dei modelli 1D delle prove RE.MI. (nn. 1, 2, 8, 9, 10 e 12). La scala cromatica evidenzia i limiti e le classi delle categorie sismiche ottenute per il sottosuolo investigato (C, D) in accordo con la normativa vigente (D.M. 14 gennaio 2008).

sottosuolo del territorio tra Mirabello e Sant'Agostino è caratterizzato da bassi valori di Vs almeno fino a 80/90 m di profondità. Questi risultati potrebbero, in parte, spiegare la maggiore l'amplificazione del segnale sismico in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA) registrata da alcune stazioni del DPC e dalla stazione PON (ubicata a Casaglia, NW di Ferrara la rete microsismica del Comune di Ferrara) del terremoto avvenuto il 17/07/2011 tra le province di Rovigo, Mantova e Ferrara (alle ore 20.30, MI=4.7, epicentro 25 km a NW di Ferrara). L'analisi della mappa della distribuzione delle acce-

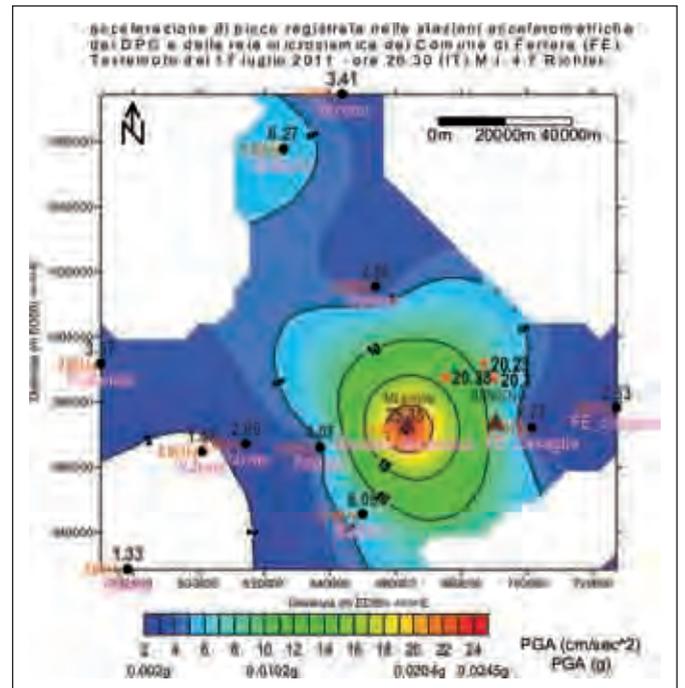


Figura 15 - Distribuzione dei valori di PGA in cm/sec^2 registrati dalle stazioni accelerometriche del DPC e dalla stazione velocimetrica (PON/FE_Casaglia) della rete microsismica del Comune di Ferrara ubicata a Casaglia (Ferrara). Terremoto del 17 luglio 2011 (MI=4.7).

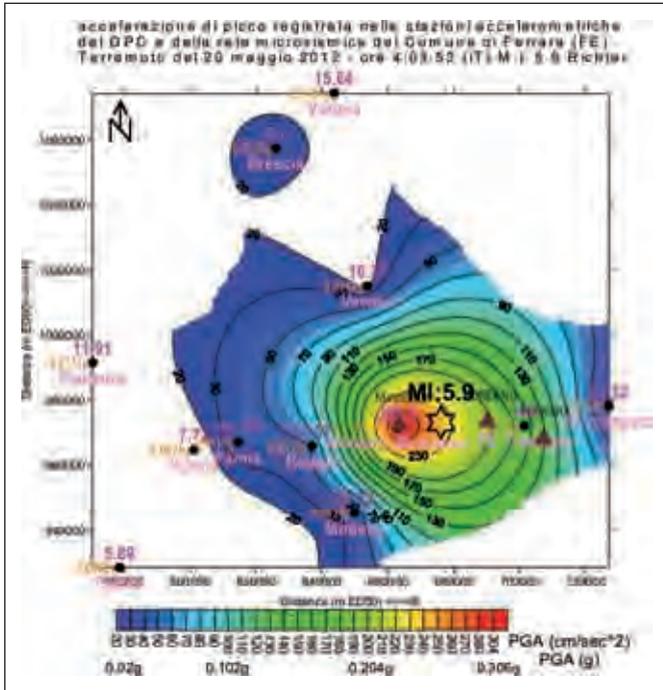


Figura 16 - Distribuzione dei valori di PGA in cm/sec² registrati dalle stazioni accelerometriche del DPC e dalla stazione velocimetrica (PON/FE_Casaglia) della rete microsismica del Comune di Ferrara ubicata a Casaglia (Ferrara). Terremoto del 20 maggio 2012 (MI=5.9).

lerazioni massime registrate sulle componenti orizzontali evidenzia maggiori amplificazioni lungo la fascia W di Bondeno ed in generale quella WSW della Provincia di Ferrara (Figura 15). L'analisi della mappa evidenzia che il valore massimo della PGA registrato nella stazione di Mirandola (MO) è pari a 0,0258g cioè 6/8 volte superiore al valore registrato presso la stazione PON e la stazione del DPC a Copparo a NW ed NE di Ferrara. Il confronto con la distribuzione della PGA in relazione al terremoto del 20 maggio 2012 (MI=5.9) evidenzia un comportamento simile (Figura 16). Questi risultati preliminari suggeriscono l'importanza della caratterizzazione sperimentale del modello sismico di taglio del sottosuolo ai fini della costruzione di mappe di microzonazione sismica.

3.2 Geoelettromagnetismo (ERT/PI e GPR) per la caratterizzazione dei terreni interessati dal fenomeno della liquefazione

I metodi geoelettromagnetici rappresentano una categoria di tecniche geofisiche finalizzate alla determinazione della distribuzione spaziale e verticale di alcune delle proprietà fisiche sensibili a variazioni granulometriche, petrofisiche ed idrogeologiche. Queste proprietà comprendono: la resistività elettrica (ρ), la polarizzabilità (P) e la permittività dielettrica relativa (ϵ_r) (Abu Zeid et

al., 1999; Corrao M., Cocco G., 2009; Cetraro F., 2008; Reynolds J. M., 2011). Tuttavia, visto l'utilizzo innovativo della tecnica della Polarizzazione Indotta (PI) per la caratterizzazione di aree interessate dal fenomeno della liquefazione, si rende necessario introdurre questa tecnica per facilitarne la comprensione dei risultati. Il metodo della PI appartiene ai cosiddetti metodi geofisici attivi che sfruttando la realizzazione artificiale di campi di forza, in questo caso mediante l'invio di corrente continua nel sottosuolo, consentono di misurare la variazione spazio-temporale di una proprietà fisica quale ad esem-

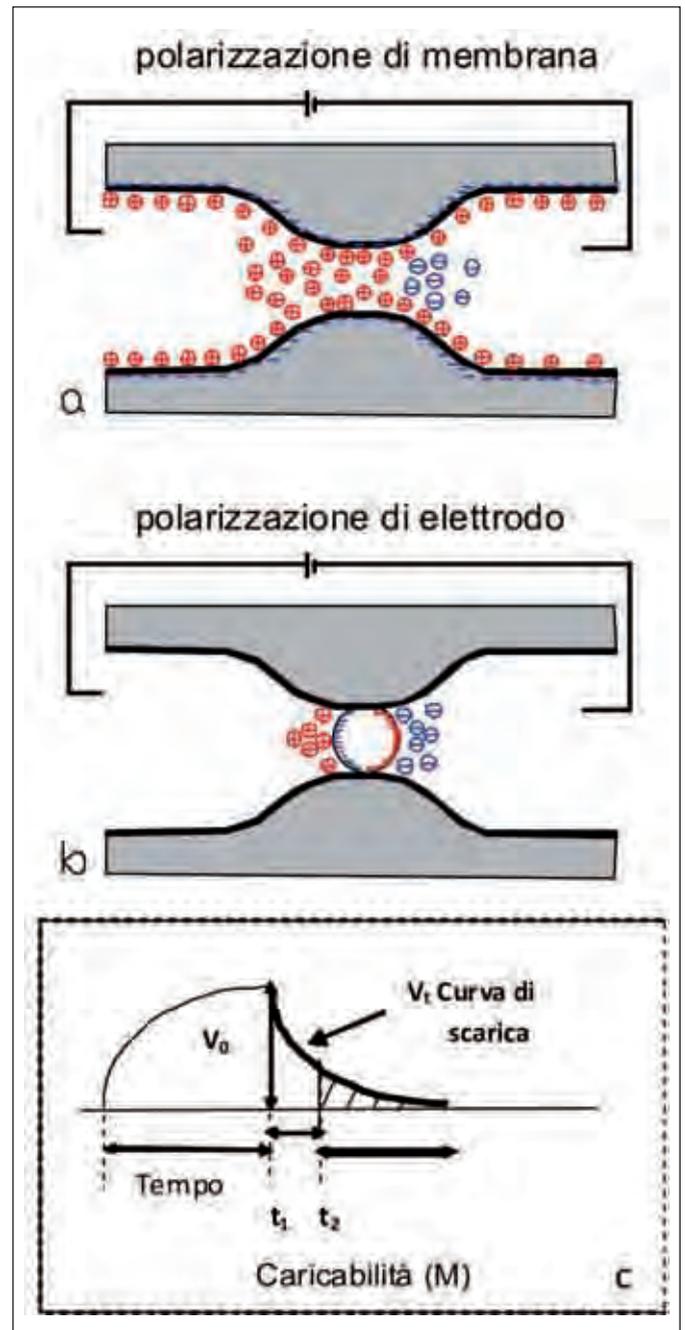


Figura 17 - Meccanismi di polarizzazione di membrana (a), polarizzazione di elettrodo (b), concetto della misura e calcolo della caricabilità (c).

pio la Caricabilità (M) ovvero la capacità dei sedimenti costituenti il sottosuolo ad immagazzinare cariche elettriche (Sumner, 1978). Essendo una proprietà elettrica di tipo "capacitivo" rispecchia la presenza di meccanismi di accumulo delle cariche elettriche in analogia all'accumulo di cariche sulle pareti di microscopici condensatori, in presenza di campo elettrico. Questo tipico comportamento capacitivo è dovuto a due tipi di fenomeni: la cosiddetta polarizzazione di membrana e la polarizzazione di elettrodo (Fig. 17a, b, c). Il primo fenomeno si ha quando, con l'applicazione di un campo elettrico esterno, si è in presenza di minerali argillosi dispersi nei sedimenti (< 10%), la cui struttura cristallina presenta una debole carica negativa verso l'esterno, che adsorbe i cationi disciolti nell'acqua. Si creano così delle strozzature nei pori stessi attraverso le quali gli stessi cationi e soprattutto gli anioni, generalmente più voluminosi, trovano difficoltà a passare (Fig. 17a). L'altro meccanismo noto come polarizzazione di elettrodo, è legato alla presenza di granuli di minerali metallici (tipicamente ossidi e solfuri metallici, oltre alla grafite) presenti all'interno dei sedimenti e delle rocce dove la conduzione elettrica è in parte elettrolitica ed in parte elettronica. Questo fa sì che sulle superfici opposte dei granuli si abbia una separa-

zione di cariche di segno opposto che risultano dall'accumulo di ioni che danno origine ad un doppio strato elettrico mantenuto artificialmente dal campo esterno (Fig. 17b). All'interruzione del passaggio della corrente di polarizzazione le cariche si neutralizzano lentamente, assicurando un passaggio di corrente che si estingue con andamento approssimativamente esponenziale. La somma dei valori di voltaggio registrati nel tempo definisce la proprietà fisica della caricabilità (M in Fig. 17c). L'interpretazione dei dati della polarizzazione indotta in termini di distribuzione dei corpi risulta assai complicato (Frye *et al.*, 1998) ma l'impiego di tale tecnica risulta particolarmente utile, in certi casi, per la riduzione dell'ambiguità dell'interpretazione dei modelli della resistività elettrica come nel caso di esplorazioni di questo tipo come apparirà chiaramente negli esempi citati in seguito.

3.2.1 Acquisizione dati geoelettromagnetici

Per l'acquisizione dei dati della resistenza elettrica ($\Delta V/I$; ΔV differenza di potenziale ed I intensità di corrente) e della caricabilità (M) in modalità tomografica si devono impiegare strumentazioni note come georesistivimetri digitali di tipo multi-elettrodo (p.es. ABEM mod. SAS4000/ABEM Instruments (Fig. 18/Foto), Svezia; SYSCAL/IRIS Instruments, Francia, M.A.E. Molisana apparecchiature elettroniche srl, Italia; PASI srl, Italia; Electra/Micromed Geophysics, Italia). Nel caso specifico è stato utilizzato il georesistivimetro ABEM per l'acquisizione dei dati dei profili bidimensionali. I dati sono stati raccolti utilizzando i dispositivi elettrodici di Wenner-Schlumberger ed il dipolo-dipolo assiale con passo elettrodico compreso tra 0,75 e 2 m (Fig. 18a,b). La misura si effettua creando artificialmente un campo elettrico mediante l'invio di corrente continua in una coppia di elettrodi (AB) e misurando la differenza di potenziale in una coppia diversa (MN), in una sequenza pre-programmata ed interamente automatica. La caricabilità viene misurata simultaneamente alla resistenza con un aggravio in termini di tempo di circa il 25%. Si ottiene l'evoluzione sia verticale che laterale della resistività apparente e della caricabilità apparente, che è uso rappresentare in forma di pseudosezione (Fig. 18c). La pseudosezione della distribuzione dei valori sperimentali deve essere "interpretata" mediante un processo di inversione dei dati in modo cioè da poter sostituire alle resistività/caricabilità apparenti la migliore stima della distribuzione delle resistività/caricabilità reali del sottosuolo investigato.

L'inversione di dati geoelettromagnetici è un problema non-lineare e malcondizionato; cioè grandi variazioni

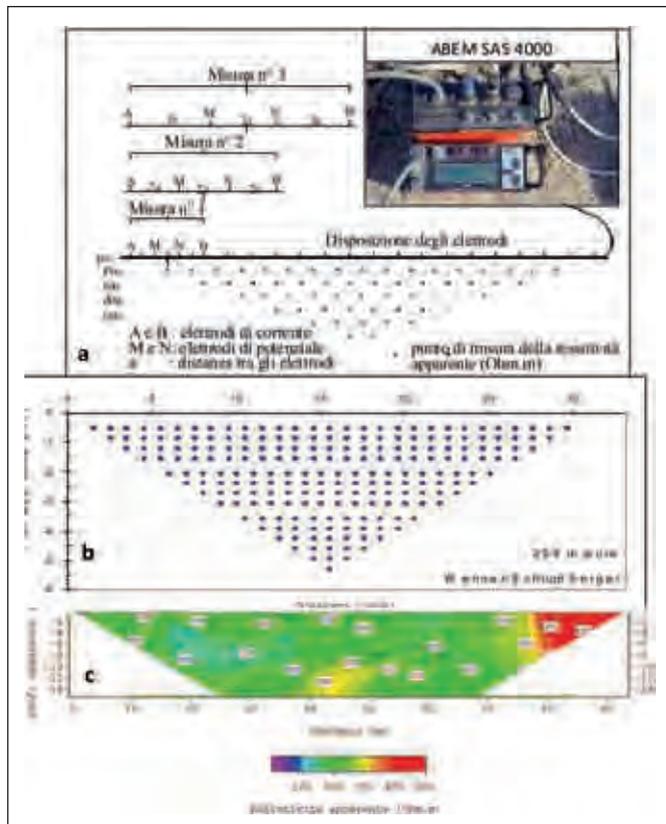


Figura 18 - Sistema di acquisizione "tomografica" (foto) impiegando i dispositivi Wenner (a) e Wenner - Schlumberger (b). Esempio di pseudosezione di resistività apparente (c).

dei parametri del modello possono risultare in piccole variazioni del dato osservato comportando un'instabilità del processo di inversione. Per l'inversione tomografica dei problemi prettamente non-lineari e malcondizionati si opta a tale inconveniente ricorrendo alla cosiddetta "strategia di Occam" (Tikhonov and Arsenin, 1977). Questo metodo indica il modello di distribuzione delle resistività elettriche/caricabilità all'interno del sottosuolo, fornendo nei punti di misura valori di resistività/caricabilità apparenti calcolate tramite un procedimento agli elementi finiti, tali da differire il meno possibile, nel senso dei minimi quadrati, dai valori sperimentali (Elis e Oldenburg, 1994, Oldenburg e Li, 1994; Loke e Barker, 1996). L'algoritmo associa cioè ad ogni maglia della griglia 2D (o 3D) in cui viene suddiviso il sottosuolo investigato un valore di resistività/caricabilità, imponendo a maglie vicine di non poter assumere valori arbitrariamente diversi garantendo sia la stabilità numerica dell'inversione sia fornendo un modello basato sulle caratteristiche fornite dall'operatore in termini di grado di rugosità richiesta "smoothness". Per questo fatto e per poter ottenere un modello sufficientemente dettagliato il numero di maglie per il calcolo diretto agli elementi finiti o alle differenze di elementi è molto superiore al numero di dati sperimentali di resistività/caricabilità apparenti. Per quanto concerne l'acquisizione dei dati elettromagnetici è stato utilizzato un georadar modello IDS DAD (Pisa, Italia) associato a due antenne: 400 MHz e 70 MHz. I dati sono stati acquisiti in modalità monostatica lungo profili continui. In questa nota si presenta a titolo d'esempio il profilo acquisito nel sito n. 3 (Comune di Mirabello, Fig. 4) circa 20 m a nord di un profilo ERT/PI. I dati raccolti sono stati elaborati seguendo la seguente procedura: normalizzazione delle tracce radar (scan), dewowing, filtraggio Passa-banda verticale, amplificazione lineare e logaritmica per evidenziare eventuali riflessioni profonde, filtraggio passa-banda orizzontale.

3.2.2 Casi di studio nei siti prova

Nei tre siti di prova, ubicati nei comuni di Sant'Agostino, S. Carlo e Mirabello (1, 2, 3 in Fig. 4) sono state sperimentate alcune di queste tecniche con l'obiettivo principale di mappare l'estensione delle fratture in profondità e di definire la geometria dei corpi sabbiosi interessati dalla liquefazione. I modelli geofisici così ottenuti costituiscono una fonte di informazione che permette di integrare i dati puntuali, forniti dalle indagini geotecniche e di prospezione diretta (sondaggi), generalmente dispersi ed economicamente più onerosi.

3.2.2.1 Sant'Agostino

In questo sito (1 in Fig. 4) l'indagine geoelettrica è stata effettuata precedentemente allo scavo di una trincea paleosismologica realizzata al fine di studiare sia gli effetti odierni prodotti dai recenti terremoti sia l'eventuale presenza di effetti di paleosismi (Abu Zeid *et al.*, 2012b; Caputo *et al.*, 2012). Il profilo di resistività, orientato in direzione NW-SE (perpendicolare alla direzione del paleoalveo del F. Reno) è stato acquisito con due passi interelettrodi: 1 e 2 m. Il modello bidimensionale di resistività ottenuto (Fig. 19 b) evidenzia la presenza di anomalie di resistività di ridotta ampiezza, coincidenti con la fratture osservate sulla parete settentrionale della trincea (F1, F2 e F4 in Fig. 19 a, b). Queste anomalie si presentano resistive in relazione al fatto che le fratture sono riempite di sabbia umida a fronte di un materiale circostante generalmente più limoso. Tuttavia, il modello suggerisce che alcune di queste fratture possano essere la riattivazione di paleo-fratture (freccie in Fig. 19 b). Inoltre, l'elettrostrato conduttivo (colore blu) è caratterizzato dalla presenza di discontinuità laterali che possono essere state prodotte a causa della liquefazione dello strato di sabbia collocato a profondità compresa tra 7 e 10 metri.

3.2.2.2 S. Carlo

Il sito ubicato nell'area del parco di Via Gramsci nella frazione di S. Carlo (2 in Fig. 4) è stato interessato da liquefazione manifestatasi con la formazione di numerose fratture senza la fuoriuscita di grosse quantità di sabbia. Il sottosuolo è stato investigato con un profilo di resistività lungo 46,5 m con passo inter-elettrodi pari a 0,75

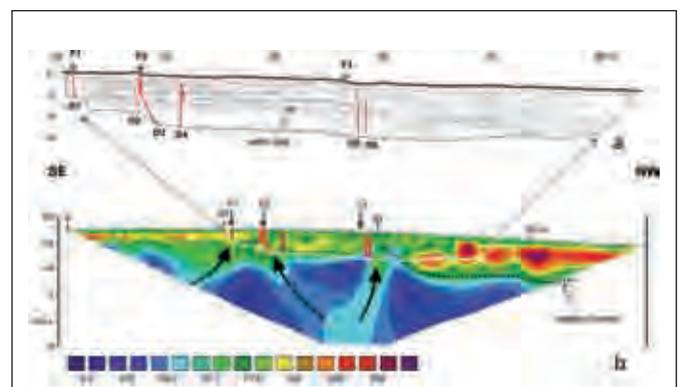


Figura 19 - Confronto tra la sezione stratigrafica schematica della parte settentrionale della trincea (a) ed il modello bidimensionale di resistività acquisito nel sito test n. 1 (b). F1: posizione della frattura (dicco riempito di sabbia liquefatta) (Abu Zeid *et al.*, 2012a).

m, il cui modello bidimensionale di resistività (Fig. 20) evidenzia la presenza di un elettrostrato superficiale resistivo, spesso circa 2 metri, alternato a materiale meno resistivo seguito da un secondo elettrostrato meno resistivo ($\rho = 30$ e 70 Ohm.m) che poggia su un elettrostrato conduttivo ($\rho < 20 \text{ Ohm.m}$). Quest'ultimo elettrostrato è associato alla presenza di argilla limosa/limo argilloso (valori intorno a 5 Ohm.m indicano argilla). Nei primi due metri si nota la presenza di forti variazioni laterali dove è possibile correlare la posizione delle fratture superficiali con alti valori di resistività soprattutto nei primi 15 metri di profilo. E' interessante notare l'effetto "probabile" del *lateral spreading* verso sinistra profilo (tra le progressive 0 e 6 m). Inoltre la linee tratteggiate potrebbe indicare i percorsi della propagazione delle fratture verso la superficie.

3.2.2.3 Mirabello

Il sito è ubicato nei pressi di un capannone industriale nella zona artigianale (3 in Fig. 4). In questo sito è stato effettuato uno profilo ERT/PI lungo 126 metri ed orientato in direzione NW-SE (cioè perpendicolarmente al paleoalveo del F. Reno). I dati sono stati raccolti impiegando il dispositivo elettrodico Wenner-Schlumberger con passo elettrodico pari ad 1 metro. I modelli bidimensionali di resistività e di caricabilità sono riportati in Fig.ra 21 a, b). Il modello di resistività suddivide il sottosuolo in due orizzonti (a1, a2). Il primo è caratterizzata da valori di resistività superiori a 25 Ohm.m , mentre il secondo è generalmente conduttivo con qualche eterogeneità laterale (A) caratterizzato da valori di resistività compresi tra 20 e 40 Ohm.m e localizzate alle seguenti progressive:

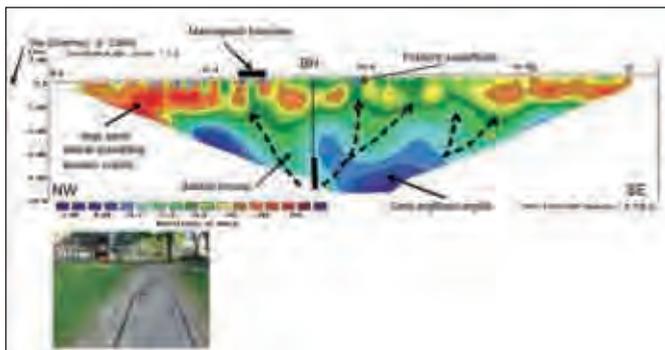


Figura 20 - Modello bidimensionale di resistività lungo il profilo acquisito nel sito test n. 2. La foto in basso a sinistra mostra una delle fratture principali che attraversa il profilo ERT alla progressiva 14-15m. BH: sondaggio geognostico a carotaggio continuo effettuato dal Servizio Geologico e Sismico della Regione Emilia-Romagna. Linea verticale grossa: profondità della parte superiore dello strato di sabbia liquefatta; frecce: percorsi probabili della propagazione delle fratture verso la superficie (Abu Zeid et al., 2012a).

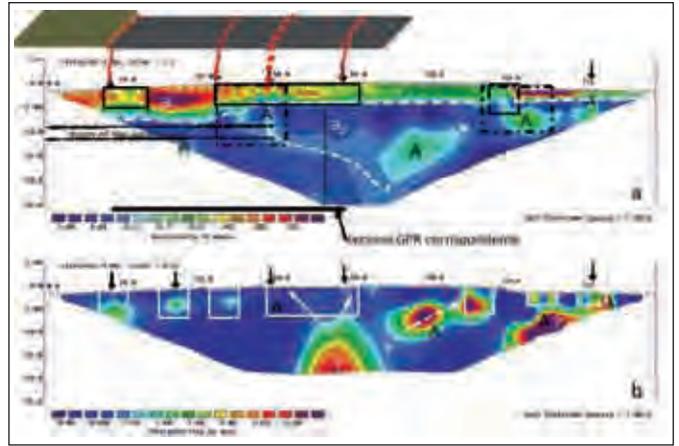


Figura 21 - Modello bidimensionale di resistività (alto) e caricabilità (basso). a1: orizzonte resistivo e a2: orizzonte conduttivo, A: anomalia di resistività associata a variazione litologica (limo e sabbia fine), curva tratteggiata: probabile percorso di una paleo-frattura che ha attraversato l'argine destro del paleo alveo del fiume Reno. E' indicata l'estensione di un capannone industriale (rettangoli in alto) rispetto al profilo ERT/PI. L'ultimo a sinistra rappresenta la porzione che ha subito danni maggiori (Abu Zeid et al., 2012b)

12 m, 35-65 m e 96 m. Queste anomalie sono da associare alla presenza di fratture le cui posizione coincide con le rotture osservate in superficie durante la fase di acquisizione dei dati. In particolare l'anomalia di resistività osservata alla progressiva 35 m è di particolare interesse perché si è propagata all'interno del capannone, posto a circa 25 m, causando la rottura del pavimento in cemento armato. Mentre l'anomalia osservata alla progressiva 48 m è stata associata alla fuoriuscita di modeste quantità di sabbia. L'origine di questa sabbia, liquefatta, può essere rintracciata in profondità fino a circa 12 metri dal p.c. Questa interpretazione è in accordo con i dati litologici ottenuta da numerosi sondaggi geognostici e penetrometrie presenti nell'area. Anche in questo caso il modello di resistività suggerisce la probabile presenza di paleo-fratture (frecce in Fig. 21). Infine, si presenta la sezione georadar ottenuta per un profilo, non coincidente, acquisito parallelamente al profilo ERT/PI per una lunghezza pari a 50 m. Il risultato (Fig. 22) illustra la posizione delle fratture "dicchi" (frecce) rintracciabili fino a circa 11 metri di profondità. Inoltre i rettangoli indicano le aree interessate maggior-

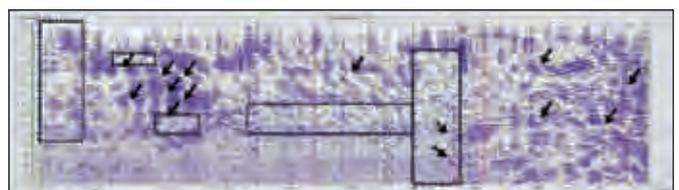


Figura 22 - Sezione GPR acquisita nel sito test n. 3 in Comune di Mirabello con antenna da 70 MHz. Il profilo è stato acquisito parallelamente al profilo ERT/PI a circa 20 metri verso nord. Rettangoli: possibili strati di sabbia liquefatta, frecce: tracce di dicchi (fratture superficiali).

mente dal fenomeno della liquefazione come suggerito dall'assenza di continuità delle riflessioni in queste aree. Occorre però sottolineare alcuni aspetti riguardante la corretta applicazione del metodo georadar:

1. la scelta opportuna della frequenza dell'antenna da utilizzare (in questo caso 70 MHz e comunque non superiore a 100 MHz),
2. la verifica delle proprietà elettriche (resistività elettrica) del mezzo investigato; bassi valori di resistività ($\rho < 10 \text{ Ohm.m}$) comportano elevata attenuazione del segnale elettromagnetico e conseguentemente il decremento drastico della profondità d'esplorazione.

4. DISCUSSIONE

I risultati presentati in questo lavoro indicano che la combinazione delle tecniche geofisiche della tomografia della resistività elettrica, della polarizzazione indotta e dell'elettromagnetismo (GPR) possono aiutare nella localizzazione spaziale e verticale delle fessurazioni avvenute durante gli eventi sismici contribuendo in maniera significativa alla ricostruzione del modello geologico del sottosuolo che rappresenta uno dei principali compiti del geologo.

Il contributo della tecnica della polarizzazione indotta è particolarmente rilevante perché adatta ad individuare i possibili andamenti delle fessurazioni sotterranee e delle aree liquefatte e/o potenzialmente soggette a rischio di liquefazione. La possibilità di effettuare dei rilievi geoelettrici in 3D è fattibile e consente di caratterizzare in maniera del tutto non-invasiva il sottosuolo di edifici interessati dagli effetti della liquefazione. I dati raccolti attraverso la tecnica GPR suggeriscono che, in condizioni favorevoli, una dettagliata analisi delle caratteristiche di riflessione può portare alla corretta identificazione delle fratture ed alla loro mappatura spaziale nei primi metri profondità (circa 10-15m). Il principale risultato di questo lavoro evidenzia l'utilità dell'applicazione di queste tecniche per la caratterizzazione di siti soggetti a liquefazione prima dell'inizio della fase di ricostruzione. Non va inoltre sottovalutata la possibilità di applicazione di tali tecniche al fine di monitorare la successiva stabilizzazione dei terreni.

I vantaggi ottenibili dall'applicazione di tecniche non invasive quali quelle geofisiche sono pertanto quelli di integrare, sia spazialmente che in profondità, le informazioni fornite dalle indagini geotecniche e di prospezione diretta (sondaggi) a fronte di dati diretti generalmente dispersi ed economicamente più onerosi, oltre che di applicabilità delle tecniche anche in aree suscettibili a rischio come i corpi arginali di fiumi (attuali e/o estinti: paleoalvei come quello del F. Reno).

In fine va inoltre sottolineato il contributo determinante delle indagini sismiche passive (Re.Mi., SPAC, ESAC e H/V) nell'individuazione di discontinuità acustiche presenti a profondità superiori ai 30 metri. Questo fatto dovrebbe far riflettere tutti i tecnici coinvolti sull'effettiva necessità di superare il limite di 30 soprattutto per la caratterizzazione del profilo di Vs.

5. RINGRAZIAMENTI

L'Autore ringrazia l'Amministrazione Provinciale di Ferrara, i Comuni di Argenta, Bondeno, Comacchio, Ferrara ed HERA S.p.A per il contributo finanziario alla realizzazione della ricerca e per aver dato l'autorizzazione a pubblicare parte dei dati acquisiti. Ringrazia inoltre tutti coloro che hanno partecipato all'acquisizione dei dati ed in particolare: Fauzia Albertin, Emma Biondani, Arianna Pantone, Andrea Rognetta e Mosè Sacramato.

6. BIBLIOGRAFIA

- ABU ZEID N., MORELLI G., SANTARATO, G. (1999). *Misure geofisiche integrate per la caratterizzazione del sottosuolo di aree estrattive di pianura*. In atti Convegno CONOSCENZA E SALVAGUARDIA DELLE AREE DI PIANURA: IL CONTRIBUTO DELLE SCIENZE DELLA TERRA pp. 147 - 149. Ferrara 8-11 Novembre.
- ABU ZEID N., BIGNARDI S., CAPUTO R., SANTARATO G., STEFANI M., 2012A. *Electrical Resistivity Tomography investigations on liquefaction and fracturing phenomena at San Carlo, Italy*. Annals of Geophysics "The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results", Anzidei M., Maramai A. and Montone P. (Eds), vol. 55(4):713-716.
- ABU ZEID N., MARROCCHINO E., VACCARO C., MARTINUCCI M., NIETO Y.D., 2012B. *Geological and geophysical investigations of "site effects" due to liquefaction in Mirabello following the May 20th, 2012 Emilia earthquake*. In: *Energia Ambiente e Innovazione "Focus on The Pianura Padana Emiliana Earthquake"*, Clemente P., Forni M., Martelli A. (Eds.), vol. n. 4-5 luglio-ottobre Parte II. <http://www.enea.it/produzione-scientifica/energia-ambiente-e-innovazione-1/anno-2012/n.-4-5-luglio-ottobre-parte-II>.
- ABU ZEID N., COCCO G., SANTARATO G., 2012 C. *Guardare all'Interno delle Murature: Caratterizzazione di murature storiche con la tecnica della resistività elettrica, esempi e linee guida*. Il Prato, Padova. 98 pp. ISBN 978-88-6336-161-2.
- AKI K., RICHARDS P.G., 1980. *Quantitative seismology: Theory and Methods*: Freeman Co., NY, NY.
- BONDESAN M., FERRI R., STEFANI M., 1995. *Rapporti fra lo sviluppo urbano di Ferrara e l'evoluzione idrografica, sedimentaria e geo-*

- morfologica del territorio*. In: Visser Travagli, A.M. (Ed.), Ferrara nel Medioevo-Topografia storica e archeologia urbana. Grafis, Bologna, pp. 27– 42.
- CALZOLARI M., 1988. *L'età romana nel territorio di Bondeno: ricerche topografico - archeologiche, in Bondeno e il suo territorio dalle origini al Rinascimento, Casalecchio di Reno (Bo)*", pp. 169-182.
- CAPUTO R., IORDANIDOU K., MINARELLI L., PAPATHANASSIOU G., POLI M.E., RAPTICAPUTO D., SBORAS S., STEFANI M. AND ZANFERRARI A., 2012. *Geological evidence of pre-2012 seismic events, Emilia-Romagna, Italy*. Annals of Geophysics "The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results", Anzidei M., Maramai A. and Montone P. (Eds), vol. 55(4):743-749.
- CETRARO F., 2008. *Indagini geofisiche del suolo*. EPC Libri Editore, ISBN-13: 978-88-631-0025-9.
- CORRAO M., COCCO G., 2009. *Geofisica applicata. Con particolare riferimento alle prospezioni sismiche, elettriche, elettromagnetiche e geotermiche*. D. Flaccovio editore, ISBN-13: 978-88-775-8878-4.
- CNR-PFG (PROGETTO FINALIZZATO GEODINAMICA), 1991. *Synthetic structural-kinematic map of Italy*. Structural model of Italy, Sheet n. 5. S.El.Ca., Florence.
- ELLIS R., OLDENBURG D.W., 1994. *Applied geophysical inversion*. geophys. J. Int., v.116, pp. 5 -11.
- FRYE K.M., LESMES D.P., MORGAN F.D., 1998. *The influence of pore fluid chemistry on the induced polarization response of rocks and soils*. In atti Simposio APPLICATION OF GEOPHYSICS TO ENGINEERING AND ENVIRONMENTAL PROBLEMS pp. 771 – 780. Chicago (Illinois) 22 - 26 Marzo 1998.
- GIRETTI D., COLOMBI A., FIORAVANTE V., 2007. *Sulla valutazione della velocità di propagazione delle onde di taglio da prove penetrometriche statiche per i depositi alluvionali ferraresi*. Rivista Italiana di Geotecnica, 3:48-59.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. AND VALENSISE G., 2007. *Catalogue of Strong Earthquakes in Italy from 461 B.C. to 1997 and in the Mediterranean area, from 760 B.C. to 1500*, An Advanced Laboratory of Historical Seismology <http://storing.ingv.it/cfti4med/>;
- LAMB H.F., GASSE F., BEKADDOUR A., EL HAMOUTI N., VAN DER KAARS S., PERKINS W.T., PEARCE N.J., ROBERTS C.N., 1995. *Relation between century-scale Holocene arid intervals in temperate and tropical zones*. Nature, 373, 134-137.
- LOKE M.H., BARKER R.D., 1996. *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. GEOPHYSICAL PROSPECTING, v. 44, pp. 131 – 152.
- MARCHESINI A., NEPOTI S., 1980. *L'evoluzione della pianura emiliana durante l'età del Bronzo, l'età romana e l'alto medioevo: geomorfologia ed insediamenti*. Padusa 16 (1), 53–158.
- MCMECHAN, G. A., YEDLIN, M. J., 1981. *In situ shear wave velocities from spectral analysis of dispersive waves by wave field trasformation*. Geophysics, v. 46:869-874.
- OLDENBURG D., LI Y., 1994. *Inversion of induced polarisation data*. Geophysics, v. 59, pp. 1327 - 1341.
- PIERI M. AND GROPPI G., 1981. *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Progetto finalizzato Geodinamica, sottoprogetto Modello Strutturale, 414, Roma, 13 pp.
- PRECISO E., SALEMI E., BILLI P., 2011. *Channel morphology and sediment flux, case study of the Reno River (Northern Italy)*. Hydrological Processes, Vol. 26, 8: 1134–1148.
- PRIOLO E., ROMANELLI M., BARNABA C., MUCCIARELLI M., LAURENZANO G., DALL'OLIO L., ABU ZEID N., CAPUTO R., SANTARATO G., VIGNOLA L., LIZZA C., DI BARTOLOMEO P. (2012). *The Ferrara Thrust Earthquakes of May-June 2012 – Preliminary Site Response Analysis at the Sites of the OGS Temporary Network*. Annals of Geophysics "The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results", Anzidei M., Maramai A. and Montone P. (Eds), vol. 55(4):591-597.
- PROVINCIA DI FERRARA, 2010. *IV Rapporto semestrale sullo stato di avanzamento della "convenzione tra l'Università di Ferrara, la Provincia di Ferrara, i Comuni di Ferrara, Argenta, Bondeno, Comacchio ed Hera Ferrara S.r.l. per attività di ricerca finalizzata alla valutazione del rischio sismico locale nel territorio della Provincia di Ferrara"*. pp. 68.
- REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2009. *Gli indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica*. D.L.R. n°3121 del 2 maggio 2007.
- REYNOLDS J. M., 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley & Sons Ed., ISBN-13: 978-04-714-8535-3.
- RINALDI M, SURIAN N., 2005. *Variazioni morfologiche ed instabilità di alvei fluviali: metodi ed attuali conoscenze sui fiumi italiani*. *Dinamica Fluviale*. Ordine dei Geologi delle Marche: 203–238
- SEISOPT® REMI, 2006. *ReMiv4.0 user's manual*. Optim, Inc., N. Virginia, USA, 85 p.
- SUMNER J.S., 1978. *Principles of induced polarization for geophysical exploration*. Elsevier Scientific, Amsterdam, pp. 1 - 277.
- TIKHONOVE A.N., ARSEININ V.Y., 1977. *Solutions of ill-posed problems*. Winstono, Washington DC.
- VEGGIANI A., 1983. *Degrado ambientale e dissesti idrogeologici indotti dal deterioramento climatico nell'Alto medioevo in Italia: i casi riminesi*. Studi Romagnoli 34, 123– 146.
- WONG HL., TRIFUNAC M.D., 1974. *Scattering of plane SH waves by a semi-elliptical canyon*. Int. J. Earthquake Eng, Struct. Dyn., vol. 3, 2: 157-169.