



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE FISICHE E NATURALI
DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA XXVIII CICLO
DIPARTIMENTO DI FISICA E SCIENZE DELLA TERRA
"MACEDONIO MELLONI"

*Studio Integrato Geomorfologico-Geofisico
dell' Area Epicentrale del Terremoto
del 20 Maggio 2012 (Mw 5.9)
in Emilia-Romagna*

**ELABORATO FINALE IN GEOMORFOLOGIA
E GEOFISICA APPLICATA**

Coordinatore:
Chiar.mo Prof. FULVIO CELICO

Tutore:
Chiar.mo Prof. CLAUDIO TELLINI

Co-Tutori:
Dott. LUCA GASPERINI
Chiar.mo Prof. ALESSANDRO CHELLI
Chiar.mo Prof. ANDREA ARTONI

Dottorando:
FLAVIO PRIORE
Matricola 245965

Esame Finale Anno 2016

Indice

Riassunto – Abstract	3
1. Focus della tesi	5
2. Inquadramento geologico della Pianura Padana	9
2.1 Assetto strutturale-stratigrafico	9
2.1.1 Supersintema Emiliano-Romagnolo	15
2.2 Geomorfologia della Pianura Padana	18
2.3 Sismicità della Pianura Padana	24
3. Sequenza sismica emiliana del Maggio-Giugno 2012	29
3.1 Evoluzione della sequenza sismica	29
3.2 Geologia e geomorfologia dell'area	37
3.3 Deformazione verticale da Interferometria InSAR	40
3.4 Mappe di scuotimento del suolo	44
3.5 Effetti cosismici di superficie	44
3.6 Microzonazione sismica	50
4. Rilievo geofisico superficiale dell'area epicentrale: metodi e risultati	52
4.1 Introduzione	52
4.2 Caratteri dell'area test o campione: il Cavo Napoleonico	53
4.3 Metodi	56
4.3.1 Acquisizione dati	58
4.3.2 Elaborazione dati	60
4.4 Risultati	62
4.5 Limiti del metodo	69
5. Analisi dei dati a scala variabile	74
5.1 Introduzione	74
5.2 Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)	74
5.3 Carte storiche e divagazione fluviale	76
5.4 Light Detection And Radar (LiDAR)	79
5.5 Foto aeree	80
5.6 Correlazioni stratigrafiche nell'intorno del Cavo Napoleonico	82
5.7 Sismica a riflessione profonda	86
5.7.1 Interpretazione strutturale e sismo-stratigrafica dei profili sismici a riflessione profondi	88
5.7.1.1 Interpretazione strutturale	89
5.7.1.1.1 I sistemi di fratture	90
5.7.1.2 Interpretazione sismo-stratigrafica	92
5.7.2 Controllo della struttura profonda sulla sedimentazione durante lunghi intervalli temporali (0.8 Ma)	100

6. Risultati e Discussione	104
6.1 La nuova metodologia geofisica	104
6.2 Nuovi vincoli sulla distribuzione dei corpi e delle forme sedimentarie superficiali	105
6.3 Caratterizzazione dei fenomeni cosismici superficiali secondari	107
6.4 Controllo della struttura profonda sui processi superficiali	115
6.5 Tassi relativi di uplift e sedimentazione dell'anticlinale di San Martino negli ultimi 800.000 anni	117
6.6 Tassi di deformazione e Ciclo sismico	119
7. Conclusioni	122
8. Bibliografia	127
9. Appendice A – Sequenza di processing dei profili ENI acquisiti lungo l'alveo del Fiume Po	I
9.1 Acquisizione dei profili sismici	I
9.2 Sequenza di processing	I
9.3 Risultati	X
10. Appendice B – Pubblicazioni	XV

Riassunto

La Sequenza Sismica Emiliana del 2012 ha colpito la zona compresa tra Mirandola e Ferrara con notevoli manifestazioni cosismiche e post-sismiche secondarie, soprattutto legate al fenomeno della liquefazione delle sabbie e alla formazione di fratturazioni superficiali del terreno. A fronte del fatto che la deformazione principale, osservata tramite tecniche di *remote-sensing*, ha permesso di individuare la posizione della struttura generatrice, ci si è interrogati sul rapporto tra strutture profonde e manifestazioni secondarie superficiali.

In questa tesi è stato svolto un lavoro di integrazione di dati a varia scala, dalla superficie al sottosuolo, fino profondità di alcuni chilometri, per analizzare il legame tra le strutture geologiche che hanno generato il sisma e gli effetti superficiali percepiti dagli osservatori. Questo, non solo in riferimento allo specifico del sisma emiliano del 2012, ma al fine di trarre utili informazioni in una prospettiva storica e geologica sugli effetti di un terremoto “tipico”, in una regione dove le strutture generatrici non affiorano in superficie. Gli elementi analizzati comprendono nuove acquisizioni e rielaborazioni di dati pregressi, e includono cartografie geomorfologiche, telerilevamenti, profili sismici a riflessione superficiale e profonda, stratigrafie e informazioni sulla caratterizzazione dell’area rispetto al rischio sismico. Parte dei dati di nuova acquisizione è il risultato dello sviluppo e la sperimentazione di metodologie innovative di prospezione sismica in corsi e specchi d’acqua continentali, che sono state utilizzate con successo lungo il Cavo Napoleonico, un canale artificiale che taglia ortogonalmente la zona di massima deformazione del sisma del 20 Maggio.

Lo sviluppo della nuova metodologia di indagine geofisica, applicata ad un caso concreto, ha permesso di migliorare le tecniche di *imaging* del sottosuolo, oltre a segnalare nuove evidenze co-sismiche che rimanevano nascoste sotto le acque del canale, e a fornire elementi utili alla stratigrafia del terreno. Il confronto tra dati geofisici e dati geomorfologici ha permesso di cartografare con maggiore dettaglio i corpi e le forme sedimentarie superficiali legati alla divagazione fluviale dall’VIII sec a.C.. I dati geofisici, superficiali e profondi, hanno evidenziato il legame tra le strutture sismogeniche e le manifestazioni superficiali seguite al sisma emiliano. L’integrazione dei dati disponibili, sia nuovi che da letteratura, ha evidenziato il rapporto tra strutture profonde e sedimentazione, e ha permesso di calcolare i tassi geologici di sollevamento della struttura generatrice del sisma del 20 Maggio. I risultati di questo lavoro hanno implicazioni in vari ambiti, tra i quali la valutazione del rischio sismico e la microzonazione sismica, basata su una caratterizzazione geomorfologico-geologico-geofisica dettagliata dei primi 20 metri al di sotto della superficie topografica. Il sisma emiliano del 2012 ha infatti permesso di riconoscere l’importanza del substrato per lo sviluppo di fenomeni co- e post-sismici secondari, in un territorio fortemente eterogeneo come la Pianura Padana.

Abstract

The 2012 Emilia earthquake sequence hit the area between Mirandola and Ferrara with a number of co-seismic and post-seismic secondary manifestations, especially related to the phenomenon of soil liquefaction and the formation of fractures in the ground. Given that the main deformation, observed through remote-sensing techniques, has identified the location of the generating structures, questions have been raised about the relationship between deep structures and surficial manifestations of strain.

In this thesis, we performed data integration on different scales, from the surface to the underground, up to depth of a few kilometers, to analyze the link between the geological structures that generated the earthquake and the surface effects perceived by observers. This, not only in reference to this specific earthquake, but in order to obtain useful information from a historical perspective on the geological effects of a “typical” earthquake in a region where seismogenic structures are blind. The elements analyzed were obtained by new acquisitions and revisions of past data, and include geomorphological cartography, remote sensing, seismic reflection profiles, surficial and deep stratigraphy, and information on the characteristics of the area with respect to seismic risk. Part of the newly acquired data is the result of development and testing of innovative methods of seismic exploration in the continental shallow waters, which have been used successfully along the Cavo Napoleonico, a canal cutting perpendicularly to the area of maximum deformation of the May 20th earthquake.

The development of the new method of geophysical survey, applied to a particular case, has allowed improved imaging techniques of the underground, such as observation of co-seismic effects hidden under the waters of the canal, and improved information on the subsurface stratigraphy. Comparison between newly acquired and published geomorphological and geophysical datasets contributed to describe in greater detail the sedimentary features related to rivers diversion and incision since the VIII century BC. The integration of the available data, both new and from literature, highlighted the relationship between deep structures and sedimentation, and allowed to calculate the rates of geological uplift of the structure generating the May 20th earthquake. The results of this study have implications in various fields, including the assessment of seismic risk and seismic micro-zonation, based on a detailed geomorphological-geological-geophysical characterization of the first 20 meters below the surface. The 2012 Emilia earthquake has made it possible to recognize the importance of the underground to the development of co- and post-seismic secondary phenomena, in a highly diverse territory as the Po Valley.

1. Focus della tesi

La spessa copertura sedimentaria dell'avanfossa padana oblitera qualsiasi evidenza di deformazione fragile superficiale derivante da terremoti generati nei thrust basali, anche in caso di eventi sismici di magnitudo relativamente elevata. Nel caso della sequenza sismica emiliana del 2012, infatti, sono mancati i fenomeni cosismici primari, come deformazioni del suolo in corrispondenza del piano della faglia generatrice. L'unico fenomeno assimilabile a questa categoria è il sollevamento dell'area epicentrale registrato da interferometria satellitare. Al contrario, i maggiori fenomeni cosismici superficiali registrati nelle ore successive i terremoti del 20 e 29 Maggio sono di tipo secondario, ossia legati allo shaking sismico e all'instabilità dei terreni dovuta allo scuotimento, come la liquefazione delle sabbie. Questi fenomeni sono di grande interesse, poiché in grado di causare danni ingenti anche a fronte di un sisma di moderata intensità.

Per lo studio dell'origine e la dinamica delle deformazioni sismogeniche, quale sia il loro rapporto con il tipo di materiale coinvolto, la loro distribuzione nel sottosuolo e in superficie e le morfologie complesse che possono generare, sono necessari dati a scale spaziali molto diverse, e l'integrazione di tutte le conoscenze disponibili in diversi campi di studio: la geomorfologia; i dati geofisici superficiali e profondi; lo studio delle litologie e delle stratigrafie; i parametri descrittivi del sisma (magnitudo, epi-/ipocentri, sequenze di sismi pre-/post-evento, scuotimenti); la microzonazione sismica, con indicazione delle aree suscettibili di liquefazione; i dati e le immagini satellitari.

In questo lavoro abbiamo utilizzato dati già noti in letteratura, dati geofisici di nuova acquisizione, e rielaborazioni di dati pregressi. Per quanto riguarda i dati di nuova acquisizione, abbiamo impiegato e collaudato una metodologia innovativa di indagine geofisica che è consistita nell'applicare tecniche e strumenti della geofisica marina all'ambiente continentale sommerso, ottenendo risoluzioni verticali e orizzontali delle tecniche di *imaging* non ancora esplorate per questo tipo di ambienti.

Per quanto riguarda i dati pubblicati in letteratura, o i dati pregressi che sono stati rielaborati per lo scopo di questo lavoro ricordiamo:

- 1) carte storiche della zona epicentrale (Magini, 1599; Saccenti, 1700; Casoli, 1726; Bolzoni, 1758; Rosaspina, 1816; Olivieri, 1821; Regione Emilia-Romagna, 2013);
- 2) dati geomorfologici dell'area pubblicati nella Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al, 1997) e nei lavori di vari autori (Panizza & Papani, 1974; Castaldini &

- Raimondi, 1985; Veggiani, 1985; Castaldini, 1987; Castaldini, 1989; Bondesan et al, 1992; Burrato et al, 2003; 2012) e enti (Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno, 1982), con indicazione della divagazione subita da fiumi come il Po, il Secchia, il Panaro e il Reno;
- 3) dati di elevazione del terreno derivati da un rilievo LiDAR con risoluzione a 1 m in possesso del Ministero dell’Ambiente (<http://www.pcn.minambiente.it/viewer/?>) e il DEM dell’area epicentrale con risoluzione a 25 m disponibile presso l’Archivio Cartografico della Regione Emilia-Romagna.
 - 4) carotaggi disponibili negli archivi del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/cartografia/webgis-banchedati>) e nel Geoportale della Regione Emilia-Romagna (<http://geoportale.regione.emilia-romagna.it/it/mappe/informazioni-geoscientifiche/geologia/prove-geognostiche>) che sono puntuali e raggiungono profondità massime di 91 metri nell’area in esame;
 - 5) stratigrafia dei depositi alluvionali e marini plio-pleistocenici, sia più superficiali che profondi, pubblicata nei lavori di Amorosi e Bonini (Amorosi et al, 1995; 1996; 2004; Amorosi & Pavesi, 2010; Bonini et al, 2014), nelle note illustrative della Carta Sismotettonica della Regione Emilia-Romagna (Boccaletti et al, 2004a), nel lavoro sulle Riserve Idriche della Regione Emilia-Romagna (RER & ENI-AGIP, 1998) e nel lavoro sulle Risorse Idriche Sotterranee della Provincia di Ferrara (Molinari et al, 2007);
 - 6) cartografia geologica del progetto CARG con la redazione di carte geologiche alle scale da 1:10.000 a 1:50.000 pubblicate dal Servizio Geologico d’Italia e dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna anche on-line nel sito http://193.206.192.231/carta_geologica_italia/default.htm; in particolare sono stati utilizzati i fogli 202 – “San Giovanni in Persiceto” (Cibin & Segadelli, 2009) e 203 – “Poggio Renatico” (Molinari & Pizziolo, 2009);
 - 7) carte di microzonazione sismica, con indicazione delle zone suscettibili di liquefazione, redatte dalla Regione Emilia-Romagna e rese disponibili sul sito internet dell’Ente (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro/mappe-delle-microzone-omogenee-in-prospettiva-sismica-dei-17-comuni-con-imcs-2265-6>);

- 8) dati inerenti il sollevamento della zona epicentrale a seguito del sisma registrato dall’Agenzia Spaziale Italiana e dall’Istituto CNR-IREA tramite interferometria satellitare InSAR e resi disponibili sul proprio sito internet (http://www.irea.cnr.it/index.php?option=com_k2&view=item&id=403:terremoto-emilia-romagna) e sul sito della società “Tele-Rilevamento Europa” che ha elaborato i dati satellitari (<http://treuropa.com/it/news/tre-produces-first-c-band-co-seismic-interferogram-of-italian-earthquakes/>);
- 9) diversi report dei fenomeni di liquefazione, fratturazione e altri effetti superficiali indotti dal sisma del Maggio 2012 (Bertolini & Fioroni, 2012; Dipartimento della Protezione Civile, report I-II, 2012; Galli et al, 2012; ISPRA, report 2012; Lo Presti et al, 2012; QUEST, 2012), che sono stati ulteriormente verificati tramite l’analisi delle foto aeree ad alta risoluzione scattate subito dopo il sisma del 20 Maggio, rese disponibili dalla società “Compagnia Generale di Riprese aeree” di Parma;
- 10) dati geofisici che comprendono i profili sismici a riflessione ad alta risoluzione acquisiti sia a terra che lungo il Fiume Po dalla società ENI-AGIP e dalla stessa società resi disponibili presso la loro sede di S. Donato Milanese;

Ai dati sopra citati sono stati aggiunti nuovi dati sismici a riflessione ad altissima risoluzione rilevati lungo il corso del Cavo Napoleonico sfruttando e adattando le metodologie comunemente usate per acquisizioni in mare: la stratigrafia al di sotto del canale è stata investigata tramite due tipi di Sub-Bottom Profiler Chirp Sonar, mentre il Side Scan Sonar è stato usato per registrare immagini ad alta risoluzione del fondo canale. Questi nuovi dati geofisici sono stati acquisiti in via sperimentale per mettere a punto una metodologia di indagine in via d’acqua che permettesse l’investigazione della parte superficiale della successione sedimentaria nelle aree continentali in maniera rapida, economica e con una risoluzione maggiore di quanto la geofisica a terra possa normalmente permettere.

I profili sismici a riflessione acquisiti dall’ ENI-AGIP a terra (vedi Cap. 5) e lungo l’alveo del Fiume Po (qui elaborati per la prima volta – vedi Cap. 9) sono stati interpretati porgendo particolare attenzione alla porzione superficiale della successione, a evidenziare come anche dati già noti possano contribuire, tramite un differente approccio, a fornire informazioni nuove in un’area ampiamente conosciuta come la Pianura Padana. L’interpretazione dei profili è stata effettuata tramite l’utilizzo di software dedicati, come Kogeo e IHS Kingdom

2015, per la definizione delle principali superfici stratigrafiche e delle maggiori strutture profonde.

Tutti questi dati sono stati integrati con i dati geologici e stratigrafici del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna e con i dati geomorfologici dell'area. Questo ha permesso di compilare uno schema di dettaglio delle correlazioni stratigrafiche (vedi Cap. 5) e affinare la localizzazione dei paleoalvei fluviali all'intorno del Cavo Napoleonico (vedi Cap. 6). Questa integrazione ha permesso anche di verificare l'effettivo contributo della nuova metodologia geofisica nel sopperire alla mancanza di vincoli geofisici relativi alle parti più superficiali o prossime alla superficie, nei primi 20 metri al di sotto della superficie topografica, particolarmente importanti in aree sismiche soggette a fenomeni cosismici secondari.

2. Inquadramento geologico della Pianura Padana

2.1 Assetto strutturale-stratigrafico

La Pianura Padana rappresenta la più vasta area pianeggiante della penisola italiana, allungata secondo una direzione circa Est-Ovest in un territorio compreso tra il Piemonte e il Mar Adriatico. A Nord è bordata dalla catena alpina, mentre il limite meridionale è rappresentato dalla catena appenninica (Gasperi & Pellegrini, 1985) (Fig. 2.1).

In termini geologici, la Pianura Padana rappresenta la zona di avanfossa e di avanpaese sia per la monoclinale alpina meridionale Sud-vergente, sia per la catena appenninica a pieghe e a thrusts a vergenza Nord-Orientale, formatesi a partire dal tardo Cretaceo a causa della collisione della placca Europea con quella Africana (Fantoni & Franciosi, 2010; Carminati & Doglioni, 2012; Burrato et al, 2012; Vannoli et al, 2014). La collisione ha portato la placca Europea a essere subdotta al di sotto della placca Adriatica, mentre quest'ultima subduce al di sotto degli Appennini (Michetti et al, 2012). Tale collisione tra placche è tutt'ora attiva e influenza i tassi di sedimentazione e relativa subsidenza differenziata, la sismicità della pianura e l'assetto della rete drenante.

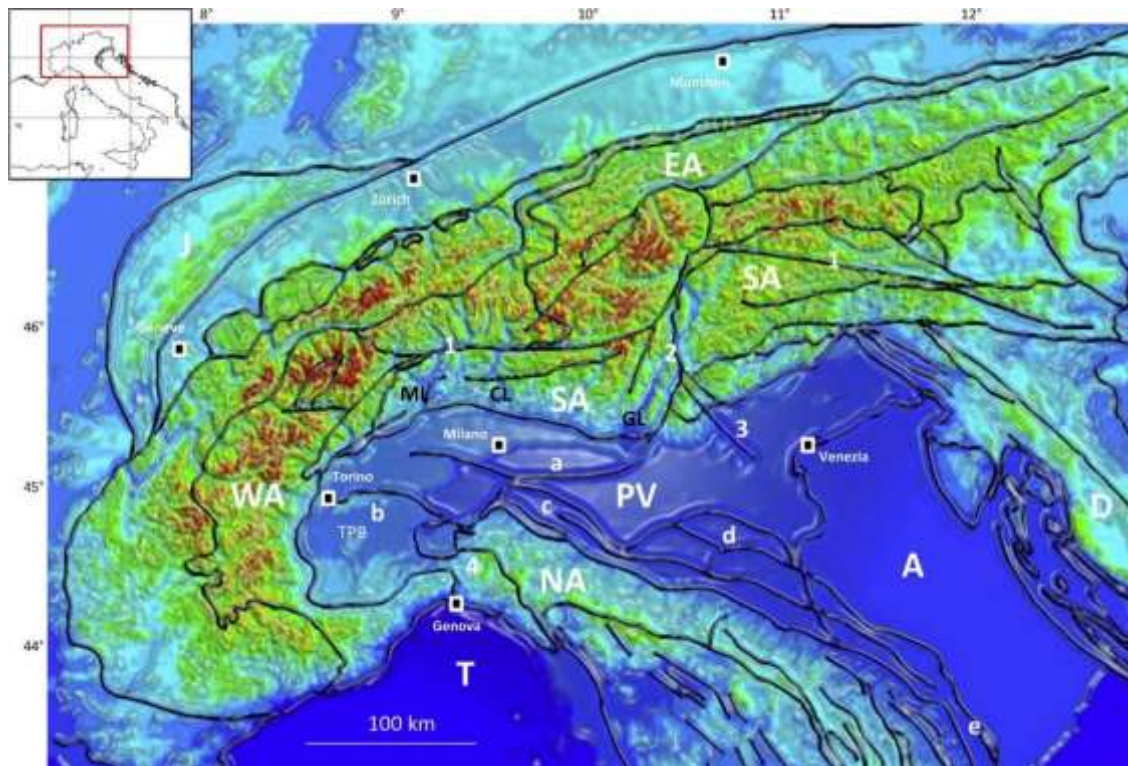


Fig. 2.1 – Topografia digitale e schema tettonico della Pianura Padana e della zona circostante (da Turrini et al, 2014). (PV) Po Valley; (SA) Southern Alps; (NA) Northern Alps; (WA) Western Alps; (EA) Eastern Alps; (D) Dinarides; (J) Jura Mountains; (A) Adriatic; (T) Tyrrenian; (1) Insubric Line; (2) Giudicarie Line; (3) Schio-Vicenza Line; (4) Villavernia Line; (a-e) buried thrust fronts: a = Milano Thrust Front; b = Monferrato Thrust Front; c = Emilian Thrust Front; d = Ferrara-Romagna Thrust Front; e = Ancona Thrust Front. Tpb = Tertiary Piedmont Basin. ML = Maggiore Lake; CL = Como Lake; GL = Garda Lake.

Le propaggini di entrambe le catene montuose vengono a contatto nel sottosuolo della pianura, ma non presentano evidenze superficiali (Mazzoli et al, 2015), fatta eccezione per alcuni casi isolati in corrispondenza di culminazioni di pieghe prossime alla superficie (Pellegrini & Vezzani, 1978). Per questa ragione, a partire dagli anni '40, l'intera pianura è stata oggetto di approfonditi studi tramite sismica a riflessione e perforazioni profonde da parte dell'industria petrolifera, fornendo una sintesi geologica delle strutture sepolte al di sotto della coltre sedimentaria (Pieri & Groppi, 1981; Cassano et al, 1986; Boccaletti et al, 2004; Fantoni & Franciosi, 2010).

Le Alpi Meridionali sono il risultato della fase iniziale della subduzione e si sono generate durante il periodo di collisione iniziale dell'orogeno (Michetti et al, 2012); esse si dividono tra le pieghe alpine a Nord e l'omoclinale sud-alpina nella zona centrale (Montone & Mariucci, 1999). Nel loro complesso definiscono un arco molto ampio da Milano al Lago di Garda, connesso a Est con il sistema a thrusts delle Giudicarie, di vergenza N-NE e associato a back-thrust ad alto angolo e alcuni rilievi topografici morfostrutturali poco pronunciati presenti nella Pianura Padana settentrionale (Livio et al, 2009; Vannoli et al, 2014) (Fig. 2.2).

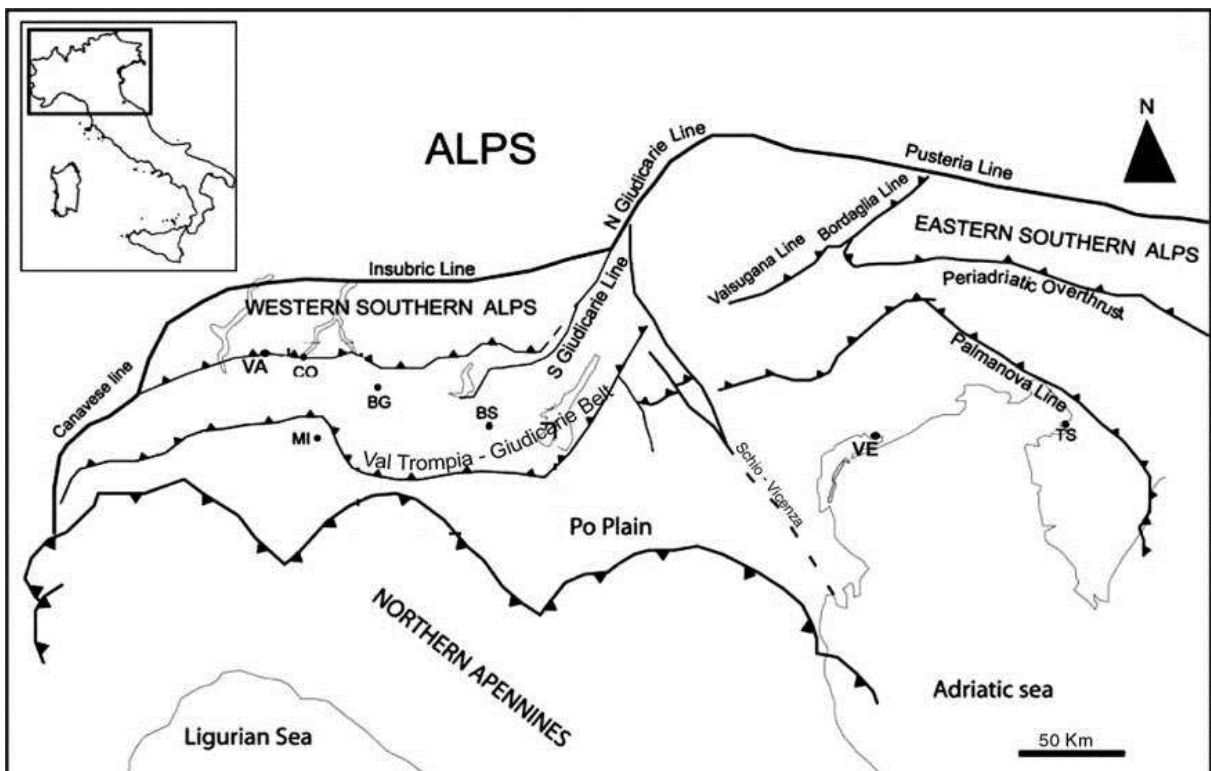


Fig. 2.2 – Schema tettonico regionale del Nord Italia (da Livio et al, 2009), incluso i fronti dell' Appennino Settentrionale e delle Alpi Meridionali.

La collisione tra le placche Europea e Africana nell'Oligocene superiore inizia la strutturazione della catena appenninica che continua poi nel Neogene, anche come risposta alla migrazione verso Est della zona di deformazione quale conseguenza dell'arretramento della subduzione della microplacca Adriatica tra Pliocene e Pleistocene inferiore (Malinverno & Ryan, 1986; Montone & Mariucci, 1999; Boccaletti et al, 2004; Michetti et al, 2012). La strutturazione dell'arco dell'Appennino Settentrionale avviene nella prima fase della collisione (stadio collisionale) dall'Oligocene superiore al Pliocene medio. Nella seconda fase (stadio post-collisionale), dal Pliocene medio in poi, dell'arco viene interessato il settore esterno della catena coinvolgendo e riattivando anche settori già strutturati della catena con trend eventualmente differenti dai precedenti, passando da soli sovrascorrimenti a movimenti anche trascorrenti (Boccaletti et al, 1985; Boccaletti & Sani, 1998). Nel passaggio tra le due fasi si ha anche una variazione nella tipologia dei sedimenti che si depositano nelle avanfosse, passando da un'alimentazione di tipo alpino (unità Macigno, Cervarola, Marnoso-Arenacea e Laga) a una appenninica di tipo molassico (Formazione di Porto Garibaldi e Sabbie di Asti, *sensu* AGIP, 1982) (Boccaletti et al, 2004) (Fig. 2.3).

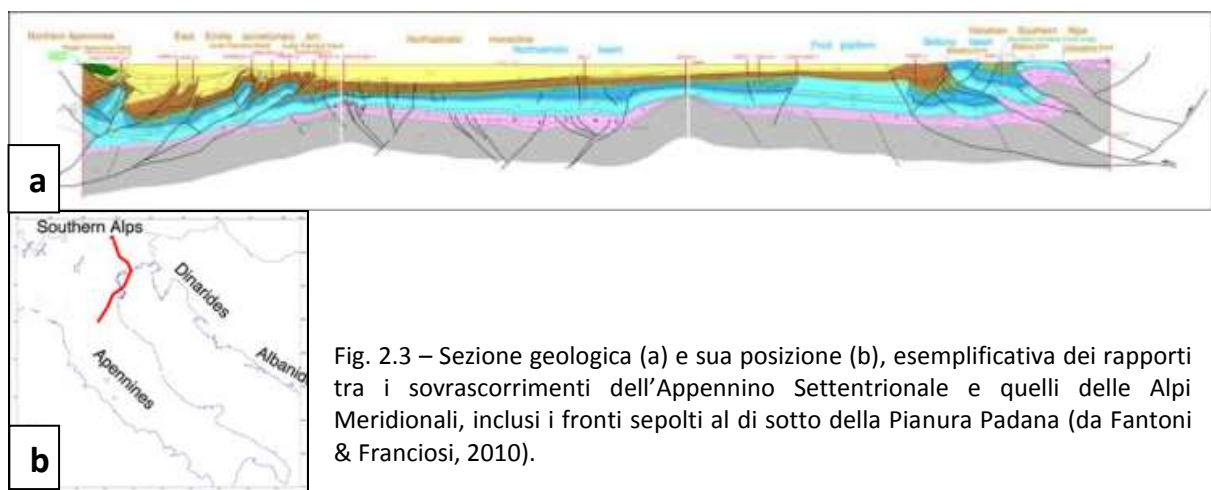


Fig. 2.3 – Sezione geologica (a) e sua posizione (b), esemplificativa dei rapporti tra i sovrascorrimenti dell'Appennino Settentrionale e quelli delle Alpi Meridionali, inclusi i fronti sepolti al di sotto della Pianura Padana (da Fantoni & Franciosi, 2010).

Il rapporto fra settori prevalentemente in sollevamento in corrispondenza della catena appenninica e settori prevalentemente in subsidenza in corrispondenza della zona di pianura ha generato un crescente spazio di accomodamento nella zona di avanfossa, accompagnato da tassi di sedimentazione elevati (Ghielmi et al, 2013). Nella zona di pianura, i tassi generali di subsidenza intorno ai 2-3 mm/anno (Carminati & Martinelli, 2002; Vannoli et al, 2014) sono sempre maggiori dei tassi di sollevamento delle pieghe legate ai thrust profondi (0.53 mm/anno per l'anticlinale di Mirandola, ridotti a 0.16 mm/anno negli ultimi 125.000 anni,

secondo Scrocca et al, 2007), portandole a rimanere sepolte al di sotto della coltre sedimentaria.

Le terminazioni settentrionali della catena appenninica non coincidono con il fronte topografico della catena montuosa, ma proseguono circa 50 Km a Nord, sepolte dalla spessa coltre sedimentaria Plio-Quaternaria e diramandosi in tre archi principali di pieghe e thrusts ciechi: da Ovest verso Est, l'arco del Monferrato, l'arco Emiliano e quello Ferrarese-Romagnolo (Pieri & Groppi, 1981; Michetti et al, 2012). L'arco Ferrarese-Romagnolo (o Dorsale Ferrarese) può essere ulteriormente suddiviso in pieghe Ferraresi, Romagnole e Adriatiche (Burrato et al, 2003; Carminati et al, 2010). Tali strutture a pieghe e thrust deformano la copertura sedimentaria (Scrocca et al, 2007) e allo stesso tempo sono legate, in profondità, a thrusts e pieghe che interessano il basamento (Boccaletti et al, 2011). Una geometria tanto complessa è legata alla presenza di numerosi livelli di scollamento nella successione sedimentaria deformata dalla catena a thrusts. Non avendo evidenze superficiali del raccorciamento in atto lungo queste rampe, l'unico indicatore rimane l'attività sismica, unitamente ai dati GPS e satellitari, i quali indicano un raccorciamento lungo il bacino padano dell'ordine di 1-3 mm/anno (Serpelloni et al, 2005; 2007; Toscani et al, 2009; Vannoli et al, 2014) (Fig. 2.4).

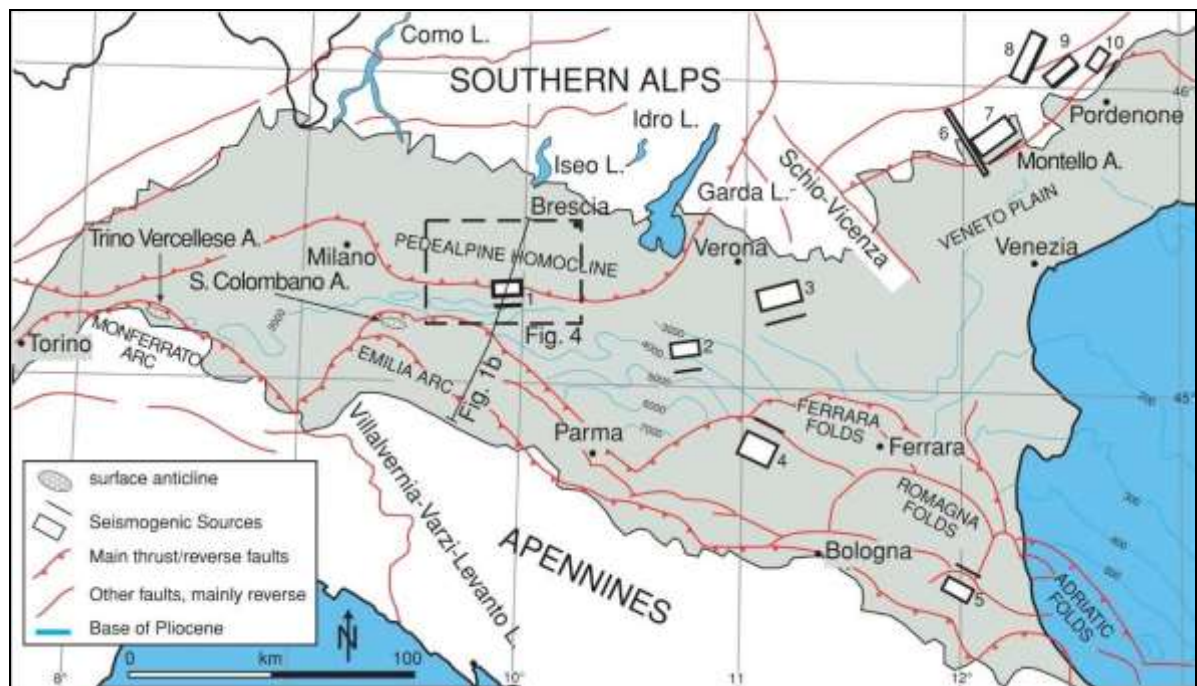


Fig. 2.4 – Mappa strutturale semplificata da Burrato et al (2003) della Pianura Padana e della confinante Pianura Veneta, con indicazione dei principali elementi tettonici e contour della base della sequenza sedimentaria Plio-Quaternaria (da Bigi et al, 1989). La zona di pianura è colorata in grigio, mentre le zone rilevate circostanti sono in bianco. Le sorgenti sismogenetiche derivano dal lavoro di Valensise & Pantosti (2001b).

La successione sedimentaria dell'Appennino Settentrionale risente del passaggio da un ambiente di margine passivo, tra il Mesozoico e il Paleogene, a quello di un bacino di

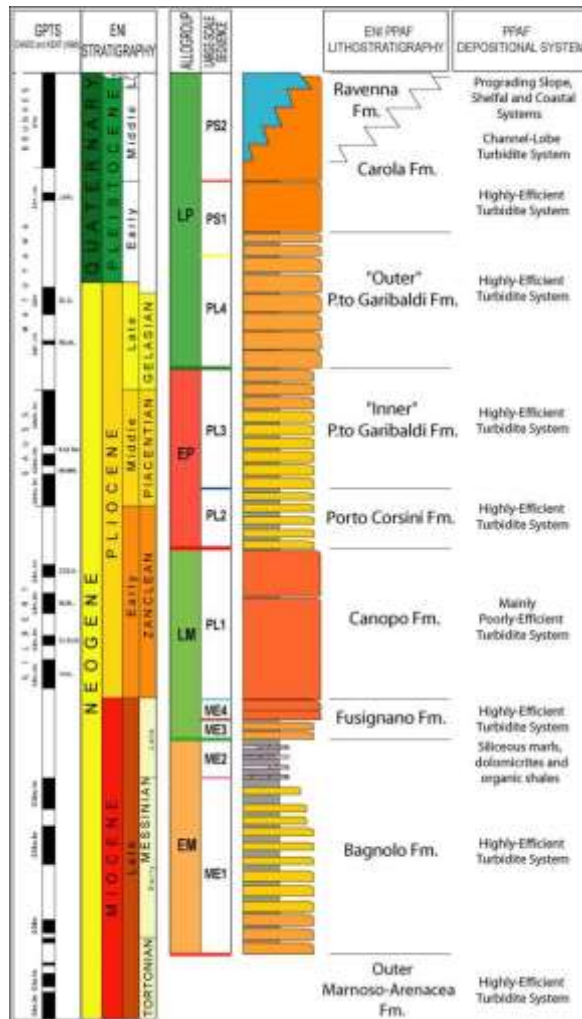


Fig. 2.5 – Stratigrafia semplificata della successione di avanfossa padano-adriatica (da Ghielmi et al, 2013).

avanfossa, tra il Neogene e il Quaternario. Partendo dai termini più profondi, la successione può essere riassunta in Basamento Paleozoico, Evaporiti Triassiche, sequenza carbonatica Giurassico-Cretacica e, infine, depositi marnosi del Paleogene. Tale successione è sovrastata da uno spesso cuneo di sedimenti sintettonici Neogenico-Quaternari costituiti da marne, torbiditi e sabbie e argille di ambiente marino (Massoli et al, 2006). Questo cuneo è il risultato di una evoluzione continua del bacino di foreland attraverso successive fasi tettoniche a scala regionale che hanno portato la catena a thrusts e pieghe a migrare, producendo una sequenza di bacini asimmetrici di avanfossa associati a bacini di piggy-back, denominata *Avanfossa Padano-Adriatica* (Ghielmi et al, 2013) (Fig. 2.5). Come conseguenza della compressione appenninica, tale sistema di avanfossa ha subito quattro fasi compressive

principali, con altrettante fasi di migrazione del depocentro verso l'avampaese. Nel periodo compreso tra il Tortoniano e il Calabriano la sedimentazione era di tipo torbiditico alimentata dai fiumi alpini con sistemi prevalentemente sabbiosi ad alta efficienza. I depositi sono costituiti da lobi prevalentemente sabbiosi, massivi nella parte prossimale, che si evolvono in alternanze pelitiche nella parte distale (Ghielmi et al, 2013). Al tetto della successione torbiditica inizia una sequenza di ambiente da marino a continentale. Alla base è possibile riconoscere una serie di cicli trasgressivo-regressivi di ambiente costiero (sabbioso) e di prodelta (alternanze sabbia-argilla). Seguono più cicli eustatici di innalzamento-abbassamento del livello marino dove si distinguono come eventi estremi continentali i

sedimenti di ambiente lagunare e come eventi estremi di mare profondo un'alternanza sabbia-argilla tipica di un ambiente offshore.

Segue una successione composta da una deposizione di prodelta che passa a fronte deltizio e piana deltizia (Amorosi et al, 2004).

Infine, i sedimenti alluvionali al top rappresentano la fase di riempimento recente del bacino iniziata nel Pleistocene medio, costituiti da argille, silt e sabbie depositati dal Fiume Po e dai suoi tributari (Boccaletti et al, 2011; Bertolini & Fioroni, 2012). Tale successione alluvionale è principalmente costituita da un'alternanza di depositi grossolani di ambiente fluviale e depositi fini di piana alluvionale. I depositi, derivanti in prevalenza da sistemi fluviali di tipo *braided*, sono generalmente spessi meno di 10 m con un trend *fining-upward* che evolve verticalmente ai depositi di piana alluvionale e sono distribuiti a profondità variabile all'interno della successione alluvionale (Amorosi et al, 2004). Lo spessore della copertura Plio-Quaternaria varia da diverse migliaia di metri nei depocentri a poco meno di 100 metri in corrispondenza degli alti strutturali (Gasperi & Pellegrini, 1985; Bigi et al, 1992; Bertolini & Fioroni, 2012; Burrato et al, 2012; Ghielmi et al, 2013; Govoni et al, 2014; Rossi et al, 2015). Studi di maggior dettaglio (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Amorosi et al, 1999b; Molinari et al, 2007; Cibir & Segadelli, 2009; Molinari & Pizziolo, 2009; Amorosi & Pavesi, 2010) hanno permesso di migliorare il quadro stratigrafico dell'area compresa tra Mirandola (MO) e Ferrara. Nei fogli 202 "San Giovanni in Persiceto" e 203 "Poggiorenatico" della Carta Geologica d'Italia viene descritta la successione compresa tra il Pleistocene medio e l'Olocene, tramite lo studio delle litologie affioranti e del sottosuolo. L'analisi si basa sull'individuazione di unità stratigrafiche delimitate da superfici di discontinuità (UBSU; Salvador, 1994) o legate a cicli di eventi, come le unità stratigrafico-deposizionali (Vail, 1987; Posamentier et al, 1988; Galloway, 1989), di estensione preferibilmente regionale o interregionale. D'altro canto, nelle aree di pianura, tipicamente interessate da lacune o diastemi, l'assenza di superfici esposte rende incerta la loro individuazione o la determinazione dell'eventuale passaggio verso valle alle relative superfici di continuità stratigrafica (Molinari & Pizziolo, 2009). Secondo quanto descritto da Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) e in accordo con i cicli trasgressivo-regressivi di Ricci Lucchi et al (1982), la successione pleistocenica è stata suddivisa in due gruppi di unità geologiche separate da superfici di discontinuità stratigrafica e caratterizzate da depositi litologicamente e tessituralmente differenti, detti *Supersintemi*. Tali supersintemi

consentono l'interpretazione stratigrafico-sequenziale a scala regionale dei depositi quaternari e la loro correlazione fisica nel sottosuolo (Molinari & Pizziolo, 2009). Dal più recente al più antico:

- *Supersintema Emiliano-Romagnolo*, equivalente al ciclo Quaternario continentale Qc (*sensu* Ricci Lucchi et al, 1982);
- *Supersintema Quaternario Marino*, che ricade all'interno dell'omonimo ciclo Qm (*sensu* Ricci Lucchi et al, 1982).

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo è stato ulteriormente suddiviso in Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) e Superiore (AES), separati da una discontinuità stratigrafica individuata in affioramento e seguita in profondità tramite interpretazione dei profili sismici forniti dall' ENI-AGIP (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998), unitamente alle informazioni disponibili nella Banca Dati Geognostici Regionale. Infine, il Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore è stato suddiviso in Subsintemi corrispondenti, nei settori intravallivi della pianura, a depositi alluvionali di un singolo terrazzo o di un gruppo di terrazzi (Molinari & Pizziolo, 2009) (Fig. 2.6).

2.1.1 Supersintema Emiliano-Romagnolo

Il Supersintema Emiliano-Romagnolo è l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti in corrispondenza del margine appenninico padano e i sedimenti a essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Il limite inferiore affiora solamente a ridosso del margine appenninico in forte discordanza sui depositi marini del Pleistocene medio e mio-pliocenici; il limite superiore coincide con il piano topografico.

L'unità è in larga parte attribuita al Pleistocene medio ma è compresa tra 500.000 anni e l'attuale, registrando uno spessore complessivo di 500 m. Nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 della pianura emiliano-romagnola questa unità comprende due sintemi distinti: Sintema Emiliano-Romagnolo Inferiore (AEI) compreso tra 650.000 e 350.000-450.000 anni e Sintema Emiliano-Romagnolo Superiore (AES) compreso tra 350.000-450.000 anni e l'attuale (Cibin & Segadelli, 2009) (Fig. 2.6). Dall'analisi stratigrafica eseguita per la redazione del Foglio 202 della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 e fogli adiacenti (201, 219, 220 e 203) emerge come il Supersintema si caratterizzi per la progressiva progradazione dei sistemi deposizionali alluvionali da SO a NE e per il

Ricci Lecchi et al., 1982	Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998				Molinari et al., 2007		
STRATIGRAPHIC UNIT	STRATIGR. UNIT	AGE (Ma)	HYDROSTRATIGRAPHIC UNIT		AQUIFER SYSTEM	UBSU	AGE (Ma)
			AQUIFER GROUP	AQUIFER SYSTEM			
CYCLE Qc	EMILIA-ROMAGNA SUPERSYNTHEM UPPER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM	-0.12	A	A1	A0	AES ₆	-0.12
				A2	A1	AES ₇	
				A3	A2	AES _{3/6}	
				A4	A3	AES _{2/5}	
	EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM LOWER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM	-0.35-0.45	B	B1	A4	AES _{1/4}	-0.45
				B2			
				B3			
				B4			
CYCLE Qm		-0.65	C	C1			-0.80
				C2	C		
				C3			
		-0.80					

Fig. 2.6 – Schema stratigrafico generale dei depositi quaternari del Bacino Padano (da Amorosi & Pavesi, 2010).

conseguente arretramento, nella stessa direzione, dei depositi fluvio-deltizi e costieri. Tale progradazione mostra due fasi distinte a cui corrispondono i due Sintemi Inferiore e Superiore. Nel primo sono presenti, in prevalenza, depositi di piana deltizia con, nella parte basale, depositi di spiaggia e di fronte deltizio in parte attribuiti a sistemi di alimentazione padana; nel secondo si sviluppano soprattutto depositi fluviali di conoide e piana alluvionale legati a sistemi di alimentazione appenninica (Molinari & Pizzolo, 2009).

Il Sintema Inferiore non prevede ulteriori suddivisioni interne ed è principalmente rappresentato da alternanze cicliche di depositi fini (limi e argille) e depositi prevalentemente sabbiosi riferibili ad

associazioni di facies di piana alluvionale e fluvio-deltizia, costiera e di piattaforma (Cibin & Segadelli, 2009). Coincide con il Gruppo Acquifero B delle Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998).

Il Sintema Superiore coincide con il Gruppo Acquifero A delle Riserve Idriche Sotterranee della Regione Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998), la cui successione è sostanzialmente preservata nell'intera area compresa tra Mirandola e Ferrara, ma con spessori variabili in risposta ai tassi di subsidenza locali. Rare eccezioni si hanno in zone dove si ha amalgamazione dei depositi, come la zona di Pilastri (NO dell'abitato di Ferrara) come conseguenza di un alto strutturale molto pronunciato (Molinari et al, 2007). Nei lavori della Regione Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998) e di Molinari et al (2007), al suo interno sono state riconosciute unità di rango inferiore, denominate Complessi Acquiferi, che permettono di evidenziare fasi evolutive di maggior dettaglio. Ad esempio nel passaggio dai complessi A4 e A3 (più profondi) ad A2, A1 e A0 (più

recenti) si passa da un'aggradazione di depositi litorali e marini all'aggradazione di depositi fluvio-deltizi e di piana alluvionale. A ciascun complesso acquifero corrisponde inoltre un subsistema, così come descritti nella Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 (Fig. 2.6). I tre subsistemi più recenti (AES6, AES7, AES8) sono stati correlati con i tre cicli deposizionali più superficiali riconosciuti all'interno di AES nel sottosuolo della pianura. Questi tre cicli sono anche i meglio definiti a scala regionale, dato l'elevato numero di pozzi che li attraversano (Cibin & Segadelli, 2009). I subsistemi AES6 e AES7, rispettivamente correlati ai complessi acquiferi A2 e A1 nel lavoro di Molinari et al (2007), sono essenzialmente costituiti dall'aggradazione di depositi fluvio-deltizi e di piana alluvionale, in risposta alla marcata evoluzione regressiva verso NE sia del sistema fluvio-deltizio padano che del sistema fluviale appenninico iniziata nell'ultima fase di deposizione dei subsistemi precedenti. Le sabbie variano da fini a grossolane e sono state interpretate come depositi amalgamati di riempimento di canale fluviale; mentre i depositi fini sono interpretati come depositi di piana deltizia, piana alluvionale o depositi palustri. L'accentuata subsidenza e il cospicuo apporto di materiale grossolano da parte del paleo-Po hanno permesso l'impostarsi di lobi fluviali continui lateralmente e spessi fino a 20 m (Molinari et al, 2007). Il subsistema AES8, correlato al complesso acquifero A0 di Molinari et al (2007), risulta l'unità meglio caratterizzata fra i depositi quaternari della pianura, essendo la più superficiale (Cibin & Segadelli, 2009). Nella zona di Poggiorenatico, l'unità è costituita da depositi fluviali organizzati in terrazzi di vario ordine, comprendenti ghiaie fluviali ricoperte da esondazioni d'intercanale argillose, limose e sabbiose che passano verso Est a depositi di tracimazione fluviale, divisi in depositi sabbioso-limosi di canale, argine e rotta fluviale e da depositi argillosi e limosi di piana inondabile (Cibin & Segadelli, 2009). Continuando verso Est, nella provincia ferrarese, i depositi passano da sabbie di riempimento di canale e argine a depositi di piana a meandri e canale distributore, fino alle sabbie costiere di cordone litorale e dunari, in una fascia di circa 10-15 km dall'attuale linea di costa. Spesso tali depositi sabbiosi sono confinati all'interno di argille e limi di piana deltizia o di palude/laguna che costituiscono l'aquitardo del sistema (Molinari et al, 2007).

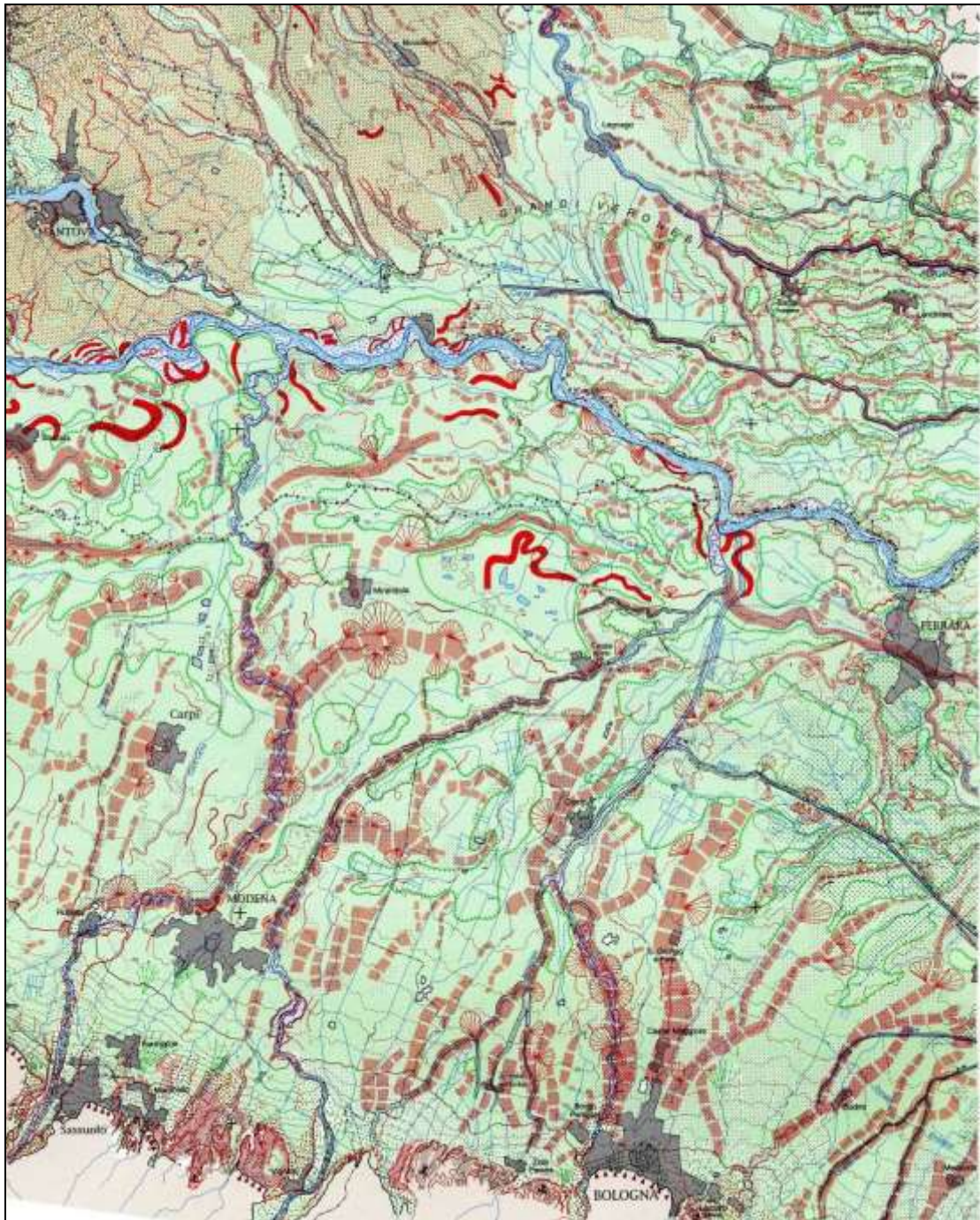
Va evidenziato però che esistono discrepanze nella classificazione appena citata. Amorosi & Pavesi (2010) puntualizzano come non ci sia una relazione diretta tra i complessi acquiferi di Molinari et al (2007) (da A0 ad A4) e i subsistemi derivanti dalla Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 (Cibin & Segadelli, 2009; Molinari & Pizziolo, 2009) (da AES1 ad AES8),

nonostante si utilizzi in entrambi i lavori la stratigrafia come base concettuale per la classificazione. Lo stesso dicasi per l'attribuzione delle età cronostratigrafiche delle maggiori unconformity. Muttoni et al (2003) ha indicato, sulla base di dati magnetostratigrafici, come l'unconformity alla base del Supersistema Emiliano-Romagnolo, posta da Regione Emilia-Romagna (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998) e Molinari et al (2007) a 650.000 anni B.P., sia in realtà da fissare a 870.000 anni B.P., più vicina al limite dell'inversione Matuyama-Brunhes. Dato coerente con la datazione stimata da Amorosi et al (1998) del limite Qm/Qc in affioramento posta a 800.000 anni B.P. Lavori più recenti identificano una ciclicità a scala Milankoviana (100.000 anni) che controlla l'architettura deposizionale del Sistema Emiliano-Romagnolo Superiore. In questo modo i cicli deposizionali di 4° ordine (subsistemi) sono stati definiti come sequenze transgressivo-regressive correlabili agli stadi isotopici dell'ossigeno, rendendo pertanto possibile una datazione cronostratigrafica più attendibile (Amorosi & Pavesi, 2010).

2.2 Geomorfologia della Pianura Padana

La Pianura Padana rappresenta la più ampia e densamente popolata area pianeggiante della penisola italiana, costituendo quindi una regione ad alta vulnerabilità in occasione di disastri naturali. Numerosi lavori si sono occupati di studiare e caratterizzare l'area fornendo una copiosa quantità di materiale scientifico e mappe, tra cui ricordiamo la *Carta Geomorfologica della Pianura Padana* (Castiglioni et al, 1999), le relative note illustrative (a cura di Castiglioni & Pellegrini, 2001) dotate di ricca bibliografia, Veggiani (1974; 1985), Castaldini et al (1992).

I fiumi principali che hanno contribuito alla storia e all'evoluzione della Pianura sono il Po e i suoi tributari, tra cui ricordiamo nell'area in studio i fiumi Secchia e Panaro, insieme ad altri corsi principali come il Reno. Il Po rappresenta il più importante tra i corsi elencati, con i suoi 652 Km di tracciato e un bacino idrografico vasto più di 70000 km². Secondo le indicazioni di Marchetti (2002) possiamo distinguere un settore settentrionale della Pianura compreso tra il bordo meridionale delle Alpi e il Fiume Po, e un settore meridionale tra il fiume e il piede degli Appennini (Fig. 2.7). Il Fiume Po corrisponde inoltre al centro di convergenza dei due trend principali di pendenza della Pianura: dalle Alpi al Po la pianura tende a digradare verso Sud-Est, mentre nel settore meridionale il trend generale è verso Nord-Est (Burrato et al, 2003).



**FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIOGLACIALI, FLUVIOLACUSTRI
FLUVIAL, GLACIOFLUVIAL AND FLUVIOLACUSTRINE FORMS AND DEPOSITS**

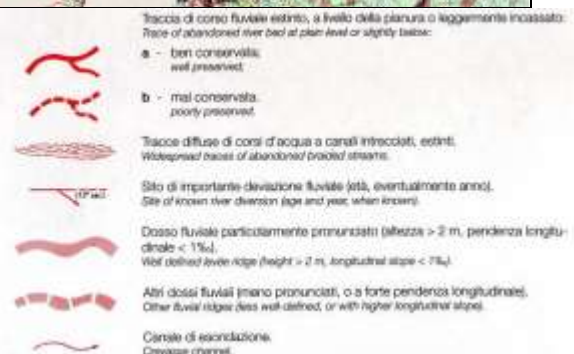
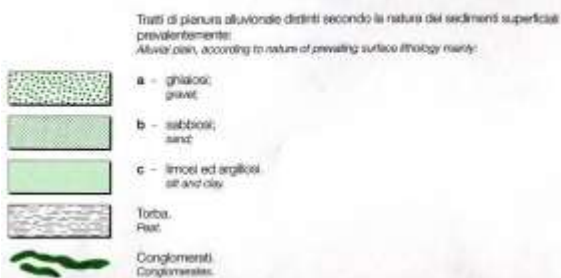


Fig. 2.7 – Estratto della Carta Geomorfologica della Pianura Padana (da Castiglioni et al, 1999). Questo settore è esemplificativo del passaggio da un'area prevalentemente caratterizzata da depositi morenici e/o fluvio-glaciali a Nord con alvei di ridotte dimensioni che hanno inciso la superficie topografica, ad una pervasa da dossi fluviali e paleovali, anche di grandi dimensioni, a Sud, i quali hanno contribuito alla deposizione della piana alluvionale.

Il settore settentrionale della pianura (denominato anche *Livello Fondamentale della Pianura* da Petrucci & Tagliavini, 1969) si è realizzato durante l'ultima glaciazione, quando i corsi d'acqua proglaciali trasportavano un carico solido maggiore rispetto all'attuale. Tale osservazione si deduce comparando la dimensione molto ridotta dei corsi attuali rispetto agli ampi paleoalvei, differenza di portata che ha determinato una fase di erosione dei sedimenti precedentemente depositi (per esempio le valli del F. Mincio e dell'Adda). Pertanto, il reticolo idrografico attuale scorre all'interno di valli fortemente incise nella successione continentale di aggradazione.

Nel settore meridionale, d'altro canto, il reticolo attuale scorre lungo alvei sospesi al di sopra della superficie di aggradazione olocenica, la quale si interdigita con la piana alluvionale attuale del Fiume Po (Burrato et al, 2003; Lo Presti et al, 2012). Tale innalzamento degli alvei fluviali è dovuto al passaggio dei fiumi dalla zona di catena a quella di pianura: in questo passaggio, al diminuire della pendenza, i corsi fluviali riducono la propria velocità di deflusso e, di conseguenza, diminuiscono la capacità di trasporto. Il primo effetto di questo cambiamento è l'abbandono dei sedimenti presi in carico che porta nel tempo a un innalzamento del letto fluviale (Castaldini, 1989). Di conseguenza si genera una netta variazione altimetrica tra gli argini e la depressione d'intercanale che nel tempo viene riequilibrata tramite i depositi di tracimazione e le diversioni dei corsi d'acqua.

Reperti archeologici risalenti a un periodo compreso tra il Neolitico e il Medioevo forniscono una chiara indicazione di una sedimentazione continua fino a tempi storici (Marchetti, 2002). La superficie della pianura al margine della catena appenninica è rappresentata da una serie di conoidi alluvionali antichi terrazzati nei quali si incastrano i conoidi della stessa età del *Livello Fondamentale*, depositati durante il maximum glaciale (Marchetti, 2002; Burrato et al, 2003). In questo settore di pianura emiliana, il Fiume Po e i suoi tributari di destra scorrono all'interno di una piana alluvionale attiva (Burrato et al, 2003).

Il rapporto tra le strutture tettoniche sepolte, che regolano i tassi di subsidenza e di uplift, e il trasporto fluviale che determina il tasso di sedimentazione ha fortemente influenzato il regime deposizionale nei due settori settentrionale e meridionale della Pianura. Il risultato più evidente è una successione spessa tra i 2 e i 6 km nel settore Nord, e una potente tra i 100 m e gli 8 km nel settore Sud. Ma tale rapporto ha anche un effetto sulla posizione in superficie del reticolo idrografico. Se a questi elementi aggiungiamo anche l'attività

antropica in epoca storica, allora otteniamo l'insieme dei fattori che esercitano la loro influenza sulla posizione dei corsi fluviali (Burrato et al, 2003; 2012).

La presenza di pieghe legate a thrusts ciechi comporta a scala temporale secolare o millenaria delle variazioni di pendenza della superficie topografica, di spessore dei depositi, della geometria delle superfici erosive o deposizionali che nel tempo determinano importanti variazioni nella posizione del reticolo idrografico (Burrato et al, 2003). Le caratteristiche di una faglia controllano le deformazioni della superficie, mentre la capacità dei fiumi di resistere a tali modificazioni è funzione delle loro dimensioni (Burnett & Schumm, 1983; Guccione et al, 2002; Burrato et al, 2003). Numerosi autori (Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999; Ciucci et al, 2002; Burrato et al, 1999; 2003; 2012) hanno presentato questa relazione come un'utile indicatore di strutture sepolte attive e alcuni di essi portando ad esempio proprio la Pianura Padana. L'interazione fra uplift e subsidenza sui thrust porta a deformare la sovrastante successione sedimentaria fino a interessare il piano campagna. Il rapporto tra tettonica e tassi di sedimentazione, infatti, influenza la percezione delle anticlinali o sinclinali in crescita, le quali controllano l'evoluzione della topografia (Burrato et al, 2003; 2012). Rispettivamente, anticlinali e sinclinali sepolte in crescita comportano in superficie un innalzamento o un abbassamento della topografia, che si traduce in diversione o attrazione del reticolo idrografico (Yeats, 1986; Burrato et al, 1999; 2003; 2012). Nel dettaglio, le aree in sollevamento subiranno erosione e diversione fluviale, mentre le aree subsidenti attrarranno i corsi fluviali e aumenteranno il tasso di deposizione sedimentaria (Fig. 2.8 a, b).

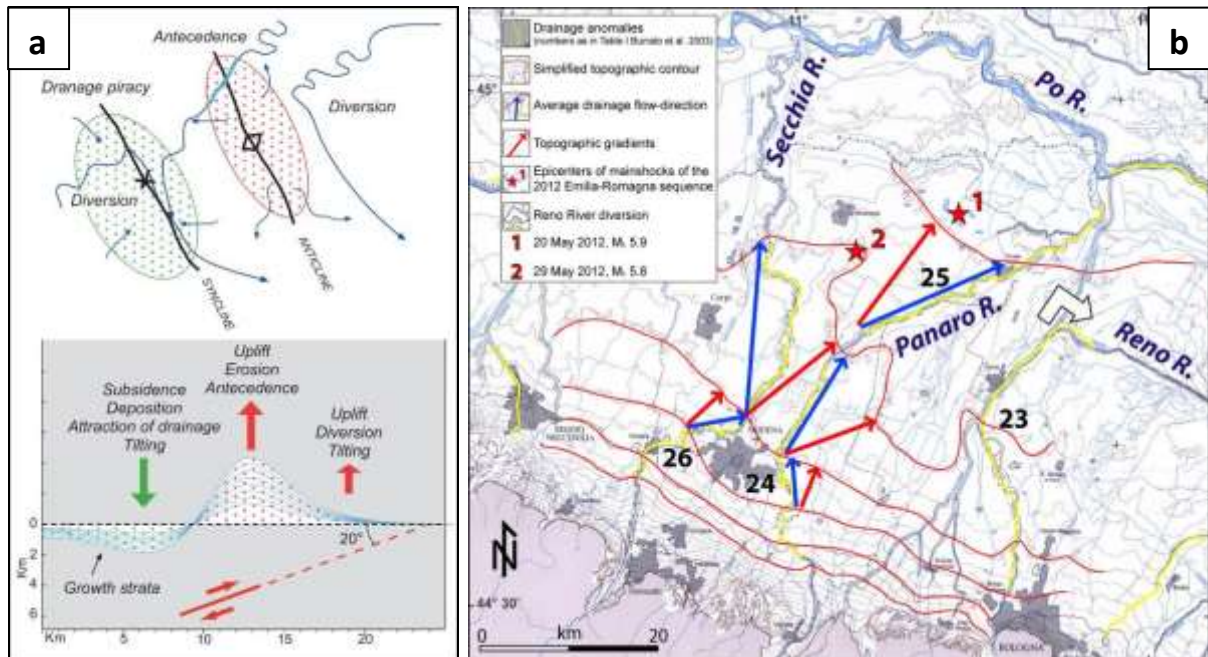


Fig. 2.8 – (a) Schema in pianta (superiore) e in sezione (inferiore) degli effetti dello slip di un thrust cieco a basso angolo sui processi geomorfologici e sedimentari (da Burrato et al, 2003). (b) Anomalie di drenaggio nell’area epicentrale della sequenza sismica emiliana del 2012 (da Burrato et al, 2012). In questi casi, il drenaggio non segue il massimo gradiente topografico regionale.

Nel caso della Pianura Padana, poche anticlinali hanno un’espressione superficiale, probabilmente proprio a causa dei tassi di sedimentazione di gran lunga maggiori del tasso di sollevamento tettonico (Gasperi & Pellegrini, 1985; Carminati & Martinelli, 2002; Burrato et al, 2003). L’interazione tra tettonica e sedimentazione si è tradotta nei secoli, tra i tanti effetti, nello spostamento verso Nord del Fiume Po e nella diversione di fiumi come il Secchia, il Panaro o il Reno, i quali seguono percorsi che si discostano dal trend generale di pendenza dei territori che attraversano (Castaldini, 1989; Boccaletti et al, 2004; 2011; Burrato et al, 2012) (Fig. 2.9).

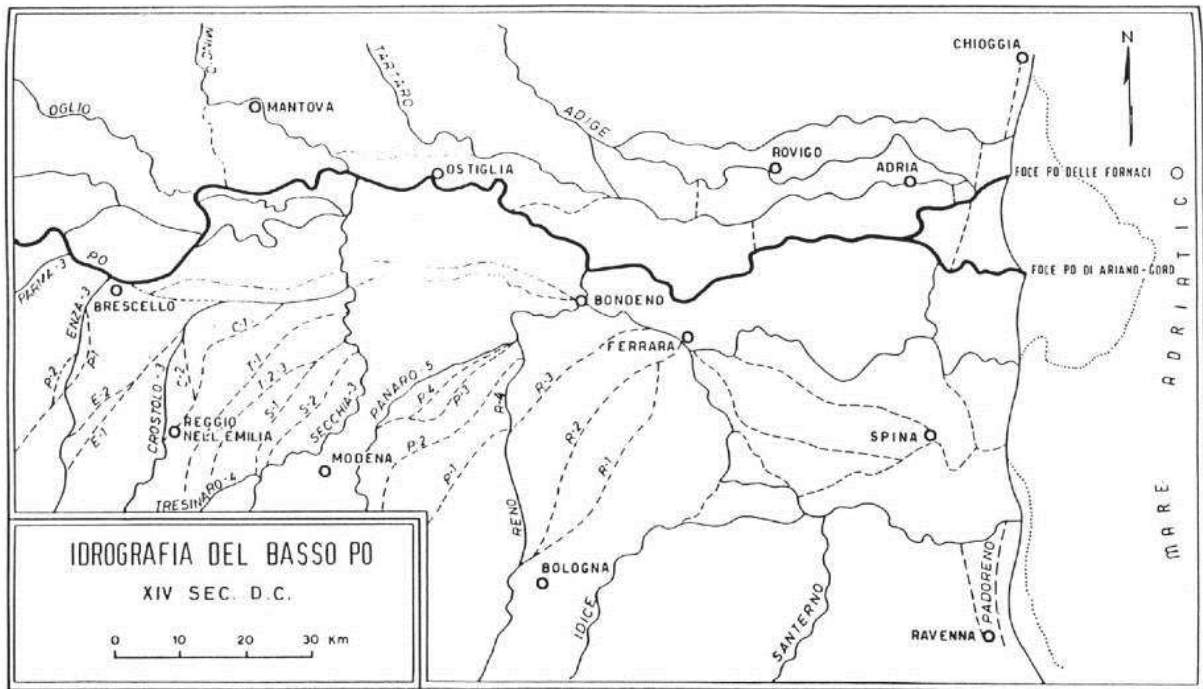


Fig. 2.9 – Schema riassuntivo dell'evoluzione delle diversioni fluviali nella Pianura Padana fino al 14° secolo (da Veggiani, 1985).

Va specificato che questo ragionamento è però valido solo fino all'epoca storica, in cui il forte impatto dell'attività antropica ha bypassato l'effetto delle sole cause naturali. A partire dal Neolitico (Bondesan et al, 1992), l'uomo si è insediato nelle vicinanze di corsi d'acqua utili alla sopravvivenza, ma dovendone allo stesso tempo subire gli effetti catastrofici come piene e alluvioni. Con l'aumentare delle capacità ingegneristiche, l'uomo ha spesso regimentato i corsi fluviali per le proprie esigenze abitative o di sfruttamento (Bondesan et al, 1992; Castaldini, 1989). Un esempio è il Fiume Reno che dal Medioevo ai primi dell'800 ha subito varie fasi di regimentazione e di variazione del suo percorso per evitare che le numerose piene e tracimazioni mettessero a repentaglio la salute delle vicine comunità (Veggiani, 1985; Bondesan et al, 1992). Questa fase di regimentazione dei corsi fluviali non ha però permesso alla parte più ribassata del territorio di compensare la subsidenza e la compattazione dei sedimenti tramite giustapposizione di corpi d'alveo successivi o sovrapposizione di successivi cicli di riempimento dei bacini di esondazione. L'effetto finale è quello di un territorio che vede le proprie aree più rilevate in corrispondenza di alvei attuali (pensili) o estinti (dossi) (Castaldini, 1989) (Fig. 2.10).

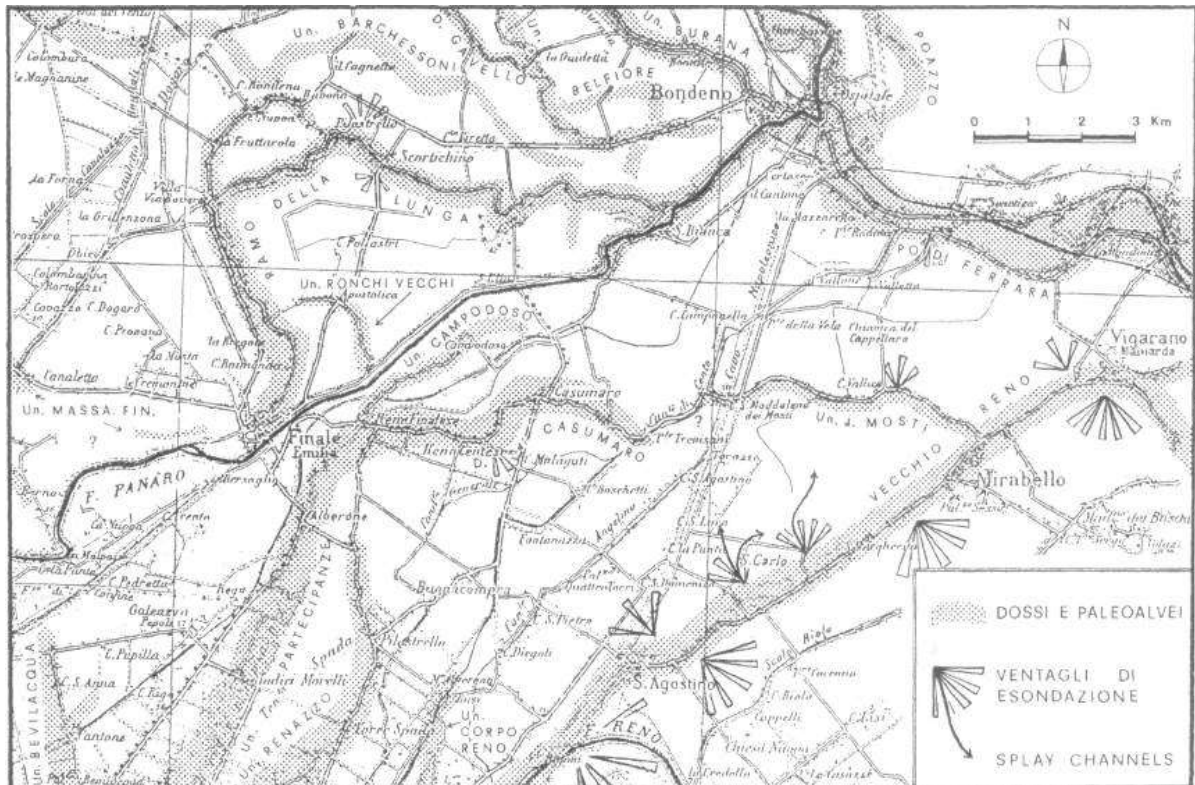


Fig. 2.10 – Principali strutture geomorfologiche dell’area tra Bondeno, Finale Emilia e Mirabello (provincia orientale di Ferrara) (da Bondesan et al, 1992).

2.3 Sismicità della Pianura Padana

La sismicità di un’area si evince dallo studio dell’attività sismica passata. Questa informazione è solitamente suddivisa in sismicità storica e strumentale. Nel caso della Pianura Padana, la prima ci permette di analizzare fenomeni risalenti anche a un migliaio di anni fa, ma con una scarsa accuratezza nella raccolta dati. La seconda racchiude gli eventi degli ultimi 20-30 anni, ma sfruttando tecnologie e conoscenze molto più avanzate. Così come descritto da Mantovani et al (2013), si analizzeranno prima gli eventi a partire dall’anno 1000 occorsi in Emilia-Romagna e dintorni, per poi orientarci sui dati strumentali più recenti.

Dall’analisi degli eventi a partire dall’anno 1000 (Rovida et al, 2011), si evince come la Pianura Padana non sia tra le regioni più sismiche d’Italia, avendo solo 26 eventi di magnitudo uguale o superiore a 5.5. Gli eventi di magnitudo superiore a 7, tipici di altre zone limitrofe come l’Umbria-Marche, sono totalmente assenti. Inoltre, la distribuzione spaziale dei terremoti è molto eterogenea, marcando una concentrazione prevalente nella zona romagnola rispetto al modenese e ferrarese. La maggior parte dei terremoti si concentra al piede delle Alpi e della catena appenninica, dal Parmense al Riminese, e in corrispondenza della Dorsale Ferrarese. A bassa sismicità risulta il settore del Piacentino. Tra gli eventi

principali ricordiamo il terremoto nel Veronese del 1117 con magnitudo stimata di 6.7, l'evento che colpì Ferrara nel 1570 con un mainshock stimato intorno al 5.5, e il terremoto di Argenta del 1624 di pari intensità (Camassi et al, 2012) (Fig. 2.11).

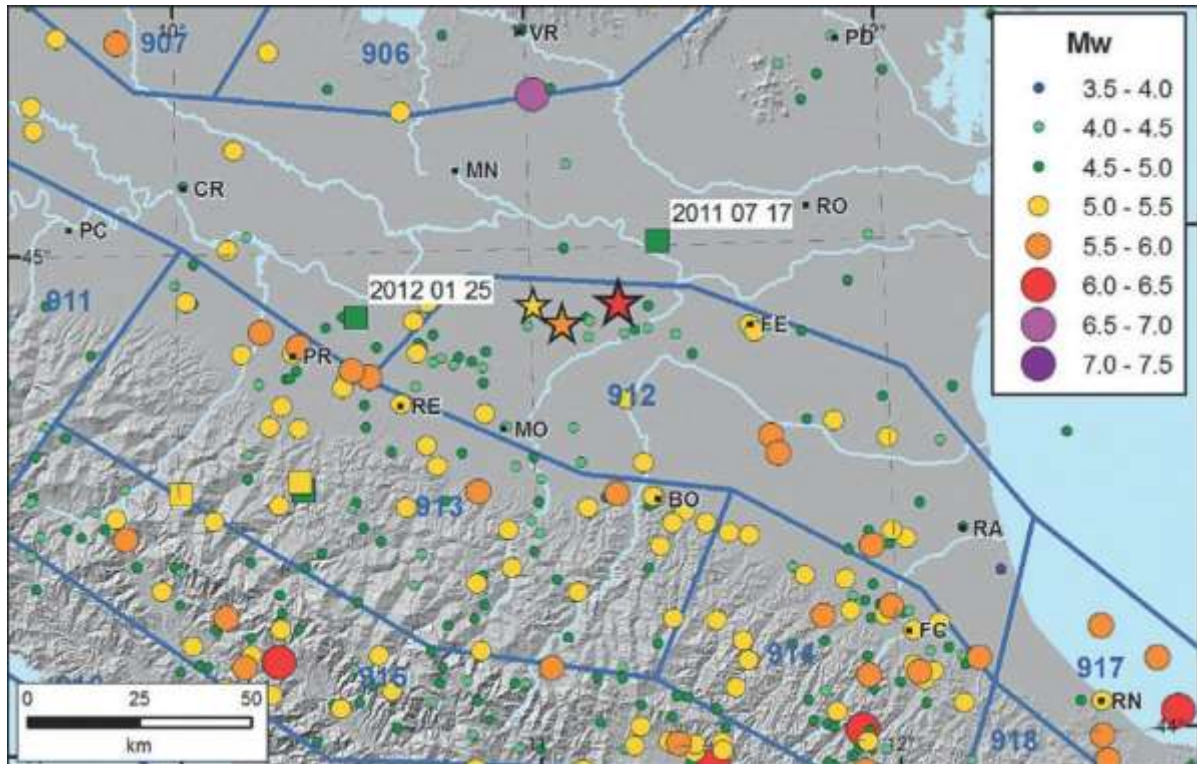


Fig. 2.11 – Sismicità della Pianura Padana tra l'anno 1000 e il 2006 e zone sismogenetiche (da Camassi et al, 2012). I quadrati indicano i terremoti del 17 Luglio 2011 e 25 Gennaio 2012. Le stelle rappresentano gli eventi principali del 20 e 29 Maggio 2012.

Va comunque considerato che la Pianura Padana aveva un aspetto completamente diverso fino a un paio di secoli fa. La densità abitativa era notevolmente inferiore all'attuale, considerato che l'area era prevalentemente costituita da boschi e paludi, soprattutto nel settore meridionale (Vannoli et al, 2014). Questo influenza la qualità e la quantità dei dati a nostra disposizione inerente l'attività sismica passata. La conoscenza degli eventi sismici del passato deriva da racconti e resoconti redatti da persone che hanno avvertito il terremoto o ne sono stati danneggiati, fornendo valutazioni spesso soggettive o elencando dettagli spesso non totalmente verificabili. Pertanto, ad esempio, eventi sismici di magnitudo elevata avvenuti in zone paludose lontane dai centri abitati, produrrebbero danni limitati e verrebbero avvertiti come "deboli" dalla popolazione e come tali riportati nei resoconti. Con l'analisi della sismicità strumentale, invece, a partire dagli anni '80 possiamo considerare anche eventi di bassa o bassissima magnitudo secondo criteri oggettivi e misurazioni puntuali e precise (Mantovani et al, 2013). Anche questo database ci conferma un'attività sismica prevalentemente concentrata lungo le catene alpina e appenninica e le pieghe

ferraresi (Fig. 2.12). Il fatto che le pieghe emiliane non presentino lo stesso grado di attività suggerisce che per il periodo considerato la parte ferrarese della catena a thrusts è stata sottoposta a un regime tettonico compressivo più intenso rispetto alla porzione emiliana. Analizzando la profondità degli ipocentri si evince come questi tendano ad approfondirsi spostandosi dalla dorsale ferrarese verso il dominio toscano, passando da ipocentri non superiori ai 15 km nel settore orientale a eventi vicini ai 50 km di profondità nell'appennino pistoiese. In ultimo, le zone del Bolognese e Riminese presentano una sismicità strumentale molto lieve indipendentemente dalla profondità.

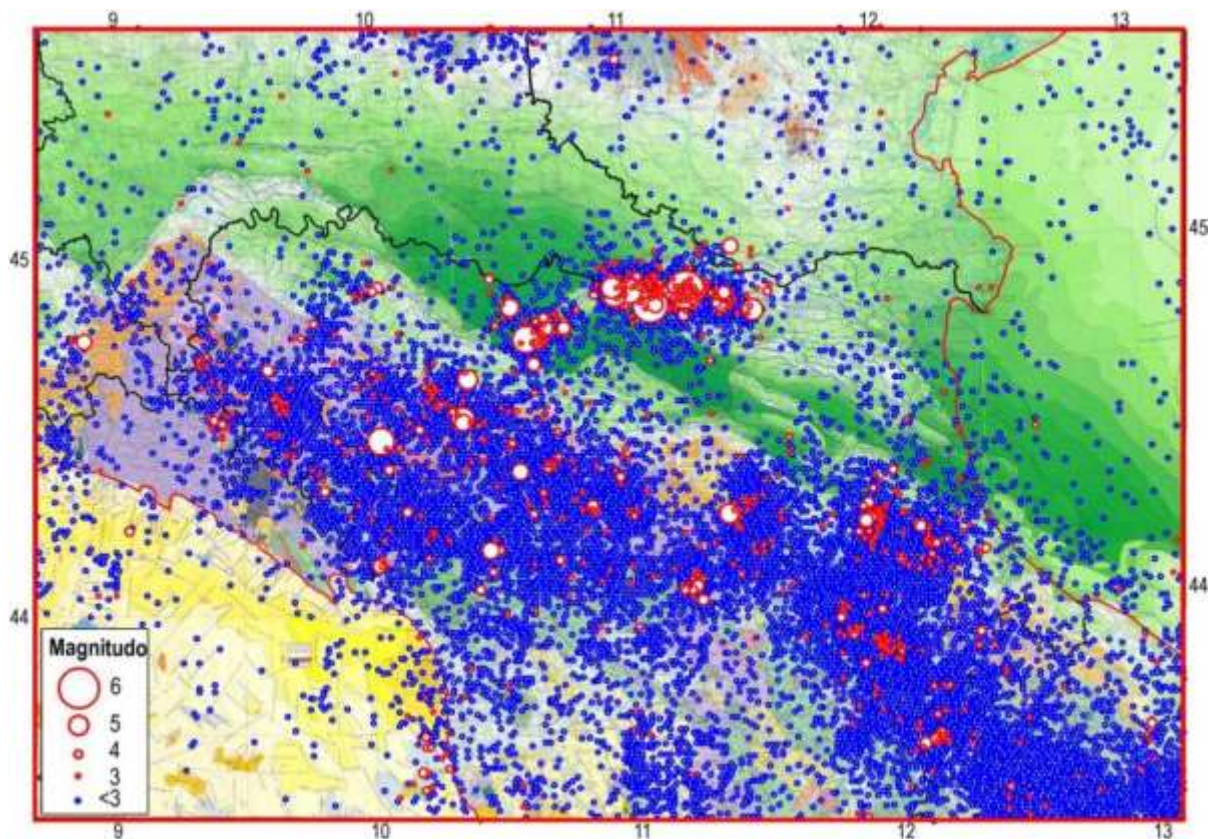


Fig. 2.12 – Distribuzione delle scosse strumentali avvenute nel periodo 1981-2012 in Emilia-Romagna e dintorni, riportate sulla Carta Strutturale d'Italia (Bigi et al, 1992). Da Mantovani et al (2013).

L'attività sismica mostra una direzione di raccorciamento generalmente compresa tra NNE-SSO e NNO-SSE, in accordo con i dati derivati da evidenze neotettoniche e analisi di pozzi profondi (Montone & Mariucci, 1999), lasciando intendere che il campo compressivo nella Pianura Padana non abbia subito particolari variazioni dal Pleistocene medio. Lo stesso dicasi per la parte interna della catena, nonostante la ridotta disponibilità di dati relativi ai meccanismi focali (Mantovani et al, 2013).

L'INGV ha lavorato fin dal 2000 per classificare le sorgenti sismogenetiche del nostro territorio e aree circostanti unendo le informazioni derivanti da vari studi inerenti faglie

attive, studi paleosismologici e dati storiografici (Basili et al, 2008). Il risultato è il *Database delle Sorgenti Sismogenetiche Italiane* (DISS Working Group, 2010; Basili et al, 2008) che racchiude tutte le sorgenti sismogenetiche conosciute sul territorio italiano, classificandole singolarmente (ISS - *Sorgenti Individuali*) in caso di faglie attive capaci di rilasciare lo stress accumulato sotto forma di eventi sismici o per aree (CSS - *Sorgenti Composite*) tramite raggruppamenti delle prime secondo criteri geometrici e sismologici (Burrato et al, 2008; Kastelic et al, 2013). Ad esempio, secondo questa raccolta la Dorsale Ferrarese può essere suddivisa in cinque sorgenti composite: ITCS049, Reggio Emilia–Rolo; ITCS051, Novi–Poggio Renatico; ITCS012, Malalbergo–Ravenna; ITCS011, Mordano–Guarniera; ITCS050, Poggio Rusco–Migliarino. Tale suddivisione è operata sulla base di dati geologici, geomorfologici e sismologici (Camassi et al, 2012). Ulteriori informazioni e approfondimenti sono disponibili sul sito del database (<http://diss.rm.ingv.it/dissNet/>).

Dall’analisi di questi dati è stata ricavata la classificazione sismica del territorio italiano (DPC, 2014) (Fig. 2.13) che divide la penisola in 4 classi di pericolosità sismica, in base ai valori di accelerazione al suolo (PGA – Peak Ground Acceleration) attesi (Fig. 2.14), per frequenza e intensità degli eventi. Questa informazione viene utilizzata anche all’interno dei criteri per le nuove costruzioni (NTC, 2008), i quali prevedono indagini più o meno approfondite e differenti criteri costruttivi sulla base della pericolosità sismica di una determinata area (Paolini et al, 2012).



Fig. 2.13 – Classificazione sismica del Nord Italia al 2015 (da Dipartimento della Protezione Civile, 2015).

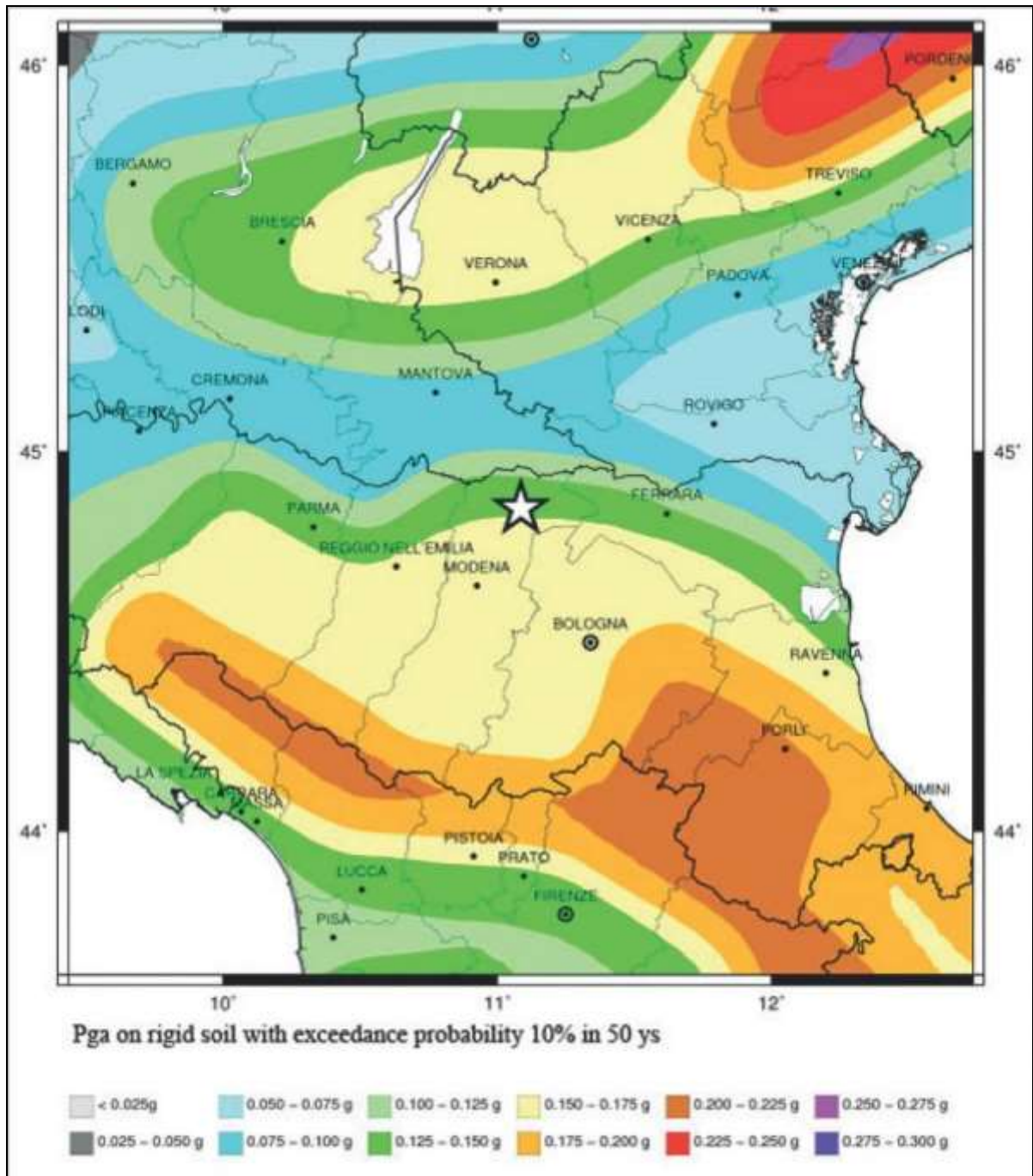


Fig. 2.14 – Mappa delle accelerazioni al suolo (PGA) del Nord Italia (da Paolini et al, 2012).

3. Sequenza sismica emiliana del Maggio-Giugno 2012

3.1 Evoluzione della sequenza sismica

La sequenza sismica emiliana del 2012 ha inizio alla fine di Maggio e si protrae con più di 2400 repliche, di intensità variabile, per tutto il seguente mese di Giugno colpendo il settore centrale della Pianura Padana compreso tra gli abitati di Ferrara, Modena e Mantova, caratterizzato da aree densamente popolate e ampie aree coltivate (Fig. 3.1).

I ripetuti terremoti causano decine di morti e centinaia di feriti, lasciando migliaia di persone senza casa, con importanti ripercussioni sull'economia locale (Scisciani & Pizzi, 2012) e causando danni ingenti ai beni artistici, produttivi e industriali (EMERGEO Working Group, 2012). Le due scosse principali del 20 e 29 Maggio sono state avvertite in un'ampia area compresa tra l'Italia centro-settentrionale, la Francia sud-orientale, la Germania meridionale e la Croazia (QUEST report, 2012).

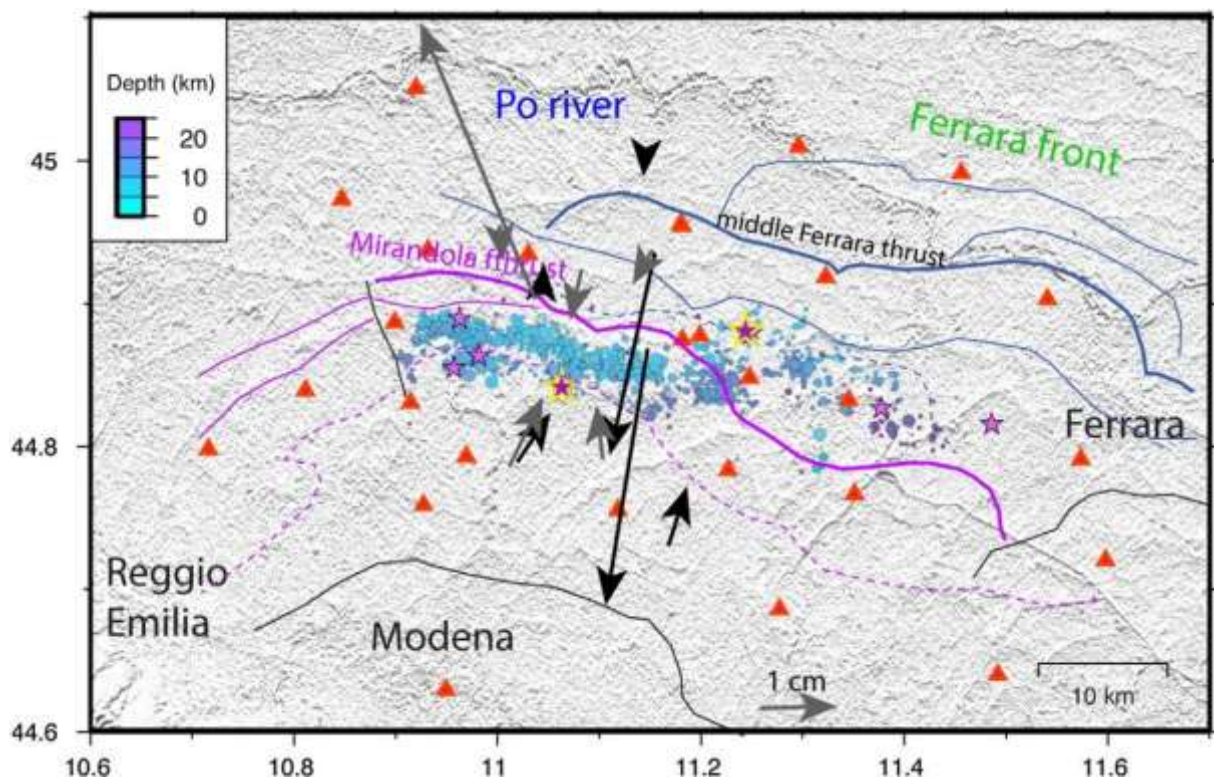


Fig. 3.1 – Epicentri della sequenza sismica emiliana del 2012 (da Chiarabba et al, 2014). Le stelle viola corrispondono a terremoti di magnitudo superiore a 5; le stelle viola dal contorno giallo corrispondono alle due scosse principali; il raggio dei cerchi è proporzionale alla magnitudo dell'evento e il colore indica la profondità ipocentrale (vedi scala in figura). I triangoli rossi indicano le stazioni della Rete Sismica Nazionale. Le strutture tettoniche corrispondono ai thrust dei sistemi di Ferrara, Mirandola e Pede-Appenninico. I sistemi esterni di Ferrara e Mirandola sono, rispettivamente, disegnati in blu e viola. Le linee più spesse corrispondono al thrust centrale di Ferrara e quello di Mirandola interessati dalle due scosse principali. Le frecce nere e grigie mostrano, rispettivamente, lo spostamento orizzontale dopo i sismi del 20 e 29 Maggio.

La sequenza sismica ha inizio il 20 Maggio 2012 (02:03:53 UTC) con una scossa di magnitudo Mw 5.9, a 6.3 km di profondità, con epicentro circa 30 km a Ovest della città di Ferrara nei pressi di Finale Emilia, anticipata poche ore prima da una scossa di magnitudo Mw 4.0 con un ipocentro ravvicinato (Lo Presti et al, 2012; Malagnini et al, 2012). Le repliche successive spostano l'attività sismica verso Est con almeno 15 eventi di magnitudo compresa tra 4.0 e 5.1, per poi diminuire di intensità e numero e spostarsi verso OSO in direzione della provincia di Modena. Il 29 Maggio (07:00:03 UTC) una scossa di magnitudo Mw 5.8, a 10.2 km di profondità, in località Medolla, circa 12 km a SO del primo evento principale, segna lo spostamento dell'attività sismica verso Ovest (ISPRA report, 2012; Lo Presti et al, 2012; Scisciani & Pizzi, 2012; Chiarabba et al, 2014). Nelle 4 ore successive si registrano 10 repliche di intensità compresa tra 4.0 e 5.2. Solo in questa area, fino alla fine di Giugno si verificano circa 100 eventi di magnitudo superiore a 3, di cui 3 compresi tra 5.1 e 5.3 (Scisciani & Pizzi, 2012). Dopo la scossa del 29 Maggio, la sequenza ha continuato a migrare verso Ovest con altri 3 eventi di magnitudo superiore a Mw 5.0 fino al 3 Giugno (ISPRA report, 2012; Chiarabba et al, 2014). Gli epicentri sono concentrati in un'area lunga circa 50 km e ampia 10-15 km orientata circa E-O; gli ipocentri sono prevalentemente localizzati intorno ai 10 km di profondità, con picchi di poco superiori ai 20 km (Lo Presti et al, 2012; Michetti et al, 2012).

La sequenza sismica emiliana ha attivato le propaggini sepolte dell'Appennino settentrionale, note come Dorsale Ferrarese (Pieri & Groppi, 1981)(§ Cap. 1). Tale struttura è composta da una serie di pieghe e sovrascorrimenti ciechi a vergenza nord-orientale, sepolti da una coltre di sedimenti Plio-Quaternari di spessore variabile. L'arco Ferrarese è costituito da due sistemi riferibili a due anticlinali principali: il sistema di Ferrara a Nord-Est con strutture orientate ONO-ESE, e il sistema di Mirandola a Sud-Ovest con strutture che, da Ovest verso Est, variano in direzione da O-E a NO-SE (Mantovani et al, 2013; Govoni et al, 2014). Il movimento di questi sovrascorrimenti ha innescato la sequenza del 2012 attivando un segmento lungo 50 km; i meccanismi focali relativi alla sequenza indicano valori di raccorciamento massimo (Maximum Shortening - Shmax d'ora in avanti) perpendicolari al fronte dei thrust (Burrato et al, 2012; Govoni et al, 2014) (Fig. 3.2).

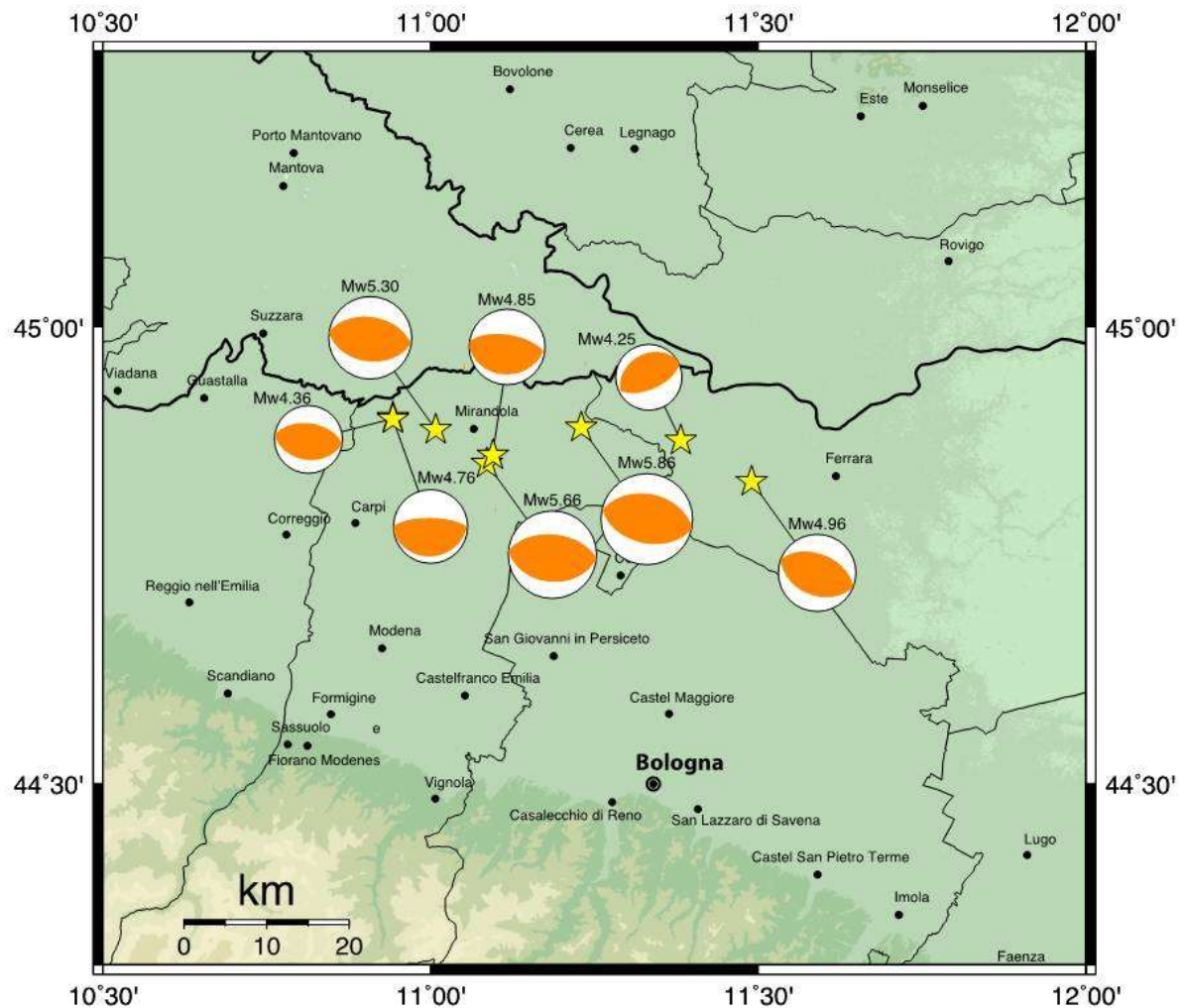


Fig. 3.2 – Meccanismi focali e magnitudo momento (Mw) dei terremoti principali della sequenza emiliana del 2012 (MI>4.5) (da INGV Terremoti, 2012). Le stelle gialle indicano gli epicentri dei terremoti. La posizione periferica dei settori bianchi indica che ci si trova davanti a meccanismi con compressione orizzontale orientata in direzione circa Nord-Sud.

La collocazione degli ipocentri risente delle differenti interpretazioni dei dati di sottosuolo. Molto spesso profili sismici acquisiti in posizioni ravvicinate, o addirittura lo stesso profilo, possono avere interpretazioni sostanzialmente divergenti. È questo il caso quando si analizzano le ipotesi riguardo la prosecuzione in profondità dei thrust della Dorsale Ferrarese. Le interpretazioni si dividono tra il considerare il basamento alla base dei depositi Mesozoici come coinvolto (Boccaletti et al, 2011; Fantoni & Franciosi, 2008, 2010; Picotti & Pazzaglia, 2008; Toscani et al, 2009) o non coinvolto (Carminati et al, 2010) nella deformazione causata dai thrust sepolti (Carannante et al, 2015). Di conseguenza, i modelli che mettono in relazione l'attività tettonica con la sismicità dell'area differiscono anch'essi. Nel caso della sequenza sismica emiliana l'interpretazione che vede il basamento non coinvolto ha avuto maggiore sostegno da parte della comunità scientifica (Burrato et al, 2012; Galli et al, 2012; Govoni et al, 2014; Malagnini et al, 2012; Tizzani et al, 2013),

probabilmente a causa della collocazione favorevole del profilo sismico utilizzato da Carminati et al (2010) a cavallo della zona epicentrale (Carannante et al, 2015). Galli et al (2000) identificano l'ipocentro del sisma lungo la prosecuzione, in profondità, di uno dei sovrascorrimenti appartenenti alla Dorsale Ferrarese, all'interno dei sedimenti Triassico-Cretacei, ben al di sopra del basamento magnetico (Fig. 3.3a); la scossa del 29 Maggio, invece, sarebbe da localizzare lungo il thrust basale al di sotto dell'alto strutturale di Mirandola, alla base dei sedimenti mesozoici (Fig. 3.3b). Per Lavecchia et al (2012), la scossa del 20 Maggio 2012 sarebbe da attribuire al thrust basale, orientato circa ONO-ESE, dell'anticlinale di Ferrara; mentre l'evento del 29 Maggio sarebbe invece dovuto al thrust basale dell'anticlinale di Mirandola, essendo l'ipocentro traslato di alcuni chilometri a ONO rispetto alla direzione del thrust e verso SSO secondo l'immersione.

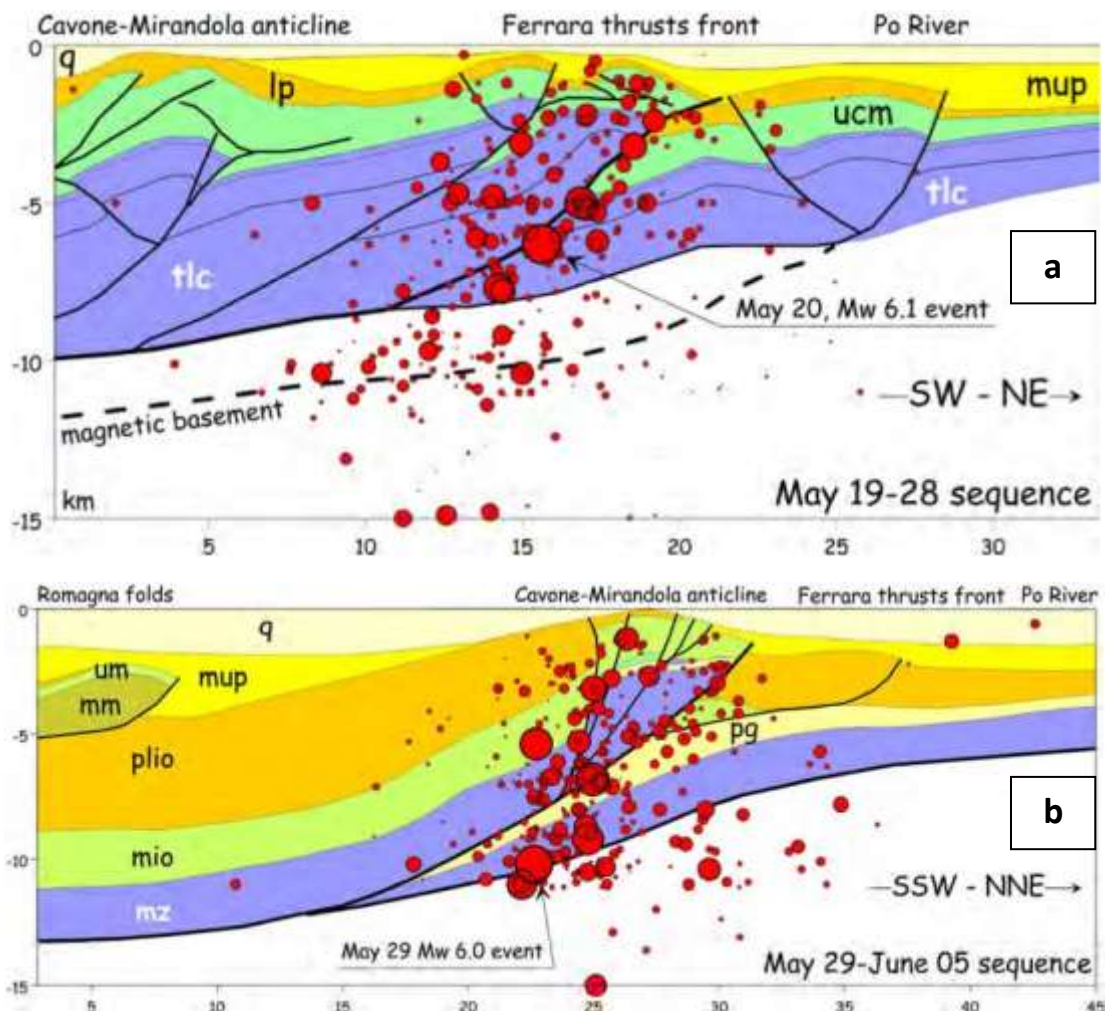
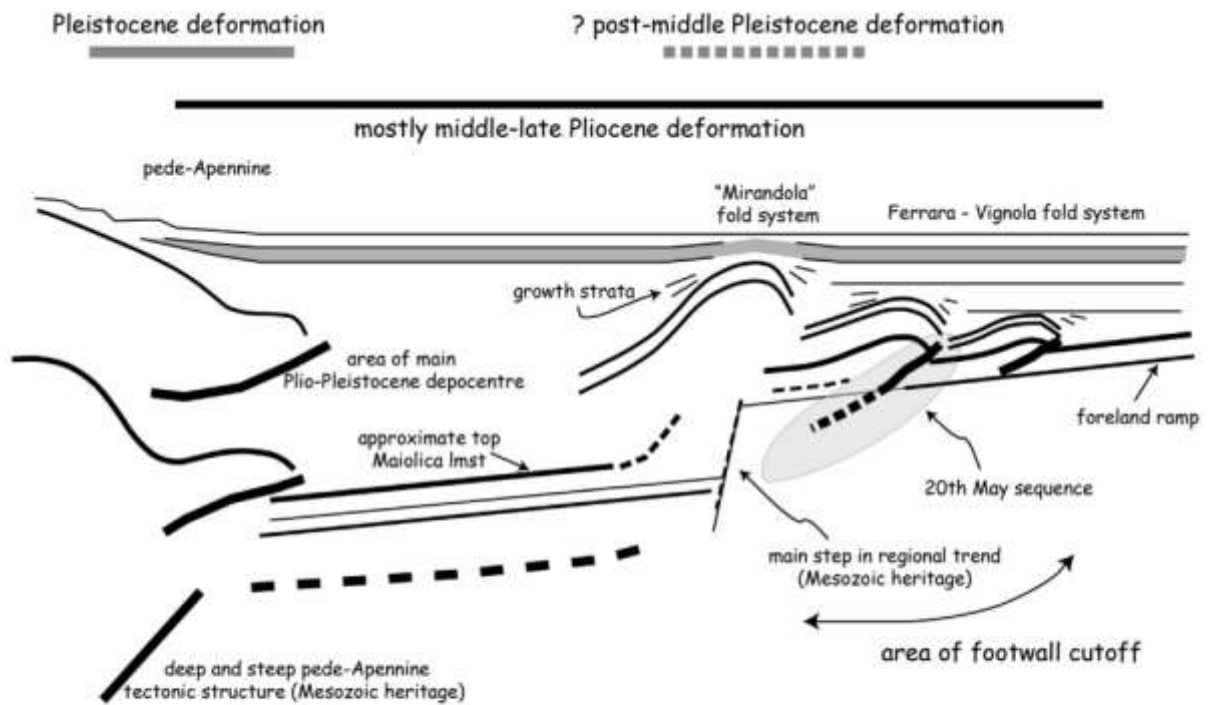


Fig. 3.3 – Sezioni geologiche attraverso i fronti di Cavone-Mirandola e quello esterno di Ferrara (da Galli et al, 2012). (a) La scossa principale del 20 Maggio e la sequenza sismica successiva si collocano interamente lungo il fronte del thrust di Ferrara. q, Quaternario; mup, Pliocene medio-superiore; lp, Pliocene inferiore; ucm, Cretaceo superiore-Miocene; tlc, Triassico-Cretaceo inferiore. (b) La scossa principale del 29 Maggio e la sequenza sismica successiva si collocano lungo il thrust frontale dell'anticlinale di Mirandola e/o il thrust basale. q, Quaternario; mup, Pliocene medio-superiore; plio, Pliocene; um, Miocene superiore; mm, Miocene medio; mio, Miocene; mz, Mesozoico.

Studi più recenti (Govoni et al, 2014) si sono occupati di rilocalizzare gli aftershocks della sequenza emiliana in modo da ottenere dati più precisi sulle sorgenti sismogenetiche. I risultati indicano due distinte strutture responsabili dei 2 shock principali del 20 e 29 Maggio, disposte in *échelon* con pendenza in graduale diminuzione andando da Ovest (70°) a Est (45°). Questo cambio di pendenza avviene al margine occidentale della zona interessata dagli aftershocks dopo la scossa del 20 Maggio, luogo in cui è anche avvenuto il secondo mainshock del 29 Maggio. Lo studio degli aftershock mostra come la sismicità si sia spostata verso Est dopo la scossa del 20 Maggio lungo strutture a basso angolo, per poi muoversi verso Ovest dopo la scossa del 29 Maggio seguendo strutture ad alto angolo, confermando quindi il coinvolgimento di almeno due strutture indipendenti (Govoni et al, 2014). In dettaglio, l'evento del 20 Maggio è attribuibile a un singolo segmento di faglia a basso angolo, mentre la spiegazione più efficiente riguardo la sorgente dell'evento del 29 Maggio coinvolge tre segmenti di faglia a pendenza variabile secondo una geometria listrica (Tizzani et al, 2013; Govoni et al, 2014). In ultimo, Carannante et al (2015) propone che la sequenza emiliana sia conseguenza dell'attivazione di un sistema deformativo più profondo che coinvolge il basamento tramite riattivazione di faglie estensionali Mesozoiche. Le faglie estensionali sono facilmente identificabili nei profili sismici tramite un "gradino" marcato e continuo nei sedimenti carbonatici mesozoici lungo tutta l'area interessata dallo sciame sismico del 2012. Mentre la sismicità del 29 Maggio risulta concentrata lungo questo gradino, la sismicità del 20 Maggio sembra diramarsi dalla faglia mesozoica originaria seguendo una *shortcut fault* nel footwall della faglia estensionale (Fig. 3.4).

a) May 20, 2012, mainshock



b) May 29, 2012, mainshock

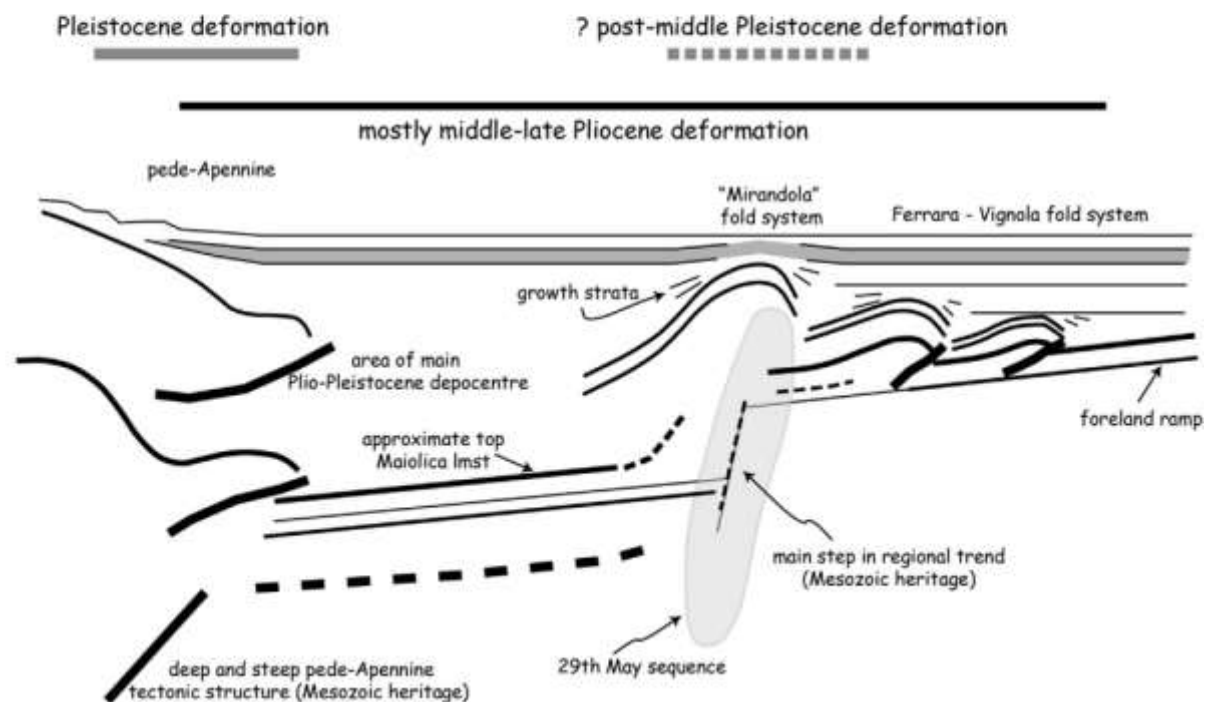


Fig. 3.4 – Sezioni geologiche interpretative delle scosse del 20 e 29 Maggio 2012 (da Carannante et al, 2015). (a) Per la scossa del 20 Maggio, la frattura avviene lungo una faglia localizzata lungo il footwall di una faglia estensionale mesozoica. (b) Per la scossa del 29 Maggio, la sismicità concentrata lungo una faglia mesozoica indica la riattivazione di un sistema deformativo recente (post Pliocene medio), più profondo del sistema di thrust del Pliocene.

Indicazioni sull'attività recente di questa struttura derivano: dal ridotto spessore dei sedimenti quaternari al di sopra delle anticlinali sepolte (Boccaletti et al, 1985; Scrocca et al, 2007; Toscani et al, 2009); dal controllo sulla topografia e il reticolo idrografico esercitato da thrust e pieghe (Burrato et al, 2003; 2012; Galadini et al, 2012); dal raccorciamento lungo la catena appenninica, al tasso di 2mm/anno, derivato da dati GPS (Devoti et al, 2011); dall'attività sismica storica e strumentale che mostra meccanismi focali compressivi diretti circa N-S (CPTI Working Group, 2011; Pondrelli et al, 2006) e dai valori di S_{max} misurati in pozzo orientati circa paralleli ai trend dei sovrascorrimenti (Montone et al, 2012; Scisciani & Pizzi, 2012). I dati sui meccanismi focali inerenti l'attività sismica precedente a quella del 2012 (1988-1995) forniscono indicazioni di un'attività sismica generata da movimenti di strike-slip e thrust secondo piani di compressione orientati circa NO-SE e, subordinatamente, NE-SO (Montone & Mariucci, 1999). I due eventi principali del 2012, così come gran parte della sequenza, mostrano una compressione diretta NNE-SSO con meccanismi focali che indicano una cinematica compressiva secondo piani orientati circa E-O (Pondrelli et al, 2012; Scognamiglio et al, 2012; Alessio et al, 2013), in accordo col regime tettonico dell'area che mostra una compressione orizzontale circa N-S secondo quanto indicato dai dati di stress attuale (Montone et al, 2012) e il campo di velocità stimato dai dati GPS (Devoti et al, 2011; Alessio et al, 2013).

Secondo il Database delle Sorgenti Sismogenetiche (Basili et al, 2008; DISS Working Group, 2010), i terremoti della sequenza del 2012 sono stati attribuiti alle sorgenti composite denominate ITCS051 – *Novi-Poggio Renatico* per la scossa di Mirandola e ITCS050 – *Poggio Rusco-Migliarino* per la scossa di Ferrara, tutte sorgenti caratterizzate da cinematica inversa, basso angolo di inclinazione e slip-rates relativamente bassi (0,1-0,5 mm/anno) (Camassi et al, 2012; Mazzoli et al, 2015). A questo elenco si aggiungono le sorgenti individuali ITIS090 – *Ferrara* (associata al terremoto di Ferrara del 1570) e ITIS107 – *Mirandola* (non associata ad alcun terremoto ma ipotizzata sulla base del rapporto tettonica/drenaggio superficiale) (Camassi et al, 2012) (Fig. 3.5).

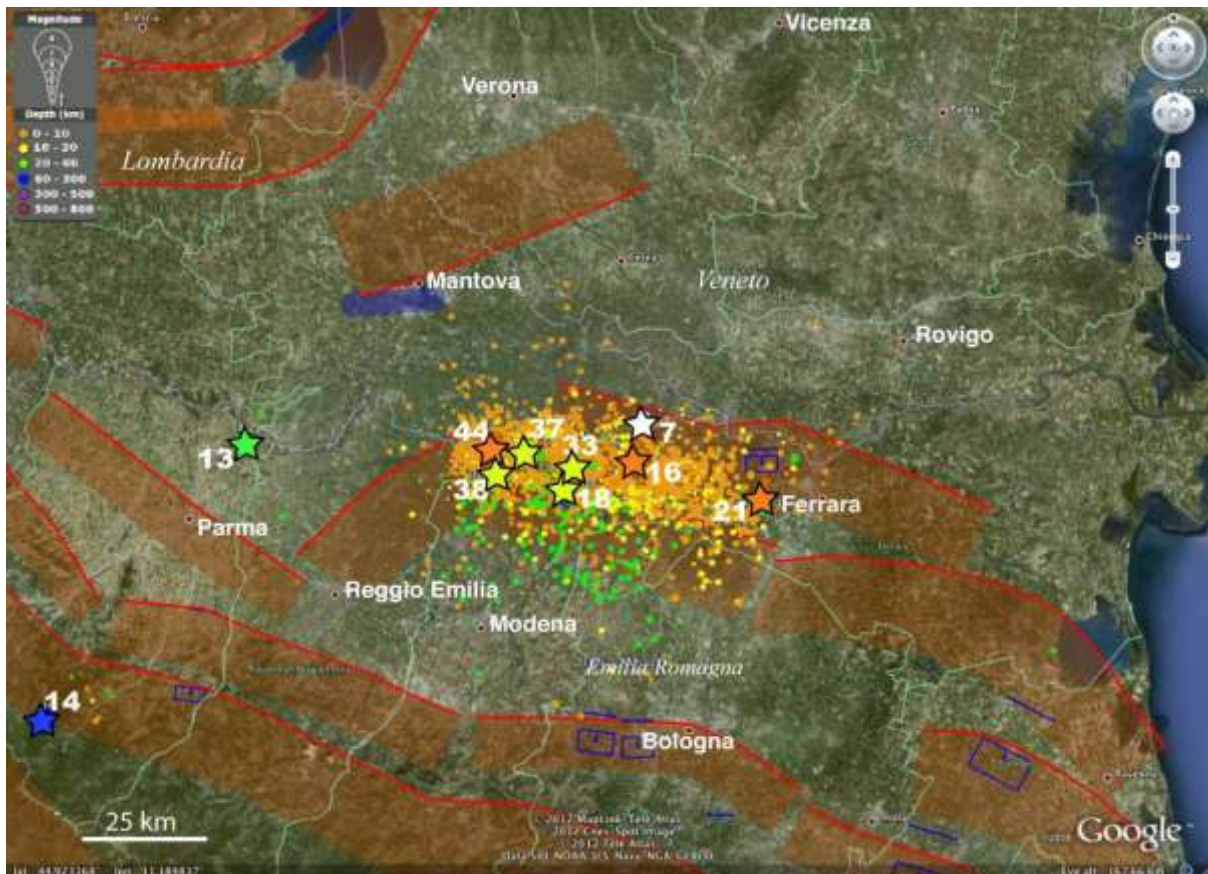


Fig. 3.5 – Mappa della sismicità strumentale (cerchi e stelle) della Pianura Padana, dal 1 Maggio 2012 al 16 Luglio 2012 (da Saraò & Peruzza, 2012). Le stelle corrispondono a eventi di magnitudo superiore a 4.6. Le aree arancioni rappresentano le sorgenti composite come descritte nel DISS; le aree in blu rappresentano le sorgenti individuali.

Dati storici (Rovida et al, 2011) e strumentali (ISIDE database) mostrano un'attività sismica ridotta perlopiù concentrata in corrispondenza della catena nord-appenninica e del fronte dei thrust, con l'evento più importante registrato essere il terremoto di Ferrara del 1570 di magnitudo M_w 5.5, con una sequenza sismica durata circa 2 anni (Montone & Mariucci, 1999; Lo Presti et al, 2012; QUEST report, 2012). Come esempio delle informazioni desumibili sulla sismicità dell'area dai dati storici relativi ai terremoti del passato, forniamo i dati raccolti su alcuni dei terremoti principali di cui si ha notizia.

L'evento più importante per le similitudini mostrate con la sequenza del 2012 e la quasi coincidenza delle aree epicentrali, è il terremoto di Ferrara del 1570. La sequenza sismica ebbe il suo culmine il 17 Novembre 1570 e proseguì con ripetute scosse per quasi 2 anni, causando danni ingenti in città e aree circostanti. Le fonti dell'epoca, soprattutto redatte da diplomatici ed eruditi, individuano subito nella vulnerabilità degli edifici la causa principale delle devastazioni. A causa delle repliche intense e ripetute gran parte della popolazione fu costretta ad andarsene. Tra gli effetti dei terremoti si riportano episodi di liquefazione del terreno, intorbidamento delle acque e morie di pesci. Nonostante la grande mole di

materiale a disposizione, si considera la stima della magnitudo assegnata (M_w 5.5 \pm 0.25) ancora incerta (Camassi et al, 2012; Albarello et al, 2013).

Altro evento significativo è il terremoto di Argenta del 19 Marzo 1624 di intensità M_w 5.5 \pm 0.49 che causò danni importanti in città. Le lesioni interessarono chiese, monumenti, mura di cinta e abitazioni, e i crolli causarono decine di morti. Tra gli effetti ricordiamo l'innalzamento del livello dell'acqua nei pozzi, spaccature nei terreni e fenomeni di liquefazione (Camassi et al, 2012; Castelli et al, 2012).

Nell'area altri eventi di magnitudo compresa tra 5 e 5.5, si susseguirono tra il Seicento e il Novecento, come il terremoto di Reggio Emilia del 15 Ottobre 1996 a cui si assegna una magnitudo M_w 5.4 \pm 0.09. In seguito l'attività sismica è stata moderata con eventi a bassa intensità e/o elevata profondità che hanno causato pochi o nessun danno, fino alla sequenza del 2012 (Camassi et al, 2012; Albarello et al, 2013). E' comunque da specificare che tali informazioni storiche risentono della presenza in quel settore della pianura della città di Ferrara come centro di importanza culturale e commerciale. I territori limitrofi pertanto potrebbero mancare di adeguate trasposizioni scritte degli eventi inficiando la risoluzione delle informazioni a noi giunte, quantomeno prima del 1570. Cionondimeno, le informazioni in nostro possesso permettevano di prefigurare quanto poi accaduto nel 2012, in termini di intensità del fenomeno, di estensione dell'area epicentrale e in previsione degli effetti secondari (Albarello et al, 2013).

3.2 Geologia e geomorfologia dell'area

L'attività tettonica della catena appenninica che disloca i sedimenti Mesozoici, deforma anche la coltre sedimentaria Plio-Quaternaria, influenzando le pendenze generali della superficie e, di conseguenza, il reticolo idrografico della regione. In questo settore, la copertura sedimentaria dei sedimenti torbiditici Plio-Pleistocenici e di quelli alluvionali tardo Quaternari, è compresa tra i 6 km nei depocentri e poco meno di 100 m in corrispondenza delle anticlinali (Mantovani et al, 2013) (§ Cap. 1). Il Sistema a Pieghe e Thrust Ferrarese è generalmente suddiviso in Dorsale Ferrarese, più esterna e con andamento circa ONO-ESE, e Alto Strutturale del Cavone, più interno e con andamento NE-SO. Tra la Dorsale e il Margine pedeappenninico modenese-bolognese si trova la sinforme del Bacino di Carpi-Cento, caratterizzata da una spessa copertura Plio-Quaternaria. Il substrato pre-pliocenico, invece, risulta sollevato in corrispondenza della Dorsale. È plausibile che le porzioni più sollevate dell'alto strutturale siano emerse nel Pleistocene, in corrispondenza di una copertura

cenozoica ridotta o assente. Allo stesso tempo le tracce di attività tettonica che interessano i sedimenti quaternari sono scarse, a testimonianza che le faglie inverse sismogenetiche sono sepolte (Mantovani et al, 2013).

L'area interessata dal sisma è un settore pianeggiante rilevato solo pochi metri al di sopra del livello del mare (fra 5 e 30 m s.l.m.) e fortemente influenzato dalla presenza in profondità del Sistema Ferrarese. L'assetto altimetrico è la risultante dell'evoluzione della rete idrografica, della subsidenza naturale e dell'intervento dell'uomo sul territorio. Ne risulta un panorama costituito da fasce di terreno altimetricamente più elevate (dossi) attribuibili ad alvei fluviali abbandonati e aree depresse (valli) tra percorsi fluviali attuali ed estinti corrispondenti a zone di esondazione (Castaldini, 1989).

L'analisi dell'antico reticolo idrografico fornisce indicazioni sull'evoluzione dell'idrografia in risposta all'attività tettonica e all'influenza antropica (Fig. 3.6). I depositi superficiali prevalentemente limosi e argillosi sono ampiamente diffusi, mentre quelli prevalentemente sabbiosi presentano una distribuzione a lenti allungate, prodotto della paleoidrografia. Tra i fiumi Reno e Panaro e ai lati del Fiume Secchia sono presenti depositi sabbiosi allungati diretti SSO-NNE. I paleoalvei dei fiumi Secchia, Panaro e Reno presentano una direzione SSO-NNE a Sud di Finale Emilia per poi passare a una direzione O-E nel settore settentrionale. Quelli del Fiume Po invece mantengono una direzione generale O-E. Questo indica che gli affluenti di destra del Fiume Po correvano parallelamente a esso nell'ultimo tratto prima di immettersi.

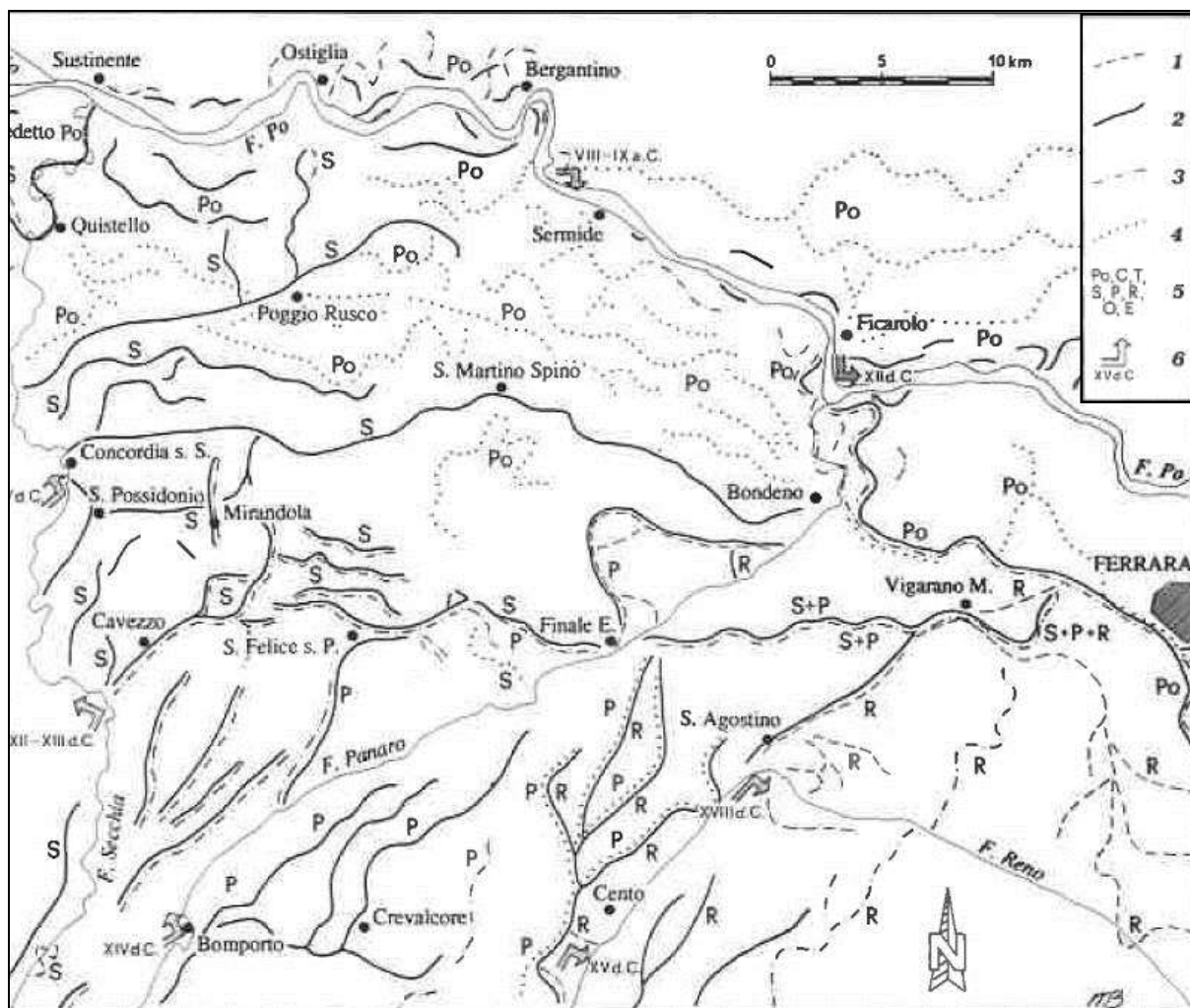


Fig. 3.6 – Estratto della carta dei paleoalvei dell'area di pianura compresa tra Reggio Emilia, Cento e il Fiume Po (da Castaldini et al, 1992). 1) paleoalveo di età moderna; 2) paleoalveo di età medievale; 3) paleoalveo di età romana; 4) paleoalveo dell'età del Bronzo; 5) sigle dei paleoalvei: Po = Po, E = Enza, C = Crostolo, T = Tresinaro, S = Secchia, P = Panaro, R = Reno, O = Oglio. Senza sigla: paleoalveo di secondaria importanza o non sicuramente riferibile; 6) principali deviazioni fluviali con indicazione dell'età.

Tra i dossi presenti ricordiamo il dosso del Gavello, orientato O-E tra Quarantoli e Gavello di Ferrara, e alto 2-3 metri rispetto alla pianura circostante per poi diminuire di altezza ed esaurirsi prima di Bondeno, località che nel tempo è stata zona di passaggio di Po e Secchia, e il Ramo della Lunga a Nord di Finale Emilia, 5-6 metri più alto della pianura circostante, in passato corrispondente a un alveo del Panaro e ora è in parte attivo come convogliatore del Canale Diversivo di Burana. Il dosso di S. Agostino o Reno Vecchio che collega S. Agostino con Mirabello e Vigarano Mainarda con andamento SO-NE, si eleva 3-4 metri rispetto alle campagne circostanti. Nonostante la forte antropizzazione di questo dosso sono ancora riconoscibili l'alveo di magra, le aree golenali e le arginature. Altrettanto importante è il Dosso di Cento, che verso Nord si dirama in ulteriori dossi; questi, in passato, hanno ospitato il corso dei fiumi Secchia, Panaro e Reno. In particolare il Dosso del Casumaro, tuttora ben rilevato rispetto alle campagne circostanti, rappresenta il tratto comune di Secchia e Panaro

prima di immettersi nel Po a Ferrara; da esso si diramano altri tratti dello stesso corso sotto forma di alvei sepolti (Castaldini & Raimondi, 1985) (Fig. 3.7).

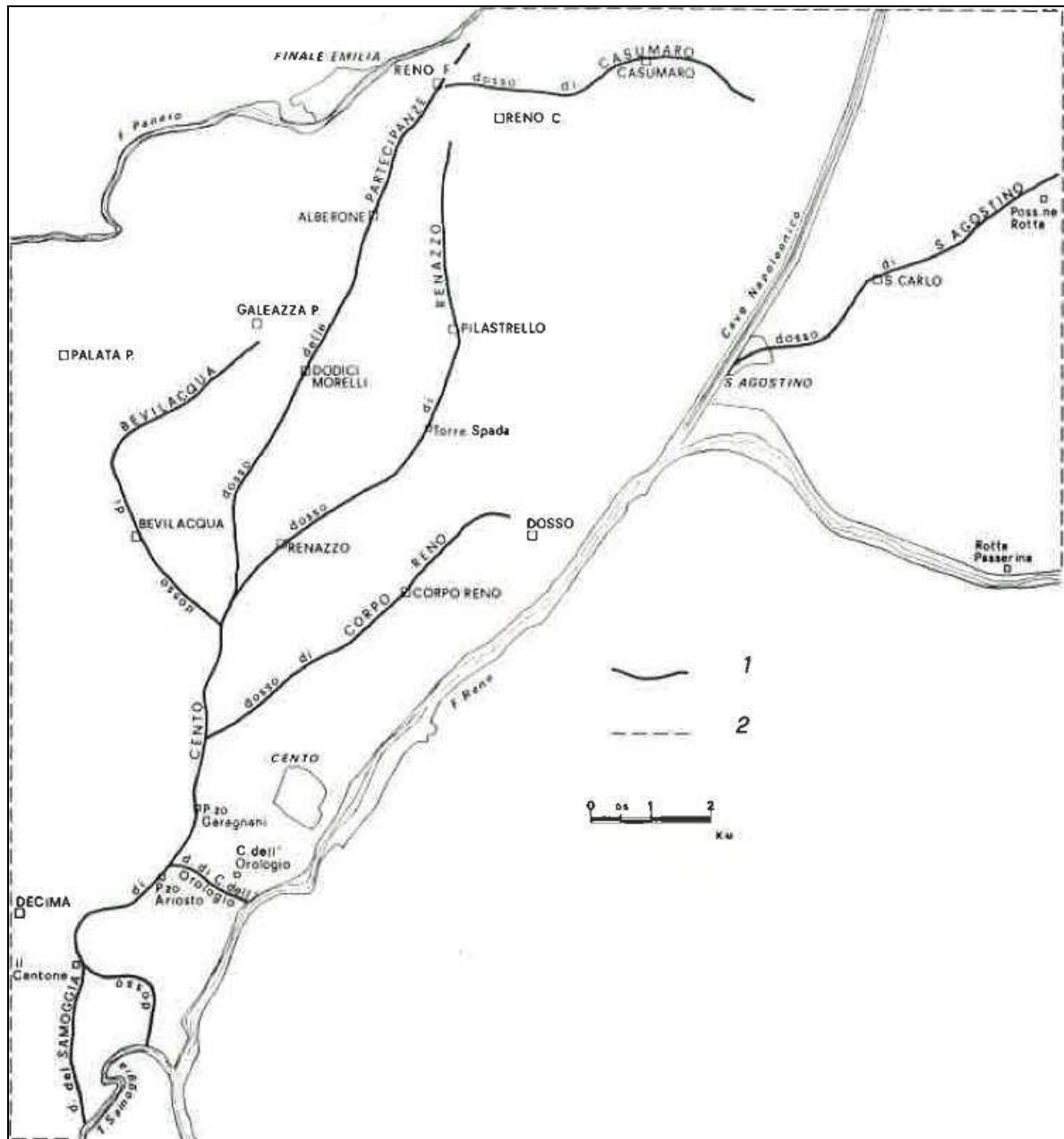


Fig. 3.7 – Carta schematica dei dossi fluviali (da Castaldini & Raimondi, 1985). 1) asse di dosso fluviale; 2) limite dell'area studiata.

3.3 Deformazione verticale da Interferometria InSAR

A seguito della scossa principale del 20 Maggio 2012, il Dipartimento di Protezione Civile ha dato disposizioni all'Agencia Spaziale Italiana di utilizzare i 4 satelliti del progetto COSMO-SkyMed per la copertura dell'area epicentrale e l'acquisizione di dati interferometrici InSAR da inviare al sistema SIGRIS (Salvi et al, 2010; 2012) gestito da Agencia Spaziale Italiana (ASI) e Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). A questo dataset, si sono aggiunti i dati provenienti dalla rete di stazioni GPS già presenti sul territorio, oltre a quelli derivanti

dalle nuove stazioni installate all'inizio dell'attività sismica. Tali dati sono stati in seguito confrontati e poi integrati con quelli del satellite Radarsat-1, per ottenere una copertura più ampia dell'areale (Pezzo et al, 2012). La copertura del primo rilievo operato dai satelliti COSMO-SkyMed ha interessato solo la parte orientale della zona epicentrale del 20 Maggio (Fig. 3.8a); uniti al secondo rilievo COSMO-SkyMed (Fig. 3.8b) e ai dati Radarsat-1 si è infine ottenuta una copertura totale dell'area epicentrale comprensiva dei dati del 20 e del 29 Maggio (Fig. 3.9).

L'attività sismica del 20 Maggio ha indotto una deformazione verticale del terreno che ha interessato un'area lunga circa 25 km (diretta ONO) e larga circa 10 km, con picchi tra i 15 e i 21 cm decrescenti da Ovest verso Est (Pezzo et al, 2012). La sequenza sismica legata al 29 Maggio, invece, ha deformato un'area lunga 25 km (orientata E-O), sollevandola fino a 10 cm. Le stazioni GPS purtroppo non erano abbastanza ravvicinate da garantire un rilievo ad alta risoluzione, perciò i dati di spostamento orizzontale ed elevazione verticale si sono rivelati poco utili (Pezzo et al, 2012).

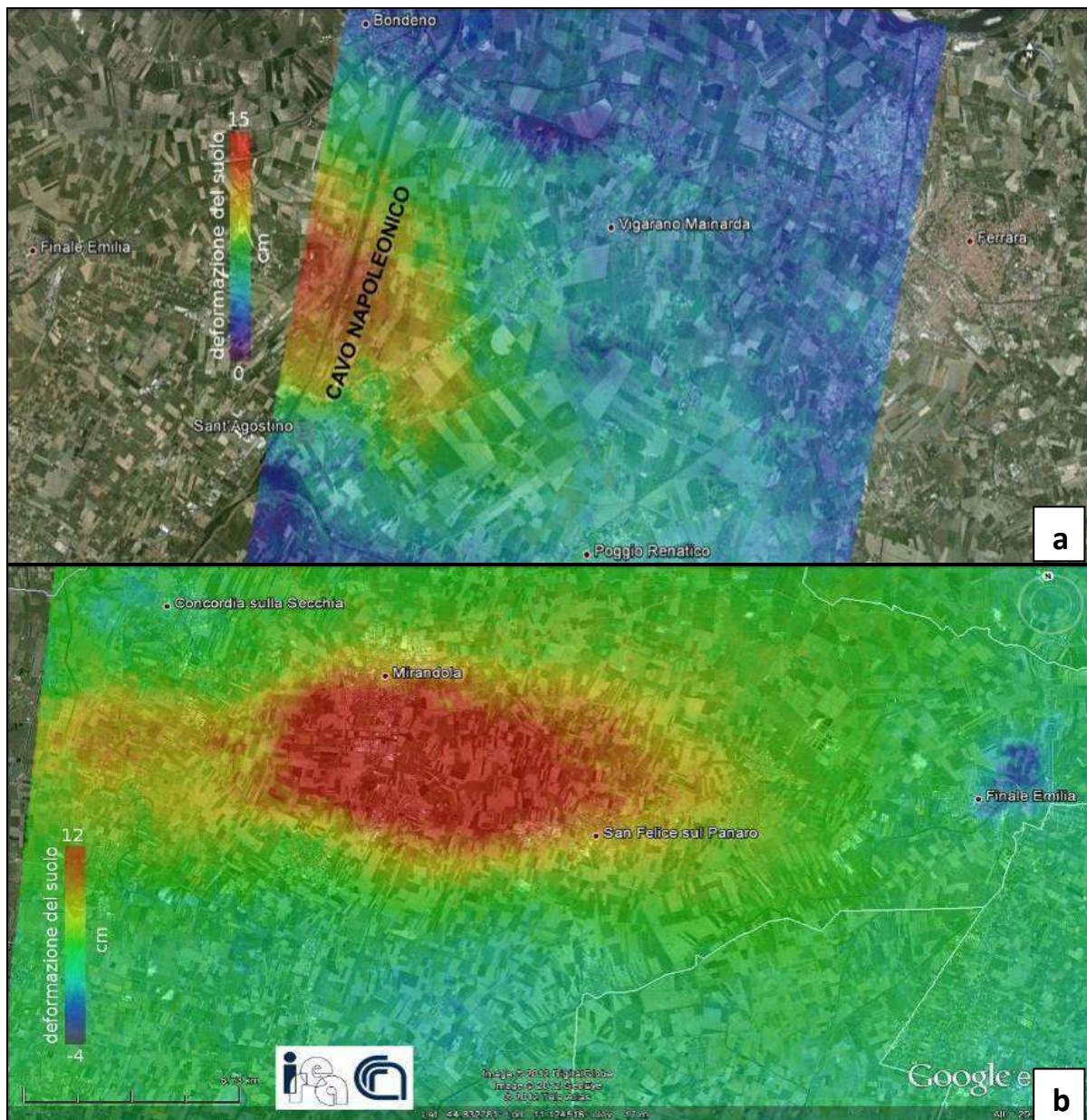


Fig. 3.8 – (a) Acquisizione interferometrica satellitare a seguito della scossa principale del 20 Maggio. Max sollevamento: 15 cm; (b) Acquisizione interferometrica satellitare a seguito della scossa principale del 29 Maggio. Max sollevamento: 12 cm (da CNR-IREA, 2012).

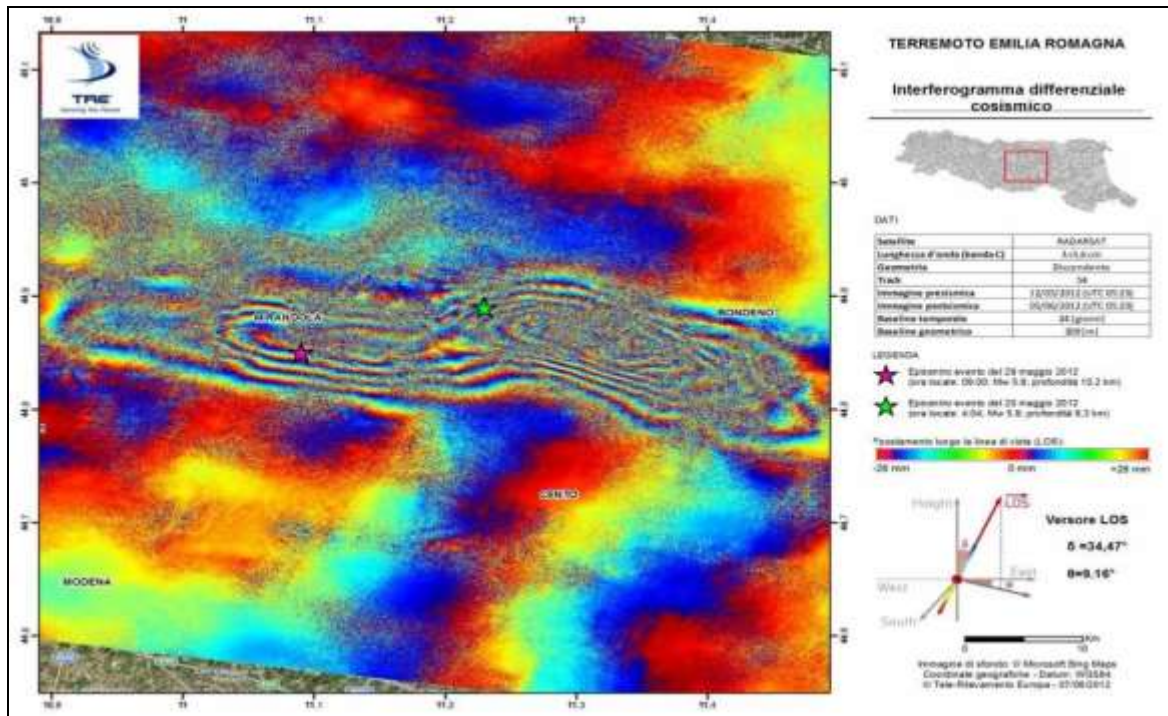


Fig. 3.9 – Interferogramma differenziale cosismico dell'intera sequenza sismica, dal 12 Maggio al 5 Giugno 2012, dell'area epicentrale della sequenza emiliana (da Tele-Rilevamento Europa, 2012).

I dati di interferometria satellitare sono stati in seguito utilizzati per ricavare la distribuzione dello slip lungo le faglie attivate dal terremoto (Fig. 3.10). Per l'evento del 20 Maggio si è calcolato uno slip di 120 cm a 5 km di profondità, mentre per quello del 29 Maggio risulta uno slip di 54 cm a 6 km di profondità (Pezzo et al, 2012; Salvi et al, 2012).

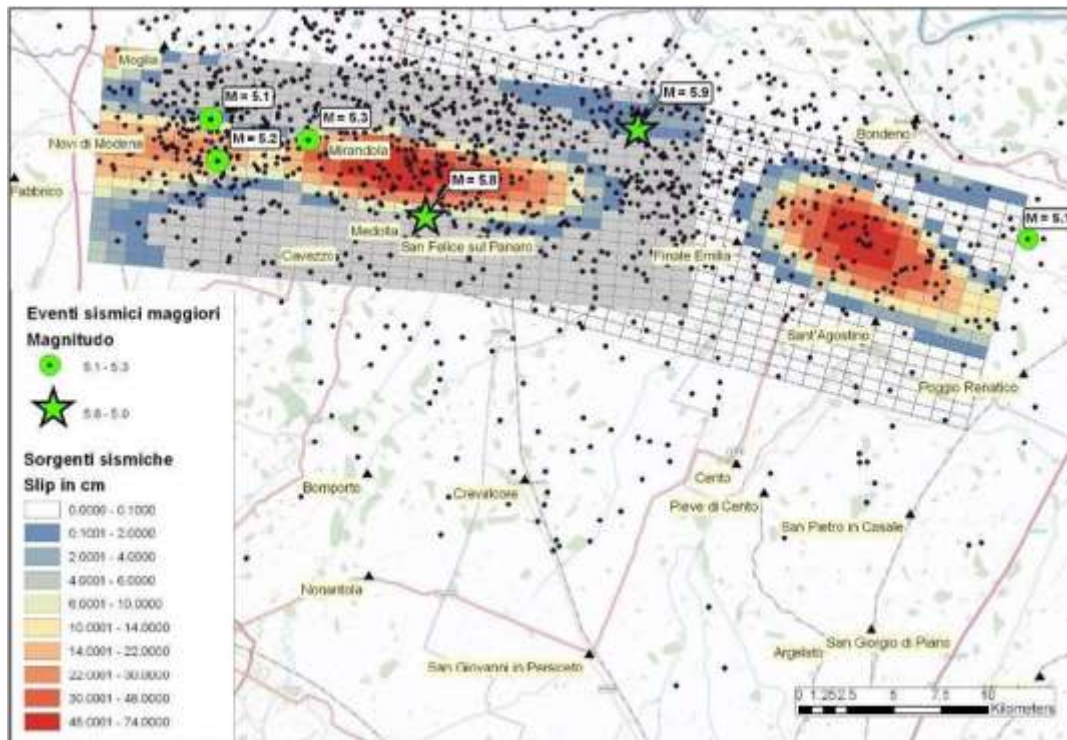


Fig. 3.10 – Modello preliminare delle sorgenti dei principali eventi della sequenza sismica emiliana (da Caporali & Ostini, 2012). Per la sorgente del mainshock del 20 Maggio manca gran parte della distribuzione di slip a causa della mancanza del dato InSAR nell'area.

3.4 Mappe di scuotimento del suolo

A seguito di eventi sismici registrati sul territorio nazionale e zone limitrofe, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia provvede a redigere mappe che analizzano alcuni dei parametri che qualificano le caratteristiche principali del sisma investigato. Anche per l'attività sismica del Maggio 2012, l'INGV ha redatto tali mappe sulla base di parametri, quali intensità macrosismica (MMI), picco dell'accelerazione (PGA) e della velocità al suolo (PGV) e le risposte spettrali (PSA). In questo paragrafo analizzeremo unicamente le mappe di PGA (Peak Ground Acceleration) utili ai fini del presente lavoro (Fig. 3.11). Tali mappe sono elaborate sulla base del valore massimo tra le tre componenti (due orizzontali e una verticale) del movimento del terreno registrato dalle stazioni sismiche. Lo scuotimento tra due stazioni viene stimato tramite relazioni empiriche che lo correlano alla magnitudo e alla distanza epicentrale o dalla faglia (Mappe di scuotimento - legge 122/2012 - terremoti.ingv.it). Per la sequenza sismica emiliana, risulta che l'accelerazione al suolo era compresa tra 4 e 32% di g per la scossa del 20 Maggio e tra 4 e 30% di g per quella del 29 Maggio (INGV, 2012).

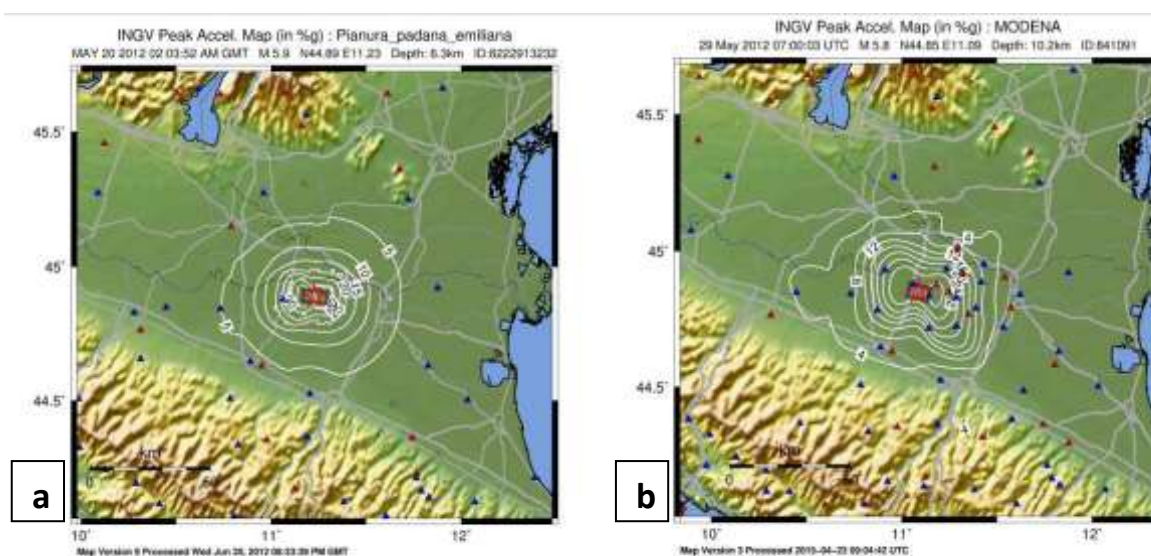


Fig. 3.11 – (a) Shakemap per la scossa principale del 20 Maggio 2012. (b) Shakemap per la scossa principale del 29 Maggio 2012 (da INGV, 2012).

3.5 Effetti cosismici di superficie

I rilievi geologici eseguiti immediatamente dopo l'inizio della sequenza sismica hanno segnalato l'assenza di fenomeni cosismici di origine primaria, ossia l'evidenza superficiale delle faglie sismogeniche che, come è noto, sono sepolte nel sottosuolo della Pianura Padana da una potente coltre sedimentaria. Al contrario, numerosi sono stati i fenomeni

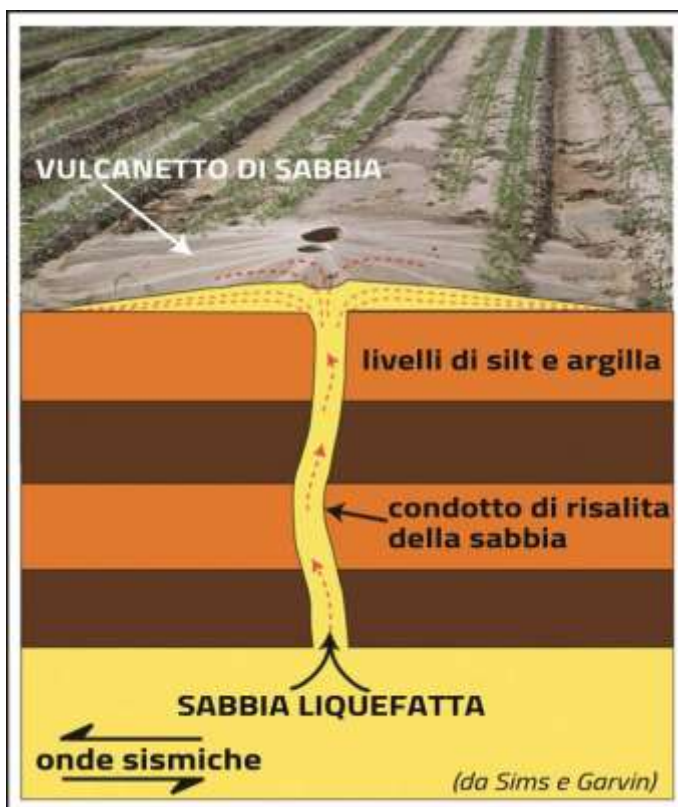
cosismici di origine secondaria (dovuti a scuotimento sismico) legati al fenomeno della liquefazione, principalmente fratture e fuoriuscite di sabbia, oltre a variazioni del livello di falda (Pizzi & Scisciani, 2012).

La liquefazione avviene in sedimenti limoso-sabbiosi saturi in acqua, compresi tra sedimenti limoso-argillosi impermeabili, a causa dello scuotimento del terreno dovuto al terremoto. Le onde sismiche causano un aumento della pressione dell'acqua nei sedimenti che porta il sedimento stesso a comportarsi come un fluido, diventando sedimento sciolto. Di conseguenza, l'acqua cerca una via di fuga verso l'alto portando con sé in superficie parte del materiale sciolto (INGV Terremoti, 2014).

Calabrese et al (2012) elencano i seguenti parametri necessari per ottenere fenomeni di liquefazione:

- Suscettibilità del suolo (*caratteri predisponenti*): presenza di sabbie sciolte ($D_r < 60\%$) a profondità inferiore a 15-20 m; profondità della tavola d'acqua inferiore a 15 m; diametro medio dei grani (D_{50}) compreso tra 0.02 e 2 mm; contenuto di fini (diametro inferiore a 0.05 mm) inferiore al 15%;
- Sismicità (*fattore scatenante*): terremoto di magnitudo superiore a 5.5; accelerazione al suolo (PGA) superiore a 0.15 g; durata dello scuotimento superiore a 15-20 s.

Nel caso della sequenza sismica emiliana del 2012, la distribuzione areale mostra come i



fenomeni cosismici siano compresi in un'area di massimo 22 km di raggio attorno all'epicentro del 20 Maggio e siano spesso distanti dall'epicentro (Pizzi & Scisciani, 2012) (Fig. 3.13). Non sono distribuiti in maniera uniforme, ma sono spesso raggruppati e allineati lungo o nelle

Fig. 3.12 – Sezione schematica di un livello sabbioso saturo d'acqua che subisce il fenomeno della liquefazione a causa dello scuotimento sismico ed è costretto a risalire verso la superficie, attraversando i sedimenti impermeabili (limi argillosi) che lo ricoprono, formando un vulcanetto di sabbia sul piano campagna (da INGV Terremoti, 2014).

vicinanze di paleoalvei, canali di derivazione e conoidi di rotta. Questi terreni di origine fluviale, nei primi 20 m di successione, sono solitamente costituiti da acquitardi o acquiclude siltoso-argillosi alternati a livelli sabbiosi derivanti da antichi tracciati fluviali che vanno a costituire gli acquiferi confinati; acquiferi tipicamente saturi di acqua a causa del livello di falda molto vicino alla superficie (Fig. 3.12). Tutte queste caratteristiche rendono il suolo in analisi suscettibile di liquefazione in risposta agli scuotimenti indotti da un sisma di intensità $M_w > 5.5$ (INGV Terremoti, 2012; Lo Presti et al, 2012).

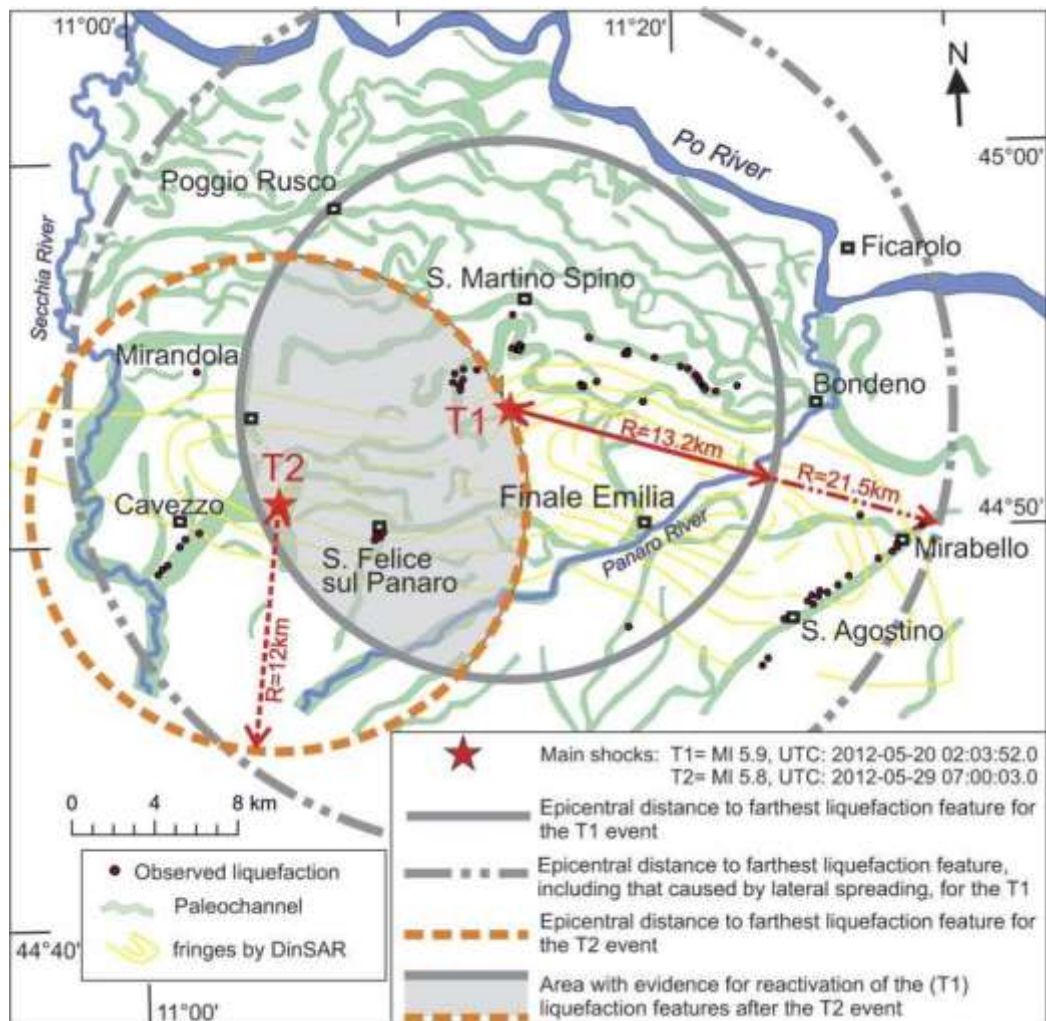


Fig. 3.13 – Distribuzione dei fenomeni di liquefazione (cerchi neri) nell’area epicentrale e relazioni con i tracciati dei paleoalvei (in verde) e la deformazione cosismica InSAR (in giallo) (da Pizzi & Scisciani, 2012). La mappa mostra anche la relazione liquefazioni/distanza dall’epicentro per le due scosse principali del 20 (in grigio) e 29 (in arancione) Maggio 2012.

Gli effetti cosismici, in massima parte, consistono di fratture lunghe alcuni metri, oppure fratture discontinue allineate per decine di metri, spesso associate a fuoriuscite di sabbia. Il sedimento fuoriuscito dalle fratture o tramite vulcanetti isolati è solitamente composto da sabbia siltosa blu-grigia, a volte contenente materia organica, che forma corpi spessi 15-20 cm (Pizzi & Scisciani, 2012). Alcune fratture mostrano generalmente un offset considerevole,

con massimi di 50 cm nella zona di San Carlo e Sant'Agostino (ISPRA Report, 2012). Tali fratture sono generalmente orientate secondo due trend principali: nella zona San Carlo - Sant'Agostino - Mirabello e nella zona di S. Felice sul Panaro esse sono principalmente orientate circa NE-SO; nella zona di Scortichino - Burana - Bondeno, invece, l'orientazione è principalmente NO-SE (Alessio et al, 2013; EMERGEO Report, 2012; ISPRA Report, 2012; Lavecchia et al, 2012) (Fig. 3.14).

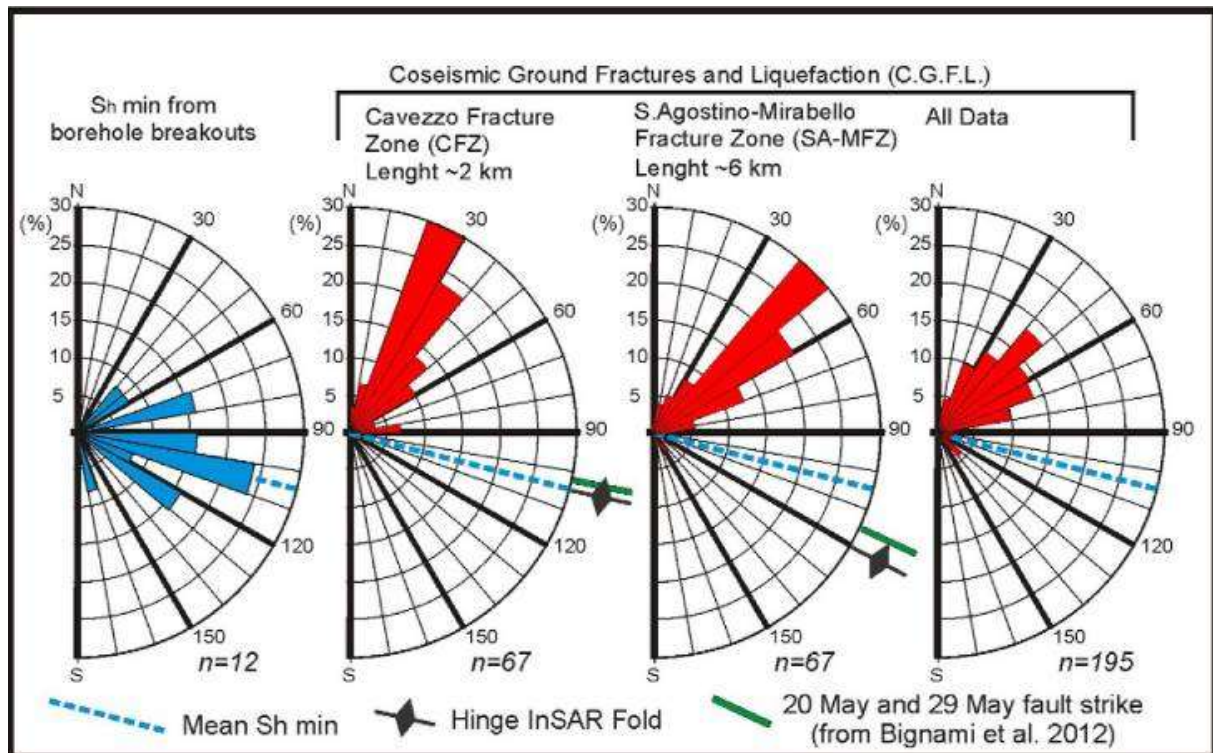


Fig. 3.14 – Diagrammi a rosa indicanti l'orientazione dell'asse di massimo raccorciamento paragonato all'orientazione delle fratture cosismiche e dei fenomeni di liquefazione rilevati dopo le scosse del 20 e 29 Maggio 2012 (da Lavecchia et al, 2012).

Le manifestazioni più importanti si sono verificate lungo l'allineamento Sant'Agostino-Mirabello, dove si è verificata la maggiore concentrazione di fenomeni cosismici e con il maggiore volume di sedimento espulso, le quali hanno reso temporaneamente inagibili alcuni edifici, tratti di strade e reti di servizi (Calabrese et al, 2012). Tale concentrazione sarebbe legata alla stessa posizione di questi abitati localizzati sul dosso fluviale denominato di Sant'Agostino (Castaldini & Raimondi, 1985), relativo a un antico tracciato del Fiume Reno attivo fino al 18° secolo quando fu artificialmente deviato per ridurre i fenomeni di piena che affliggevano l'area (Castaldini, 1989; Lo Presti et al, 2012). Secondo i rilievi eseguiti a seguito del sisma, il dosso è costituito da un'alternanza di sabbia e silt per uno spessore di 4 m, seguiti da 6 m di alternanze di silt sabbioso e sabbie siltose. Il paleoalveo del Reno è rappresentato da una lente spessa 4 m di sabbie medio-fini. Chiudono la successione silt e

argille con abbondante frazione organica per uno spessore costante di 9-10 m al di sopra di alternanze di silt sabbiosi e sabbie siltose (Fig. 3.15). Dati di pozzo precedenti il terremoto segnalavano il livello di falda a 3 m dal piano campagna (Lo Presti et al, 2012).

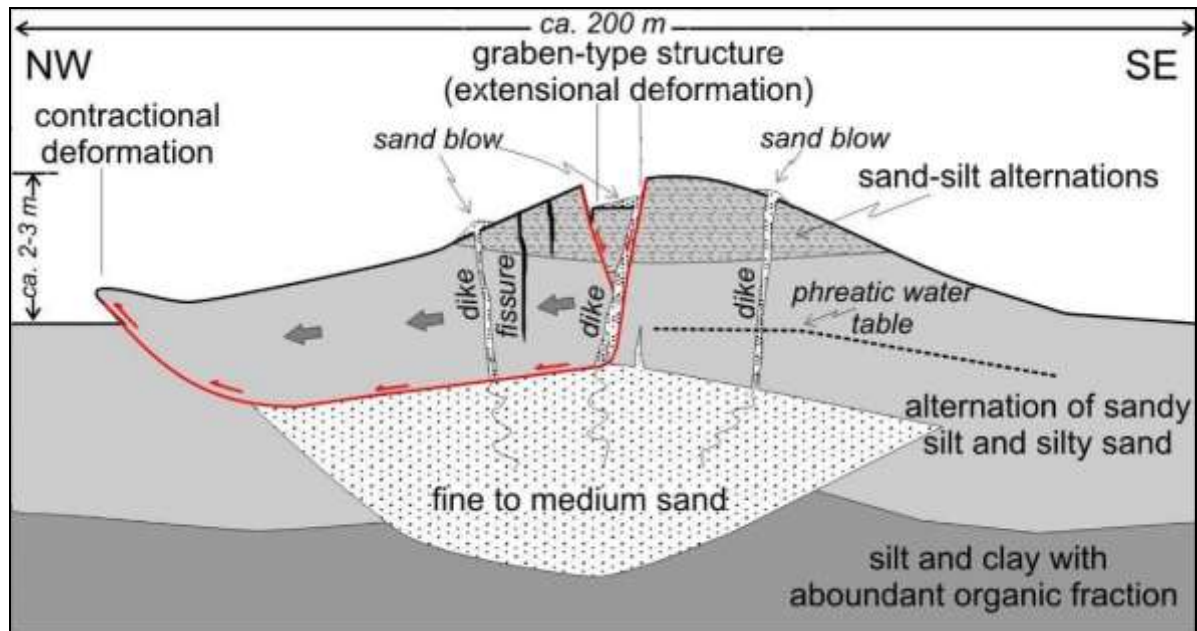


Fig. 3.15 – Rappresentazione della successione sedimentaria che costituisce il dosso di Sant’Agostino e possibile spiegazione della genesi degli eventi cosmici superficiali registrati a seguito della sequenza emiliana (da Pizzi & Scisciani, 2012).

Un’altra zona caratterizzata da importanti fenomeni di liquefazione, principalmente vulcani di sabbia, è situata in località Case S. Antonio, tra Bondeno e Finale Emilia. Si tratta di una zona sottoposta, nel tempo, a ripetute inondazioni da parte del Fiume Po, i cui depositi fini di esondazione hanno sepolto il tracciato del “paleoalveo dei Barchessoni”, riconosciuto come un antico tracciato del Fiume Po attivo nell’età del Bronzo (Castaldini et al, 1992), i cui tipici sedimenti sabbiosi sono stati portati in superficie dallo scuotimento sismico (Lo Presti et al, 2012).

Ulteriori casi di sollevamento localizzato o fratturazione della superficie topografica dovuta a risalita di fluidi è stata segnalata sul fondo di alcuni canali della zona (Fig. 3.16). In ultimo, lo scuotimento sismico ha avuto effetti notevoli anche sul livello di falda della zona, con sollevamenti massimi di 1.5 m (Lo Presti et al, 2012) oppure tra 3 e 9 m (EMERGEO Report, 2012; Ninfo et al, 2012) e fuoriuscita di acqua e sabbia dai pozzi (Lo Presti et al, 2012).



Fig. 3. 16 – Esempi di fenomeni cosismici superficiali rilevati a seguito della sequenza sismica emiliana nelle vicinanze del dosso di Sant’Agostino (da Pizzi & Scisciani, 2012).

Fin da subito, la presenza/assenza di liquefazioni è stata messa in relazione con variazioni stratigrafico/sedimentologiche locali della parte più superficiale del sottosuolo (< 20 m), dovuta alla presenza/assenza di paleovalvei dei fiumi Po, Secchia, Panaro e Reno, considerati l’orizzonte di origine dei sedimenti sabbiosi portati in superficie (Calabrese et al, 2012; EMERGEO Report, 2012), anche in ragione della quasi sempre perfetta corrispondenza tra posizione dei fenomeni superficiali e posizione della paleoidrografia così come segnalata sulle carte geomorfologiche disponibili (Veggiani, 1985; Castaldini, 1989; Castaldini et al, 1992; Castiglioni et al, 1999).

I fenomeni di liquefazione in questa zona non sono un’assoluta novità. In occasione di forti terremoti avvenuti in passato (Ferrara 1570, Argenta 1624, Cesenatico 1875, Rimini 1916), nei cataloghi e nei resoconti si trovano spesso riferimenti a fuoriuscite di fluidi, vulcani di sabbia, rotture della superficie topografica, sia in pianura sia lungo la costa (Calabrese et al, 2012; EMERGEO Report, 2012).

3.6 Microzonazione sismica

A seguito della sequenza sismica del 2012, la Regione Emilia-Romagna ha ritenuto necessario di procedere alla realizzazione degli studi di microzonazione sismica nei centri abitati e nelle aree di potenziale ricostruzione ed espansione dei Comuni in cui sono stati osservati effetti di intensità macrosismica di livello 6 (Galli et al, 2012), come Bondeno, Finale Emilia o Mirandola, tramite promulgazione dell'Ordinanza n. 70 del 13/11/2012 del presidente Errani in qualità di Commissario delegato (Sisma 2012 – Studi sismici, Ordinanza n.70 del 13/11/2012 e cartografia di riferimento, 2013).

Gli studi di Microzonazione Sismica consentono di caratterizzare il territorio in base alla risposta sismica locale, cioè al comportamento del terreno durante e dopo il terremoto, individuando e delimitando aree stabili, aree suscettibili di amplificazione del moto sismico e zone soggette a instabilità, quali frane, fratturazioni superficiali e liquefazioni (Sisma 2012 – Studi sismici, Ordinanza n.70 del 13/11/2012 e cartografia di riferimento, 2013). Tra gli elaborati ottenuti, rivestono particolare importanza la Carta geologica di superficie, la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) e la Carta dei fattori di amplificazione e del rischio di liquefazione. Negli elaborati si riporta una prima differenziazione tra “zone suscettibili di amplificazione” e “zone suscettibili di amplificazione e liquefazione”. All'interno del secondo gruppo si differenziano i settori con “terreni suscettibili di liquefazione entro i primi 10 m” e quelli con “terreni suscettibili di liquefazione tra 10 e 20 m” (Fig. 3.17).

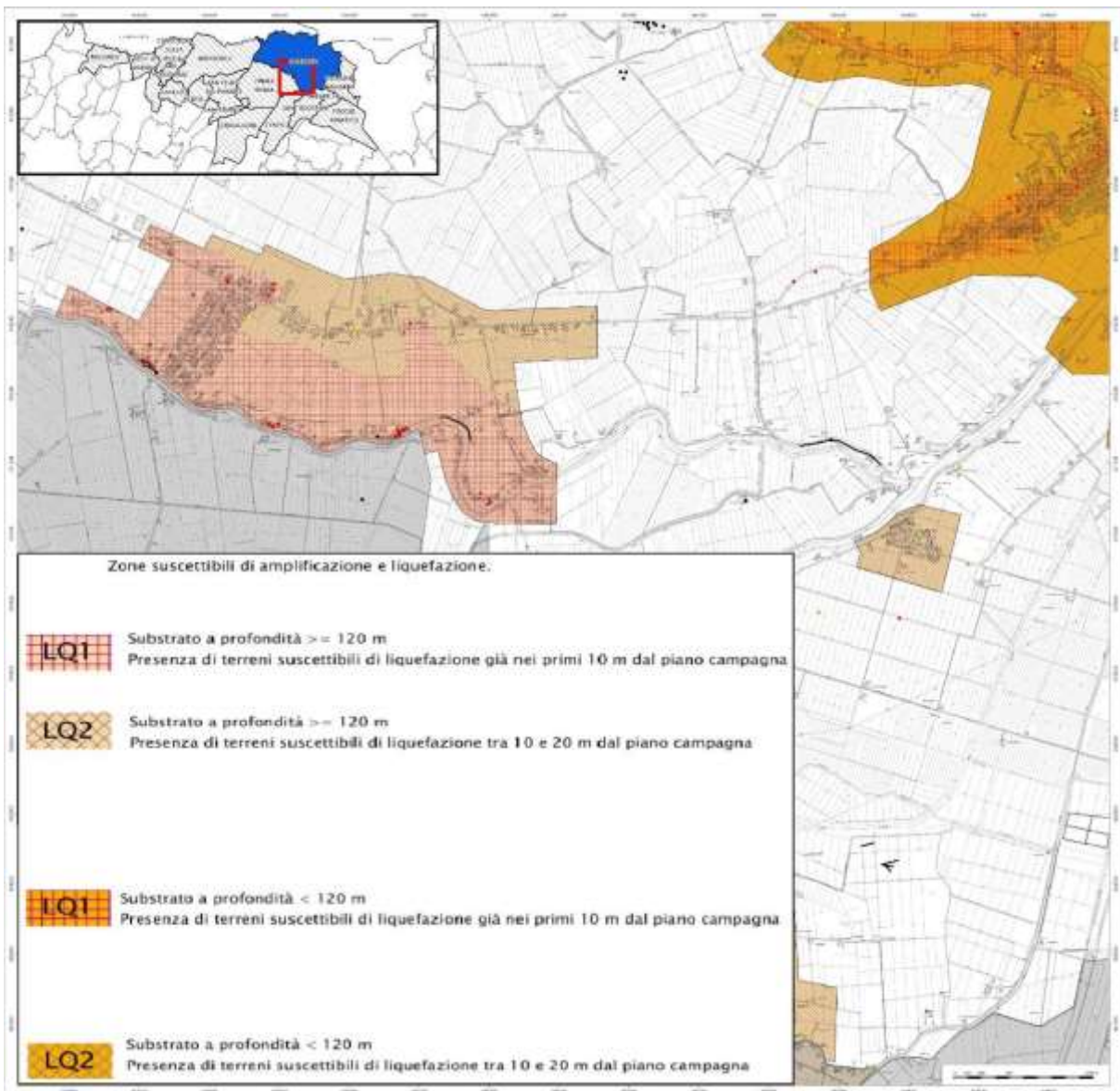


Fig. 3.17 – Esempio di una carta delle MOPS redatta per una parte dell’abitato di Bondeno (FE), con evidenziate le zone con terreni suscettibili di liquefazione nei primi 10 m dal piano campagna (LQ1) e tra 10 e 20 m dal piano campagna (LQ2), per un substrato a profondità maggiore, minore o uguale a 120 m (da Regione Emilia-Romagna, 2014).

Purtroppo gli elaborati sono limitati principalmente ai centri urbani e zone limitrofe, lasciando lacune importanti sulle caratteristiche dei terreni che li circondano. Ad ogni modo, forniscono una visione dettagliata sulle zone che, in risposta a sismi dalle caratteristiche simili o di magnitudo superiore a quelli del 2012, possono manifestare fenomeni di liquefazione.

4. Rilievo geofisico superficiale dell'area epicentrale: metodi e risultati

4.1 Introduzione

I nuovi dati geofisici nella zona epicentrale del sisma del 20 Maggio 2012 sono stati acquisiti utilizzando tecniche innovative intese a sfruttare la buona capacità di un mezzo fluido, come la colonna d'acqua di un fiume, un canale o un lago, di accoppiare in modo efficiente le sorgenti sismiche al terreno.

La prospezione geofisica convenzionale operata in aree continentali (come sismica a riflessione o rifrazione e geoelettrica) si dimostra essere una tecnica di indagine efficace ma con i seguenti inconvenienti: 1) richiede tempi molto lunghi a causa della continua riconfigurazione della strumentazione di acquisizione al variare della zona in analisi; 2) presenta in genere una qualità molto bassa nei livelli stratigrafici superficiali, per la presenza di terreno arenato; 3) si avvale di sorgenti sismiche a relativamente bassa frequenza, che penalizzano la risoluzione verticale delle sezioni. Differente è il caso della prospezione sismica in mare, dove l'installazione della strumentazione solidale all'imbarcazione, che quindi permette di acquisire dati mentre si è in navigazione, si dimostra rapida nell'esecuzione, qualitativamente superiore nel dato registrato ed economicamente conveniente nella possibilità di investigare aree ampie in tempi ristretti. Ci si propone di far confluire i vantaggi della tecnica "marina" nell'applicazione a terra, mostrando come sia possibile velocizzarne l'acquisizione, incrementando il bagaglio di informazioni disponibili anche in un'area già largamente investigata.

Lo strumento e la metodologia di indagine geofisica sviluppati e testati all'interno di questa lavoro di tesi utilizza un Sub-Bottom Profiler Chirp per effettuare indagini sismiche a riflessione in zone continentali lungo le vie d'acqua navigabili e un ecoscandaglio per il rilevamento del fondale. L'utilizzo dell'acqua come mezzo di trasmissione degli impulsi assicura una riduzione dei disturbi nella registrazione del dato e una più rapida esecuzione del rilievo che avviene in simultanea allo spostamento dell'imbarcazione. Allo stesso tempo sono state anche acquisite immagini del fondo canale tramite Side Scan Sonar, alla ricerca di eventuali fenomeni cosismici altrimenti non visibili. Il test è stato effettuato lungo il corso del Cavo Napoleonico, il canale scolmatore che congiunge i fiumi Po e Reno, a Ovest della città di Ferrara.

4.2 Caratteri dell'area test o campione: il Cavo Napoleonico

Il Cavo Napoleonico è un canale artificiale costruito tra gli abitati di Sant'Agostino (FE) e Salvatonica (FE), a nord di Bologna, che collega il Fiume Reno al Fiume Po (Fig. 4.1a). L'evoluzione morfologica del territorio in analisi è stata condizionata per lungo tempo dalle migrazioni laterali dei principali corsi d'acqua della bassa Pianura Padana (Castaldini & Raimondi, 1985; Bondesan et al, 1992; Biavati et al, 2009). L'attività antropica di bonifica della pianura a partire dal Medioevo ha mantenuto inalterati i tracciati fluviali, non risolvendo, però, il problema delle inondazioni nella bassa Pianura Padana (Marchetti, 2002; Biavati et al, 2009). Il Cavo rappresenta la soluzione tecnica alle continue inondazioni a cui veniva sottoposta l'area compresa tra Bologna e Ferrara. La costruzione del canale iniziò nel 1808 sotto la dominazione di Napoleone Bonaparte (Fig. 4.2a), ma rimase incompleto a causa della caduta del regno. La sua progettazione fu ripresa all'inizio degli anni '50 del secolo successivo (Fig. 4.2b), in seguito a ripetute e catastrofiche rotte del Fiume Reno. La sua funzione è duplice: è sia un canale scolmatore delle piene del Fiume Reno che un bacino di irrigazione per le attività agricole di pianura, collegato al Canale Emiliano-Romagnolo (CER) che fornisce acqua per irrigazione alla pianura tra Bologna e Rimini. La costruzione fu conclusa nel 1965 portando il canale a sfociare direttamente nel Fiume Po, al contrario del progetto originale che lo portava a confluire nel Fiume Panaro in prossimità dell'abitato di Bondeno (FE) (Fig. 4.1b).

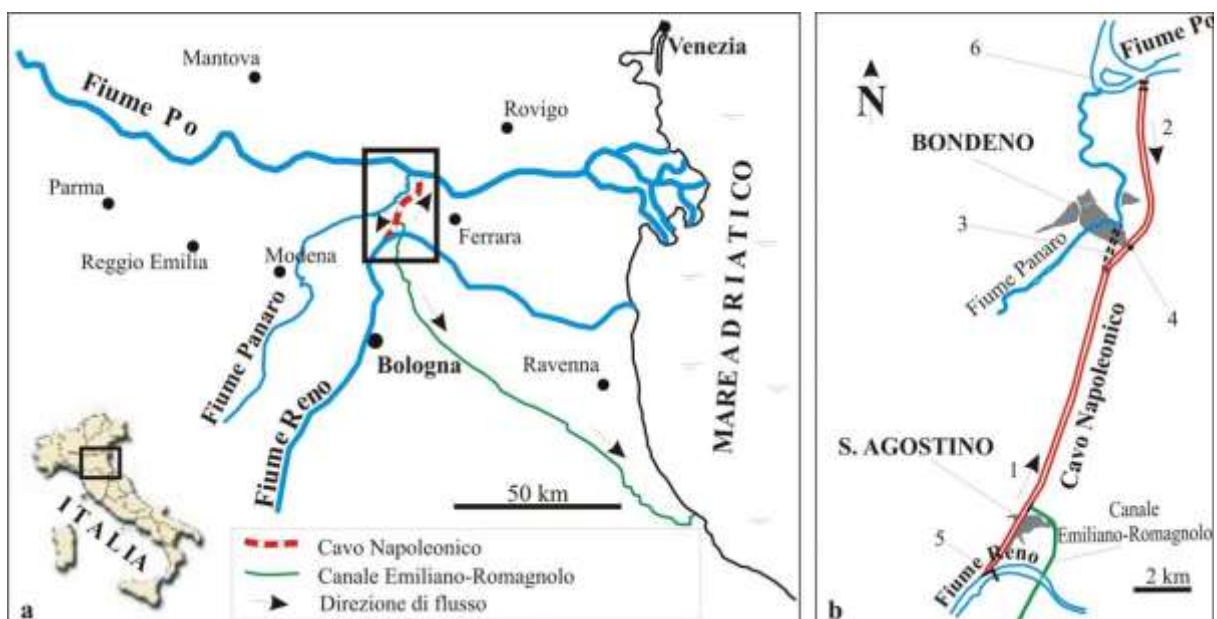


Fig. 4.1 – (a) Ubicazione dell'area di test e (b) dettaglio del Cavo Napoleonico (da Biavati et al, 2009). A destra, è anche indicato, in nero tratteggiato, il tracciato del progetto originale del canale che lo portava a sfociare nel Fiume Panaro in prossimità dell'abitato di Bondeno (FE). Per la descrizione della simbologia, vedere legenda in basso in figura (a).

Questa variazione progettuale ha però impostato il canale su antichi paleoalvei del Fiume Po, aumentandone la permeabilità del fondo e riducendone la massima capacità operativa. Si è parzialmente ovviato al problema, senza risolverlo, innalzando gli argini e rivestendo il fondo con lastre di cemento per almeno un terzo del suo tracciato. Attualmente il Cavo Napoleonico è lungo 18 km, largo tra i 120 e i 180 m con una capacità massima di 1.8×10^7 m³, corrispondente a una massima altezza di invaso di 14.5 metri s.l.m. (Mazzini et al, 2006; Biavati et al, 2009; 2010; Priore et al, 2013).



Fig. 4.2 – (a) Copia dell’editto napoleonico con cui si dava la via libera ai lavori di costruzione del Cavo Napoleonico (da Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno, 2013). (b) Frontespizio del disegno di legge con cui si stanziavano i fondi per la continuazione dei lavori del Cavo Napoleonico, interrotti alla caduta del regno di Napoleone (da Portale Storico della Camera dei Deputati, 2013).

L’area appartiene alla Pianura Padana ed è sottoposta alla compressione in direzione Nord-Sud che ha prodotto la catena a pieghe e sovrascorrimenti, sepolta sotto la spessa coltre sedimentaria plio-pleistocenica (Montone & Mariucci, 1999; Biavati et al, 2009) (vedi Cap. 1). Tale compressione fa sì che la generale subsidenza dell’area venga mitigata dal sollevamento delle strutture profonde, arrivando a valori di non più di 1-2 mm/anno (Carminati & Martinelli, 2002). Al di sopra della coltre plio-pleistocenica si trovano depositi alluvionali, spessi fino a 350 metri, costituiti da sedimenti fini e finissimi pleistocenico-olocenici depositati dai corsi d’acqua che pervadono l’area dalla fine dell’ingressione marina pliocenica (Biavati et al, 2009) (vedi Cap. 1).

I numerosi tracciati fluviali che nel tempo hanno cambiato ripetutamente percorso, per cause tettoniche e/o legate all’idrodinamica, hanno dato origine alla presenza attuale di

numerosi paleovalvei e dossi fluviali (Fig. 4.3) che costituiscono il tratto geologico distintivo della zona di costruzione del Cavo Napoleonico. I principali sono sicuramente il paleovalveo del Po, che taglia il Cavo in più punti nel settore settentrionale, e il paleovalveo del Fiume Reno, nel settore meridionale. Gli altri paleovalvei che tagliano il canale nel settore centrale sono imputabili alle diversioni dei fiumi Secchia e Panaro nel corso dei secoli (Veggiani, 1985; Bondesan et al, 1992; Castaldini, 1989). La sezione geologica longitudinale al tracciato del canale (Fig. 4.3) mostra la deposizione delle sabbie pleistoceniche profonde fino a 40 metri e la cui origine è legata a una fase ad alta energia del Fiume Po. Al tetto delle sabbie wurmiane si posizionano alternanze di depositi argilloso-limosi e sabbiosi olocenici, spessi dai 7 ai 12 metri, impostati da un corso prevalentemente meandriforme (Mazzini et al, 2006; Biavati et al, 2009).

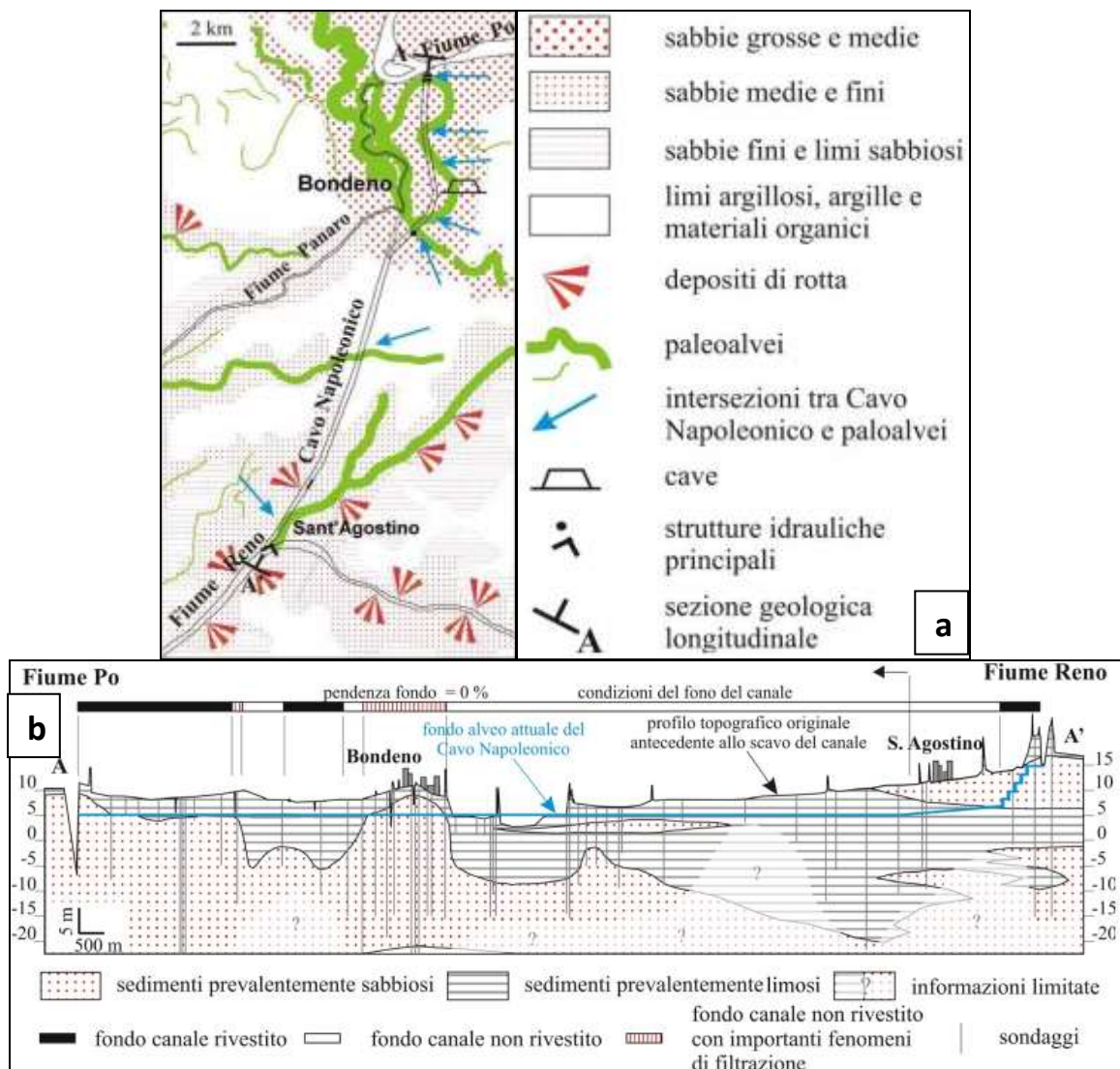


Fig. 4.3 – (a) Schema geomorfologico e litologico dell'area (da Biavati et al, 2009). Le frecce in blu indicano le intersezioni tra i tratti non impermeabilizzati del Cavo con i materiali permeabili dei paleovalvei. (b) Sezione geolitologica longitudinale semplificata lungo l'asse mediano del Cavo Napoleonico (da Biavati et al, 2009). La posizione della sezione è riportata nell' immagine a sinistra.

Il Cavo Napoleonico risulta adatto come area di test per svariati motivi tecnici. Innanzitutto, rappresenta un canale dal battente d'acqua e dalle dimensioni considerevoli, rendendo quindi agevole la navigazione; inoltre, è provvisto di rampe d'accesso agevoli per la messa in acqua dell'imbarcazione e della strumentazione. Dal punto di vista geologico, e per i fini del nostro lavoro, il Cavo taglia perpendicolarmente sia la zona che ha subito il massimo sollevamento a seguito del sisma del 20 Maggio 2012 che il settore della catena a thrust e pieghe sottostante che ha originato il sisma (Fig. 4.4). Pertanto possiede l'orientazione ottimale per l'acquisizione dei profili sismici rispetto alle strutture deposizionali e ai potenziali fenomeni cosismici da investigare (Priore et al, 2013; Gasperini et al, 2014).

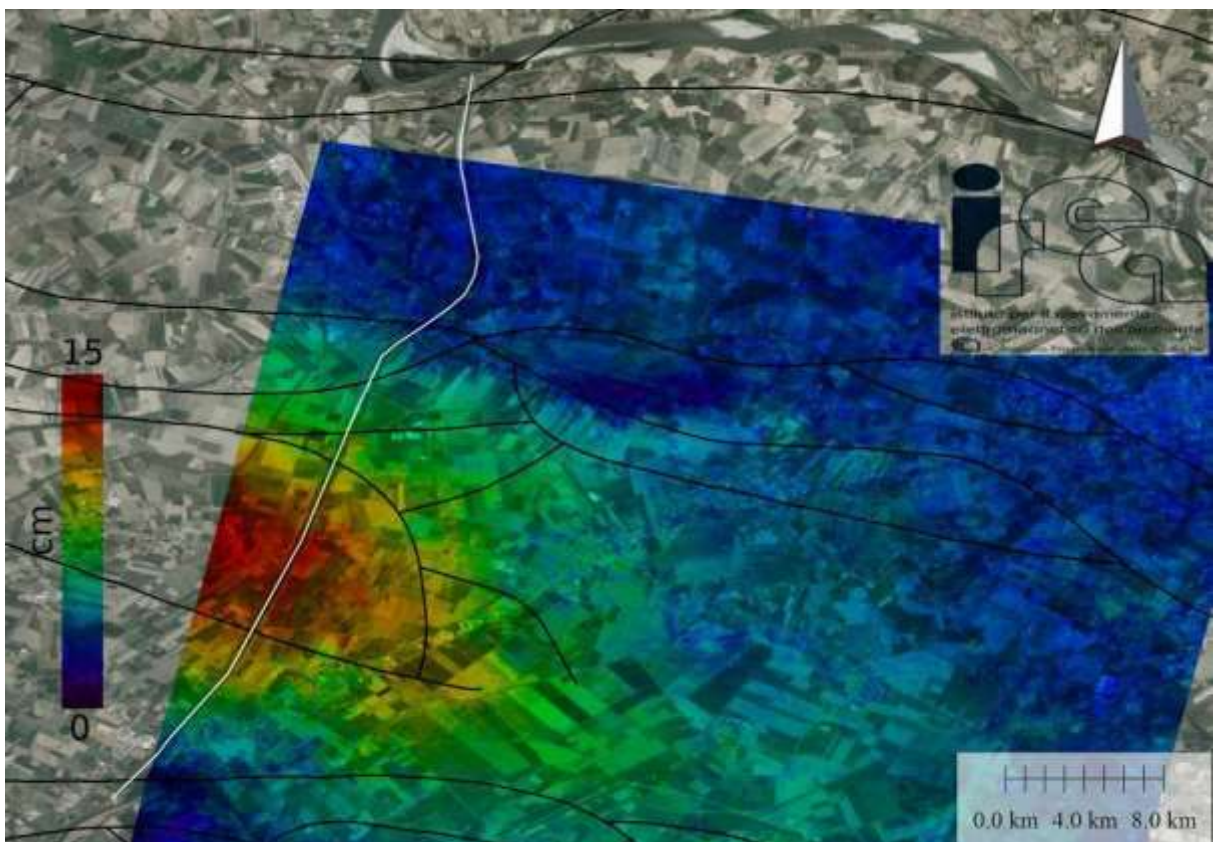


Fig. 4.4 – Mappa della deformazione topografica a seguito del sisma del 20 Maggio 2012 da dati di interferometria satellitare (da IREA-CNR, 2012) con indicazione della posizione del Cavo Napoleonico (in bianco) e delle strutture profonde da Bigi et al (1992) (in nero).

4.3 Metodi

I rilievi sono stati condotti utilizzando una piccola imbarcazione in alluminio della classe Canadian, di proprietà dell'Istituto ISMAR-CNR di Bologna, atta alla navigazione in fiumi e laghi spinta da un motore fuoribordo a benzina.

I rilievi sismo-stratigrafici sono stati condotti utilizzando diversi strumenti e configurazioni. Il primo strumento utilizzato era un sistema commerciale Benthos DSP-662 Chirp III da 4kW connesso a 4 trasduttori, montato su un catamarano trainato dal Canadian. Il sistema inviava

un impulso lungo 5 msec, con una frequenza tra i 2 e i 7 kHz, campionati digitalmente a 16 kHz. I trasduttori erano preposti sia all'invio del segnale che alla registrazione dell'impulso di ritorno. Il posizionamento era affidato a un ricevitore DGPS Trimble DSM-232 connesso a un'antenna esterna che limitava l'errore nel posizionamento entro il metro.

Il secondo sistema è chiamato SWAP - *Shallow-WATER Prospector*, un veicolo autonomo dalle dimensioni ridotte e altamente versatile nella destinazione d'uso, sviluppato dal Consorzio Proambiente dei Tecnopoli dell'Emilia-Romagna in collaborazione con l'Istituto ISMAR-CNR di Bologna. Possiede una struttura a trimarano nel cui scafo centrale sono posizionate le batterie per il funzionamento dei due motori, controllati da una scheda *Arduino Due*. La velocità massima raggiunta in fase di acquisizione è di 3.5-4 nodi. L'equipaggiamento utilizzato nel test, che di seguito andiamo ad analizzare nel dettaglio, consiste in un ricevitore DGPS, un echosounder single-beam ad alta risoluzione e un sonar sub-bottom a tecnologia Chirp, oltre a un sistema di posizionamento con GPS differenziale con un'accuratezza inferiore al metro.

Il sistema sub-bottom è stato rimodulato per renderlo portatile per il trimarano, includendo un generatore di segnali a modulazione di frequenza, un amplificatore da 600W, 4 trasduttori 4Ω MONACOR e un sistema di registrazione composto da un array di idrofoni, un amplificatore del segnale e una scheda *Arduino Due* per convertire il segnale da analogico a digitale. In ultimo, una scheda *Raspberry-Pi* consente la registrazione del dato digitale in formato SEG-Y su di una scheda esterna di memoria.

L'ecoscandaglio è composto da un pinger a incidenza verticale da 200kHz particolarmente adatto all'utilizzo in acque basse vista l'alta frequenza di emissione del segnale, la ridotta estensione laterale del fascio di investigazione (8°, conico) e la brevità dell'impulso generato (350 μs). Tale configurazione permette una profondità minima di investigazione di 0.5 m. E' altresì possibile controllare via computer la lunghezza dell'impulso in un intervallo tra 50 e 500 μs, potendo così investigare anche profondità differenti, rendendo lo strumento adatto ad ambienti da acque molto basse fino alle zone costiere. È inoltre possibile effettuare l'analisi della riflettività del fondale dai dati (ecogrammi) registrati; ciò avviene tramite campionamento dei dati in una finestra costante in tempi. Infine, i dati vengono registrati in formato SEG-Y tramite un sistema di acquisizione basato su una scheda *Raspberry-Pi*.

Il veicolo è connesso via radio a un computer a terra per poter monitorare costantemente la posizione del mezzo e controllare eventuali errori nell'esecuzione del rilievo, oltre a

effettuare un controllo sulla qualità dei dati acquisiti tramite campionamento in tempo reale degli stessi. L'accuratezza della navigazione e la correzione dei dati geofisici rispetto ai movimenti del natante vengono assicurate tramite un sistema costituito da un magnetometro HMC5883L, un accelerometro ADXL345 e un giroscopio ITG3200, interfacciati a una scheda *Arduino Due* (Gasperini et al, 2014).

4.3.1 Acquisizione dati

Nel corso del rilievo preliminare alla campagna di acquisizione dati è emersa la necessità di un supporto più leggero per il traino dei trasduttori. Il catamarano in dotazione risultava troppo pesante, rendendo difficile la navigazione e creando una turbolenza eccessiva attorno ai trasduttori. È stato quindi costruito un supporto in barre di alluminio e tubi in PVC su cui collocare la strumentazione. Nel corso del primo rilievo, il supporto è stato assicurato al lato dell'imbarcazione (Fig. 4.5a), rimanendo all'interno del margine di errore di posizionamento dell'antenna. In seguito i trasduttori sono stati alloggiati all'interno della barca in box di alluminio fissati al fondo dell'imbarcazione (Fig. 4.5b), fatti aderire allo scafo con gel per radiografie e sommersi in acqua distillata. L'imbarcazione è stata dotata di una postazione per l'acquisizione e il *quality check* dei dati posizionata a prua (box giallo in figura 4.5a).



Fig. 4.5 – Configurazione di acquisizione con sub-bottom profiler. (a) Supporto dei trasduttori fissato al fianco dell'imbarcazione (da Priore et al, 2013). (b) Trasduttori collocati all'interno di box in alluminio fissati internamente all'imbarcazione. In entrambi i casi, la consolle di acquisizione dati (box giallo) è collocata a prua dell'imbarcazione.

Il dato acquisito è stato filtrato secondo la trasformata di Hilbert e mostrato a video in tempo reale, usando il software *SwanPro* della *Communication Technology* di Cesena, su un computer connesso al transceiver del sub-bottom tramite porta Ethernet, registrando allo stesso tempo i dati in formato XTF, unitamente al file di posizione. Il posizionamento delle linee sismiche veniva registrato su una seconda postazione connessa allo stesso ricevitore GPS tramite presa RS232.

Dopo i primi test veniva impostata una velocità massima di navigazione in acquisizione di 5-6 nodi, così da non produrre eccessiva turbolenza vicino ai trasduttori, sommersi a una profondità di circa 30 centimetri. Il rilievo è stato effettuato per l'intera lunghezza del Cavo Napoleonico, tra la chiusa del Fiume Po e quella del Fiume Reno, lungo due transetti orientati in direzione opposta.

Il secondo rilievo si è avvalso del veicolo autonomo SWAP (Fig. 4.6), seguito dal personale a bordo del Canadian. L'indagine si è concentrata nel settore che nel rilievo precedente aveva mostrato la più efficace penetrazione del segnale, all'incirca nella zona centrale del Cavo Napoleonico. Sono stati eseguiti numerosi transetti secondo una griglia regolare, a cui si sono aggiunti dei transetti nelle zone in cui, durante il rilievo, sono emerse eventuali particolarità nei dati acquisiti tali da richiedere un'analisi più approfondita.

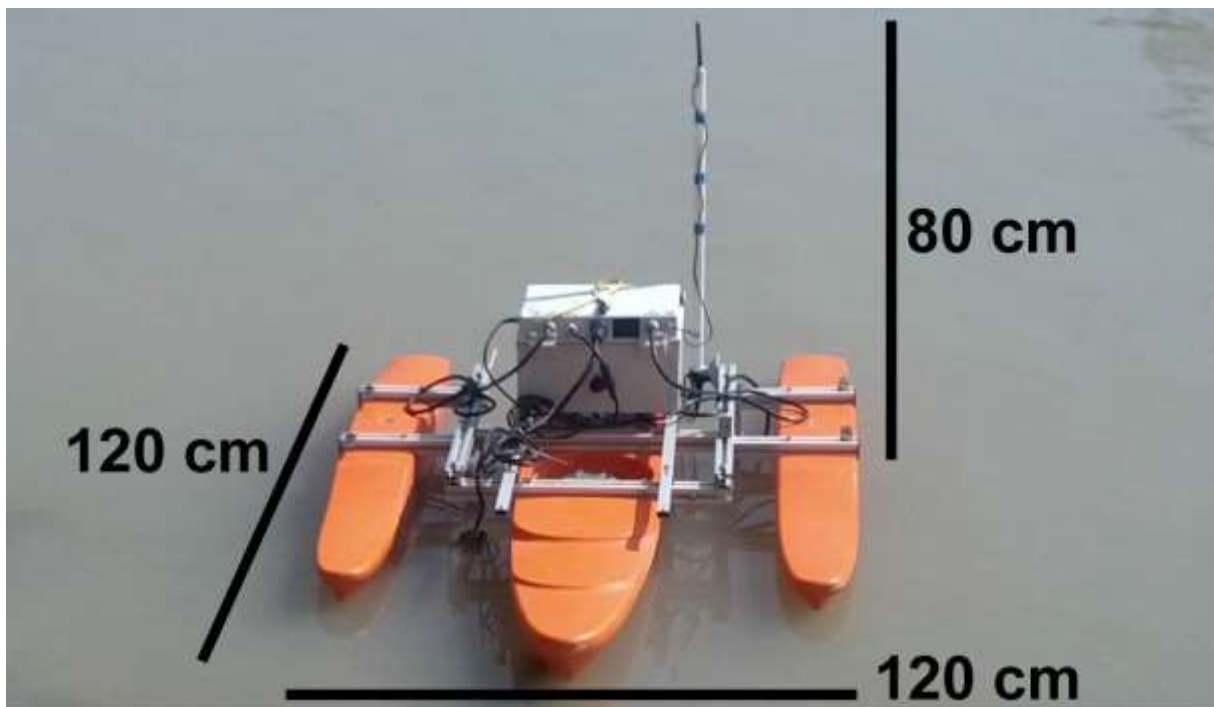


Fig. 4.6 – Configurazione tipo dello SWAP per rilievi con sub-bottom in acque basse. I trasduttori e le batterie sono alloggiati nello scafo centrale. Nel box a tenuta stagna sono invece alloggiati le componenti elettroniche. L'antenna è dedicata al posizionamento GPS.

Durante questa campagna di indagine è stato eseguito anche un rilievo tramite Side Scan Sonar usando il modello Starfish 450F della Tritech (Fig. 4.7) interfacciato a un computer tramite porta USB. Il sistema sfrutta un segnale a tecnologia chirp a 450 kHz con una copertura laterale massima di 100 metri per canale (200 metri in totale) (Gasperini et al, 2014). Lo strumento, di piccole dimensioni e dalla forma idrodinamica, è stato assicurato al lato dell'imbarcazione e trainato mediante un cavo, procedendo alla medesima velocità di acquisizione del rilievo mediante sub-bottom. L'acquisizione dati è avvenuta tramite software proprietario *Starfish Scanline*, fornito unitamente allo strumento. Tramite il software si possono settare i parametri di acquisizione e registrare i dati in formato XTF. Il dato raccolto consiste di un mosaico di immagini ad alta risoluzione del fondo canale, analizzato per evidenziare eventuali strutture dovute al sisma, come fratture o fluidificazione dei depositi (Fig. 4.7). Data l'ampia copertura laterale dello strumento, per questo rilievo sono bastati due transetti secondo la lunghezza dell'area investigata, in direzioni opposte.

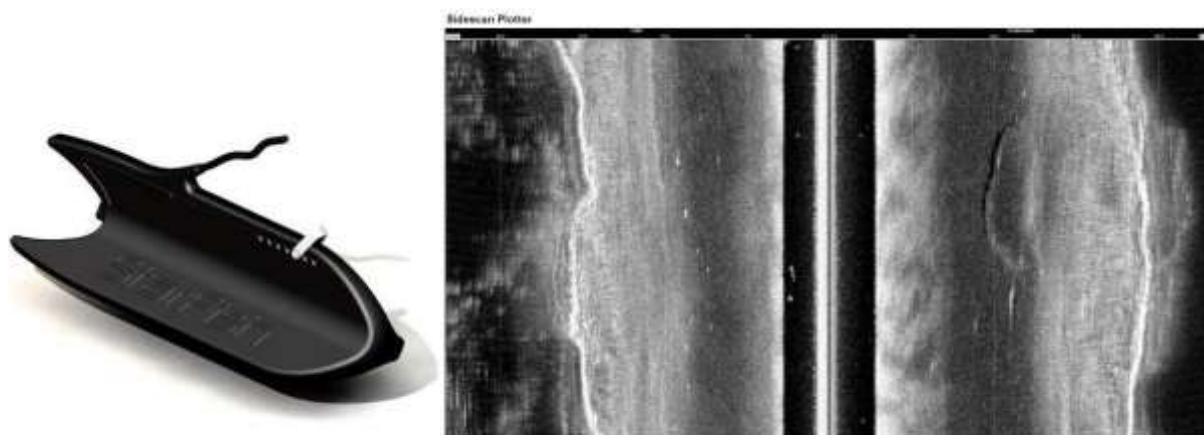


Fig. 4.7 – A sinistra, immagine da catalogo del modello di Side Scan Sonar utilizzato. A destra, esempio di acquisizione dati tramite Side Scan Sonar. Il risultato è una “fotografia” dell’area investigata. L’ombreggiatura dell’immagine evidenzia la presenza di dislivelli morfologici rispetto al livello medio del fondo.

Un ultimo rilievo è stato eseguito usando il drone SWAP nel settore settentrionale del Cavo Napoleonico, a Est dell’abitato di Bondeno (FE), anch’esso secondo una griglia regolare di transetti e le stesse impostazioni di acquisizione del rilievo precedente, per un’analisi di dettaglio di alcune forme di interesse emerse nel precedente rilievo.

4.3.2 Elaborazione dati

Per entrambe le configurazioni di rilievo sub-bottom (commerciale trainato e open source autonomo) e il rilievo Side Scan Sonar, i dati sono stati convertiti, processati e interpretati tramite il software open source SeisPrho LCL (Gasperini & Stanghellini, 2009), sviluppato dall’Istituto ISMAR-CNR di Bologna. I dati sono stati prima convertiti dal formato XTF a SEG-Y

e visualizzati all'interno di una finestra di 25 msec TWT (circa 19 metri). Il rumore di fondo (principalmente vibrazioni dovute al motore) è stato filtrato e le ampiezze equalizzate tramite applicazione del guadagno lineare e correzione della divergenza sferica. Il risultato è un profilo a 256 livelli di grigio in modalità *variable density* (Fig. 4.8). Il posizionamento del profilo è contenuto in un file NAV creato automaticamente dal software, con le coordinate di ogni singolo shot espresse in gradi decimali (Priore et al, 2013).

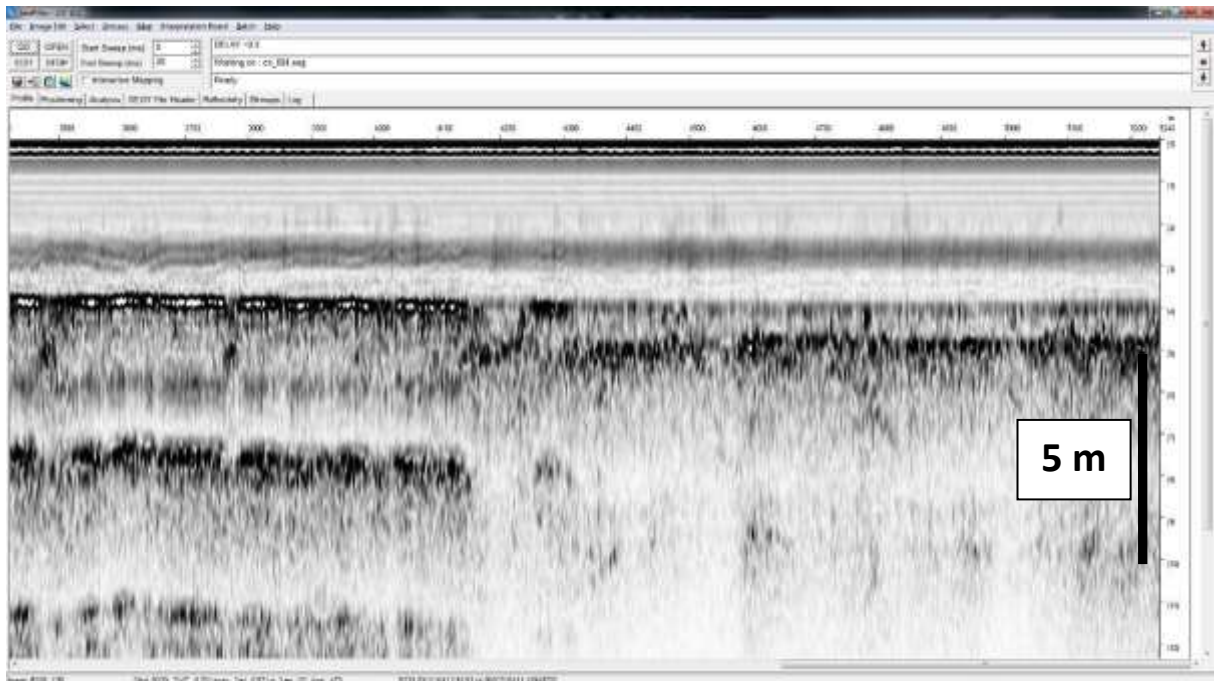


Fig. 4.8 – Esempio di finestra di elaborazione dati in SeisPrho LCL. La scala sulla destra è in metri. Si noti il passaggio da un fondo cementato ad alta impedenza a sinistra (segnale molto scuro con forti multiple al di sotto) a un fondo costituito da materiale fine che permette la penetrazione del segnale a destra.

L'elaborazione dei dati ha incluso la stima della profondità del fondo del canale e del valore di riflettività dei sedimenti che lo ricoprono lungo l'intero tracciato del Cavo Napoleonico.

Per la valutazione della profondità del battente d'acqua, la presenza di sedimento non consolidato può far sì che il segnale ad alta frequenza inviato dal pinger penetri tali depositi, falsando la stima. Tale errore è trascurabile per profondità elevate, mentre è un errore considerevole nel nostro caso di studio caratterizzato da un ridotto battente d'acqua (dai 3 ai 5 m). Per ovviare al problema, ai dati è stato applicato un algoritmo di *trace mixing* che aumenta la coerenza laterale del riflettore del fondale. Inoltre, è stata usata la procedura descritta da Haynes et al (1997) per il riconoscimento del fondale marino tramite profili sismici a riflessione ad alta risoluzione. Il metodo prevede: 1) l'analisi dell'involuppo dell'ampiezza della traccia sismica tramite la convoluzione dei valori quadratici della traccia

sismica originale attraverso una finestra di calcolo della stessa ampiezza dell'impulso sorgente:

$$a(t) = \int_{-\infty}^{\infty} [x(\tau)]^2 w(t - \tau) d\tau$$

dove $a(t)$ è l'involuppo dell'ampiezza della traccia, $x(t)$ è il segnale registrato,

$$w(t) = \begin{cases} 1 & t \in [0, L] \\ 0 & \text{elsewhere} \end{cases}$$

corrisponde alla finestra rettangolare ed L rappresenta la lunghezza della finestra; 2) il riconoscimento dall'involuppo della traccia sismica della riflessione riferita al fondo imponendo un valore limite nel ritardo del segnale. La conversione da tempi a profondità si è basata su un valore costante della velocità di propagazione del suono di 1450 m/s (Gasperini, 2005).

La stima del valore di riflettività dei sedimenti che coprono il fondale è stata effettuata acquisendo l'intero ecogramma, piuttosto che la sola stima del valore di profondità. Per rilievi condotti con incidenza verticale del segnale, trascurando l'effetto di dispersione del segnale dovuto alle asperità del fondo, il coefficiente di riflettività (R) si ottiene tramite:

$$R = (A_r / A_s) z$$

dove A_r e A_s sono, rispettivamente, le ampiezze del segnale riflesso e sorgente, mentre z è la profondità del battente d'acqua.

Per il calcolo del coefficiente R , sono stati utilizzati i seguenti valori di A_r e A_s :

$$A_s = \sum_{i=0}^W |x_i| \quad A_r = \sum_{i=B}^{B+W} |x_i|$$

dove $x(i)$ è il segnale digitale campionato, W è l'ampiezza dell'impulso sorgente, B è la stima della profondità del fondo in tempi (Gasperini, 2005).

I valori ottenuti di profondità e riflettività sono stati utilizzati per la creazione di un profilo 2D lungo il tracciato del Cavo Napoleonico (Fig. 4.10).

4.4 Risultati

La curva di variazione della profondità del canale e di stima dei valori di riflettività del fondale sono state plottate su un grafico rispetto alla latitudine (Fig. 4.10). Sono stati distinti 3 settori del Cavo sulla base del differente segnale all'interfaccia acqua-fondo del canale: un settore settentrionale ad alta riflettività, uno centrale a bassa riflettività, e uno meridionale a riflettività intermedia tra i valori dei settori precedenti.

Dal confronto con report e lavori scientifici disponibili (Mazzini et al, 2006; Biavati et al, 2009; 2010) (Fig. 4.3b), è emersa una connessione tra i valori di riflettività calcolati e le caratteristiche strutturali del Cavo Napoleonico: fondo canale rivestito da cemento nel settore settentrionale, fondo costituito da sedimenti prevalentemente sabbiosi nel settore meridionale e da sedimenti prevalentemente limosi nel settore centrale (Fig. 4.9). Nel primo settore, prevalentemente concentrato nella zona settentrionale del Cavo, il segnale viene totalmente riflesso dal rivestimento in cemento dando origine a una serie di riflessioni multiple del fondale che rende impossibile investigare la successione sedimentaria. Nel settore centrale del canale, dove la presenza di sedimento fine permette una penetrazione ottimale del segnale, la profondità massima investigata è stata di circa 15-20 metri con una risoluzione verticale inferiore ai 10 centimetri. Questo settore del Cavo Napoleonico coincide con l'area di massimo sollevamento a seguito del sisma, quindi rappresenta la zona di maggior interesse ai fini del nostro studio. Il settore con fondo sovraconsolidato, nella parte



meridionale del Cavo, rappresenta una situazione intermedia con il segnale che viene parzialmente riflesso dalla successione sedimentaria, fornendo comunque una visuale delle strutture sedimentarie, una volta filtrate le multiple di lungo periodo (Priore et al, 2013). Il fondo del canale risulta generalmente omogeneo e sub-orizzontale, fatta

Fig. 4.9 – Classificazione della tipologia del fondo canale del Cavo Napoleonico (vedi legenda), come risultato dell'analisi di riflettività dei sedimenti (modificato da Priore et al, 2013).

eccezione per il settore centrale del canale, lì dove è avvenuto il maggior sollevamento a seguito del sisma del 2012. In questo settore emergono dislivelli lunghi circa una decina di metri (Fig. 4.10), sicuramente non connessi alla costruzione del Cavo Napoleonico. È stato ragionevole per noi ipotizzare che la loro genesi fosse collegata alla deformazione tettonica seguita al sisma, e in quanto tale valesse la pena approfondire la loro analisi.

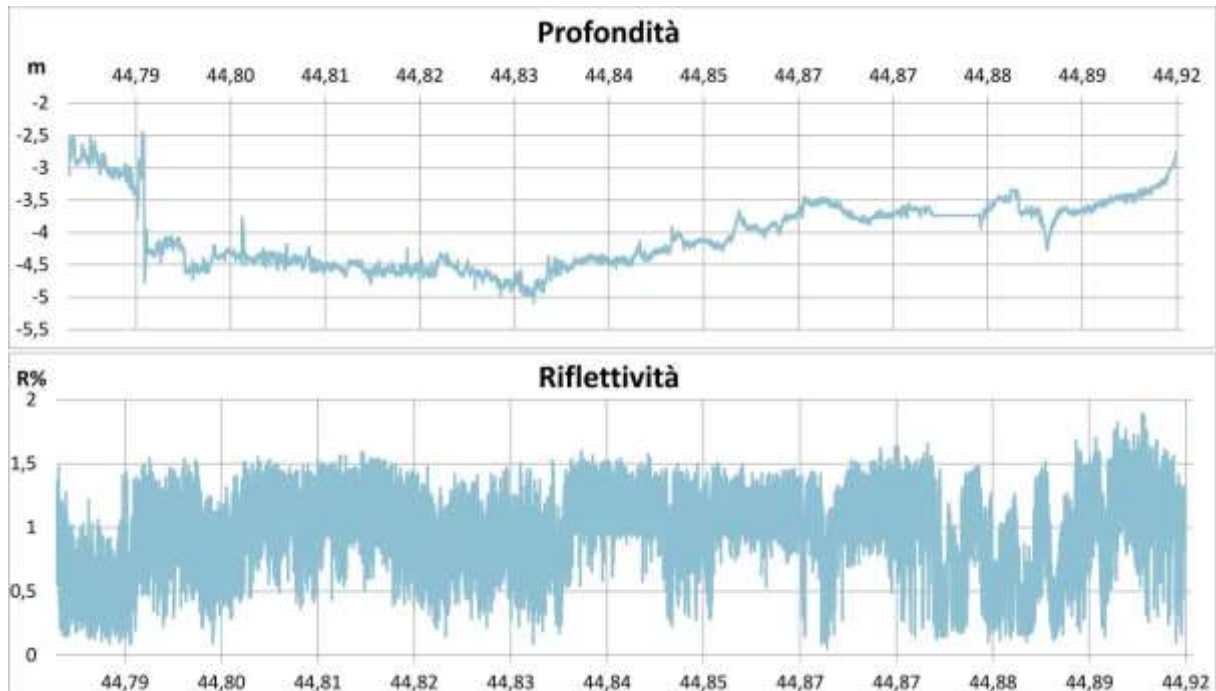


Fig. 4.10 – Profili batimetrico (in alto) e di riflettività (in basso) del Cavo Napoleonico (da Priore et al, 2013).

Dall’analisi dei profili sismici acquisiti nella zona di maggiore penetrazione del segnale sono emersi contrasti di impedenza che mostrano delle superfici concave verso l’alto con incisioni a “V”, poste circa 2-3 metri al di sotto del fondale, estese circa 200 metri e riempite da sedimenti. Emerge anche la presenza di una frattura che disloca il fondo canale di qualche decina di centimetri, immediatamente a Nord di uno dei paleoalvei (Fig. 4.11b). In altri settori si evidenziano riflettori inclinati a basso angolo, estesi lateralmente per alcune decine di metri (Fig. 4.11c) per poi scomparire rapidamente. Tali superfici concave sono state interpretate come paleoalvei sepolti (Priore et al, 2013).

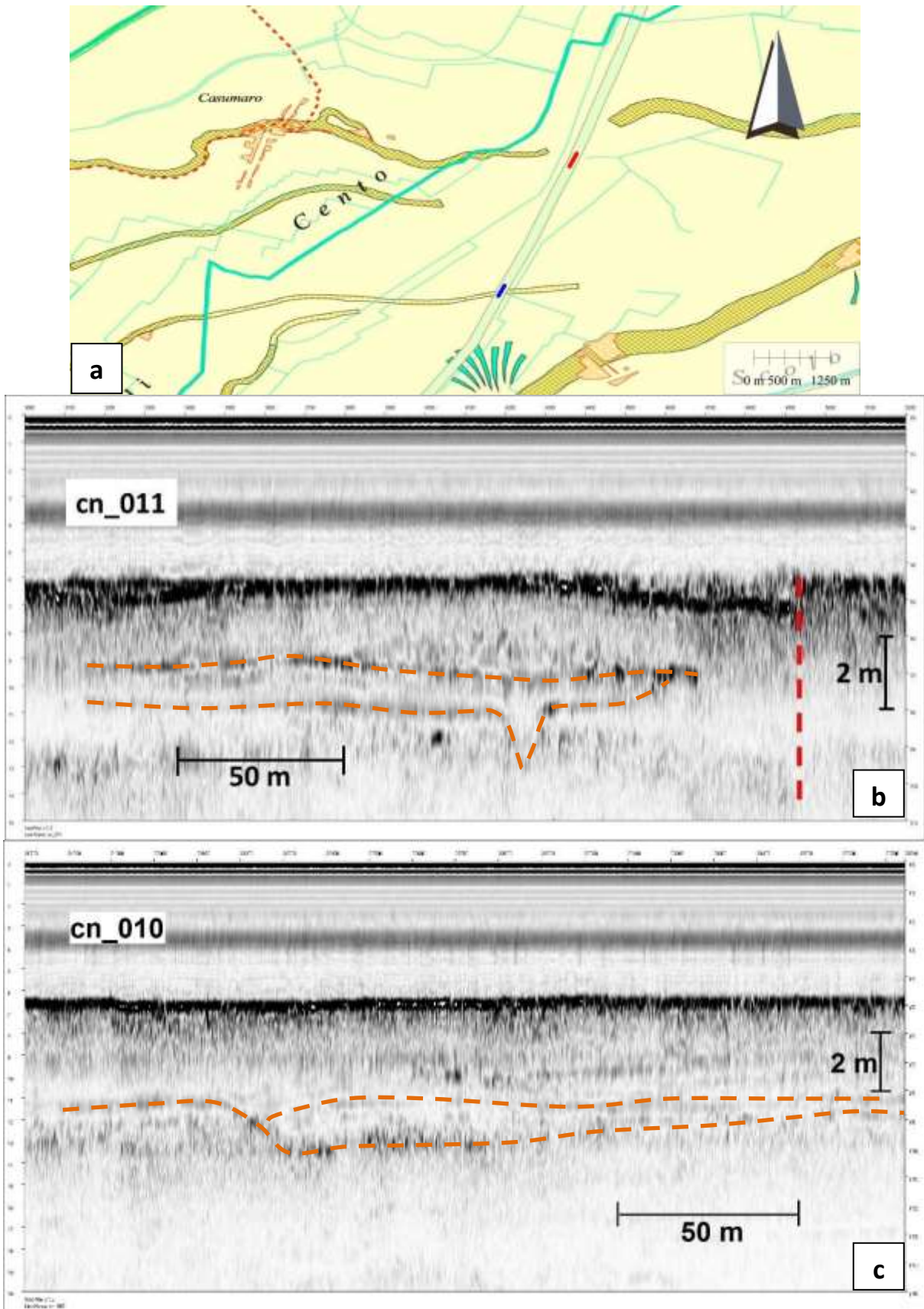
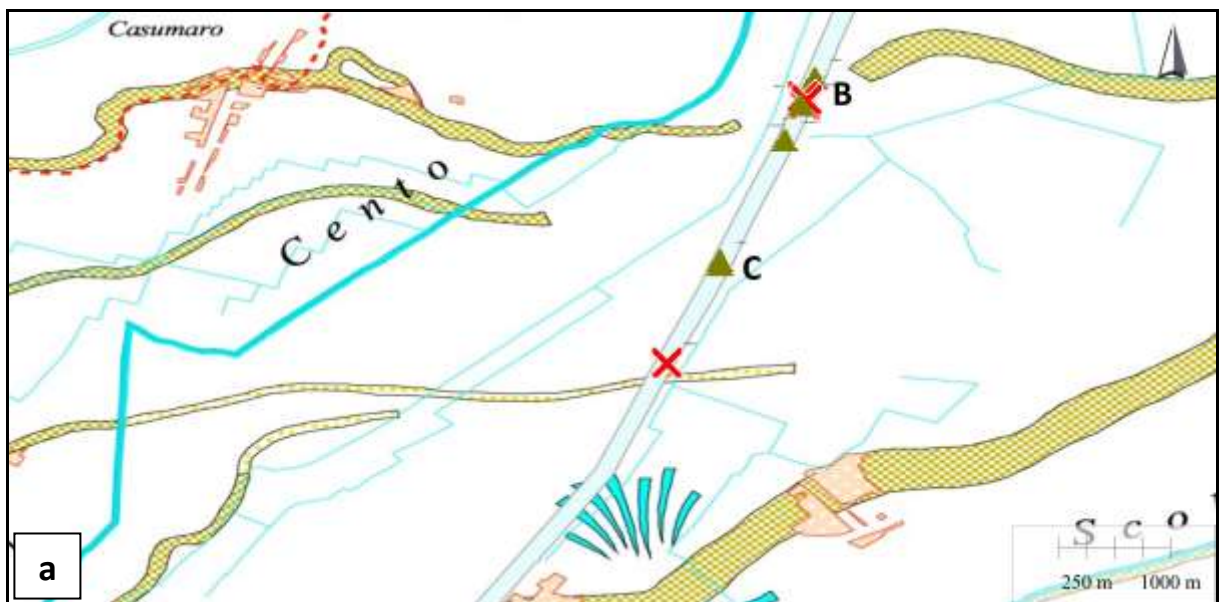


Fig. 4.11 – (A) Mappa della posizione ed estensione dei paleoalvei evidenziati in figura (b) (in blu) e (c) (in rosso) (la mappa di base deriva dalla carta geomorfologica del Consorzio di Bonifica Valli Vecchio Reno del 1982). Evidenze di incisioni canalizzate riempite da sedimenti localizzate nel settore centrale del Cavo Napoleonico, al di sotto del fondo canale. Fondale che risulta dislocato di circa 50 cm da una frattura superficiale (in rosso tratteggiato in b). Sono appena evidenti anche riflettori interni al sedimento probabilmente legati ad aggradazione fluviale.

Le immagini del fondo canale ottenute tramite Side Scan Sonar evidenziano delle deformazioni in corrispondenza dell'intersezione del Cavo Napoleonico con i paleoalvei che lo attraversano nel settore centrale, e si ipotizza siano legate a risalite di sabbia e/o fluidi (Fig. 4.12). Le deformazioni sono identificate come fratture e rigonfiamenti lunghi almeno 10 metri, dimensione compatibile con le fratture cosismiche superficiali createsi a seguito della sequenza sismica emiliana (ISPRA Report, 2012). Sono stati infatti documentati, all'interno di canali profondi poche decine di centimetri, dossi venuti a giorno a seguito del sisma e legati a risalita di fluidi, dalla conformazione molto simile a quelli ritrovati sul fondo del Cavo Napoleonico (Lo Presti et al, 2012). Sia le fratture che i dossi rinvenuti sul fondo del Cavo Napoleonico, indicati in rosso in figura 4.12, sono orientati circa NE-SO, parallelamente alla lunghezza del canale; orientazione concordante con quella delle fratture rinvenute in superficie nella vicina zona compresa tra Sant'Agostino (FE) e Mirabello (FE) compresa prevalentemente tra N15° e N70° (Alessio et al, 2013; EMERGEO Report, 2012; Lavecchia et al, 2012).



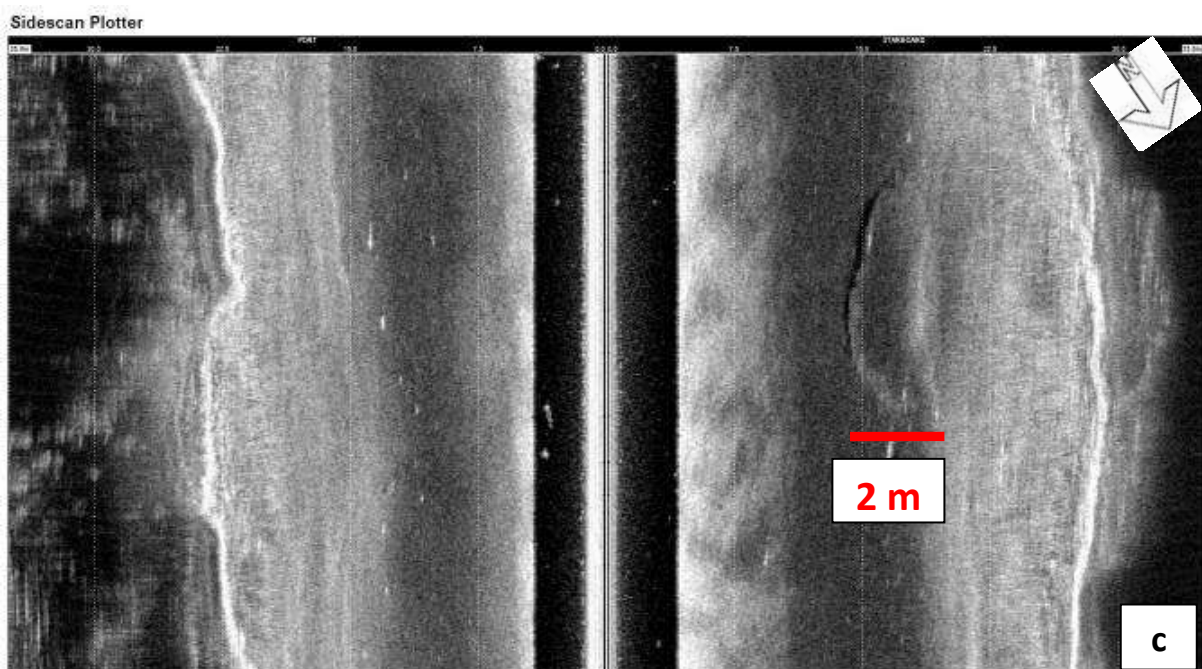
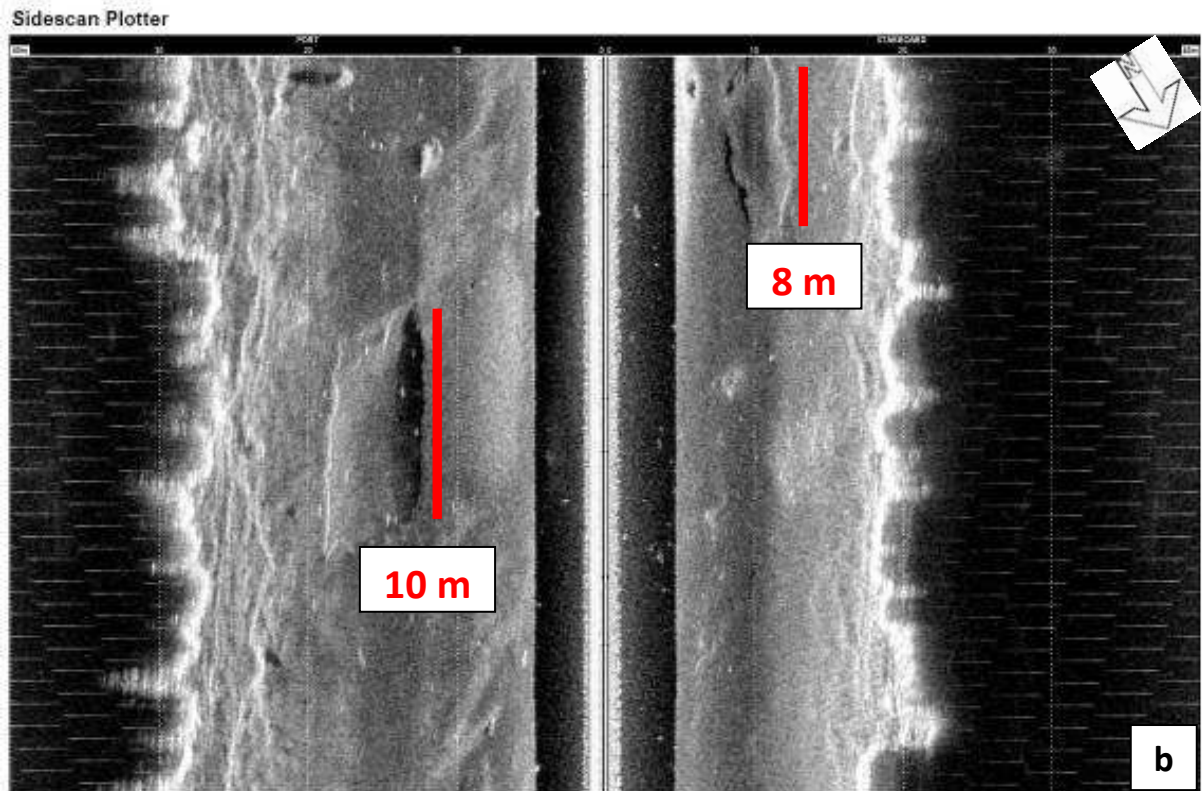


Fig. 4.12 – (a) Mappa della posizione (B e C) di rilievi (triangoli dorati) e depressioni (croci rosse) descritti nelle immagini (b) e (c). Immagini del fondo canale ottenute da rilievo con Side Scan Sonar. (b) Sono presenti una depressione (a sinistra) profonda circa 1 m e un dosso (a destra). (c) E' presente solo un dosso a destra.

Nel settore settentrionale del Cavo il rilievo tramite sub-bottom Benthos aveva evidenziato una ampia zona in cui il segnale derivante dalle riflessioni del fondo cementato si perdeva completamente. A coprirlo un accumulo di sabbia, spesso 0,5 m circa, dalla forma conica con il picco in corrispondenza di quello che sembra un percorso di risalita di sabbia e/o fluidi dalla successione sottostante (Fig. 4.13b).

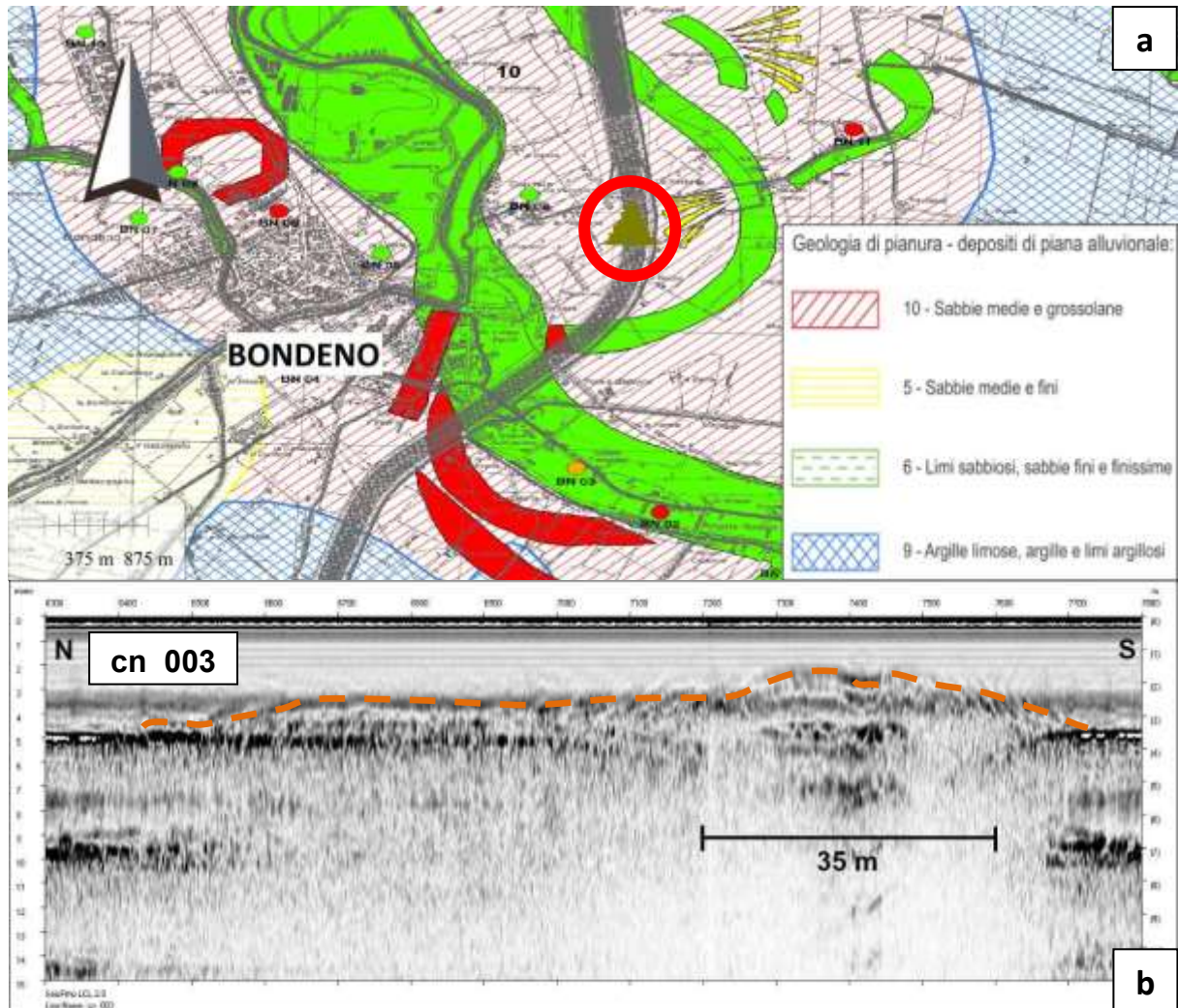


Fig. 4.13 – (a) Mappa della posizione del deposito descritto nell' immagine (b) (triangolo dorato nel cerchio rosso) La mappa di base deriva dalla Tavola di Geomorfologia del Piano Strutturale Comunale Associato Alto Ferrarese (2008). I tracciati in verde indicano paleoalvei di ubicazione sicura, mentre in rosso sono evidenziati i paleoalvei di ubicazione incerta. (b) Risalita di materiale probabilmente sabbioso e/o fluidi nel settore Nord del Cavo Napoleonico, attraverso la copertura in cemento del fondo del canale. La deposizione con forma conica è simile a quella dei fenomeni cosmici superficiali dovuti alla liquefazione delle sabbie. La scala orizzontale in alto nell'immagine (b) indica il numero degli shotpoint, non la distanza in metri.

Nel corso dei rilievi successivi il settore è stato nuovamente investigato grazie al drone SWAP ottenendo un'immagine più chiara delle fratture che interessano le lastre di cemento sul fondale, insieme al cono di sabbia deposto al di sopra (Fig. 4.14). Il rilievo tramite drone ha permesso l'acquisizione di un grigliato regolare da cui sono state estrapolate informazioni sull'estensione laterale dell'accumulo.

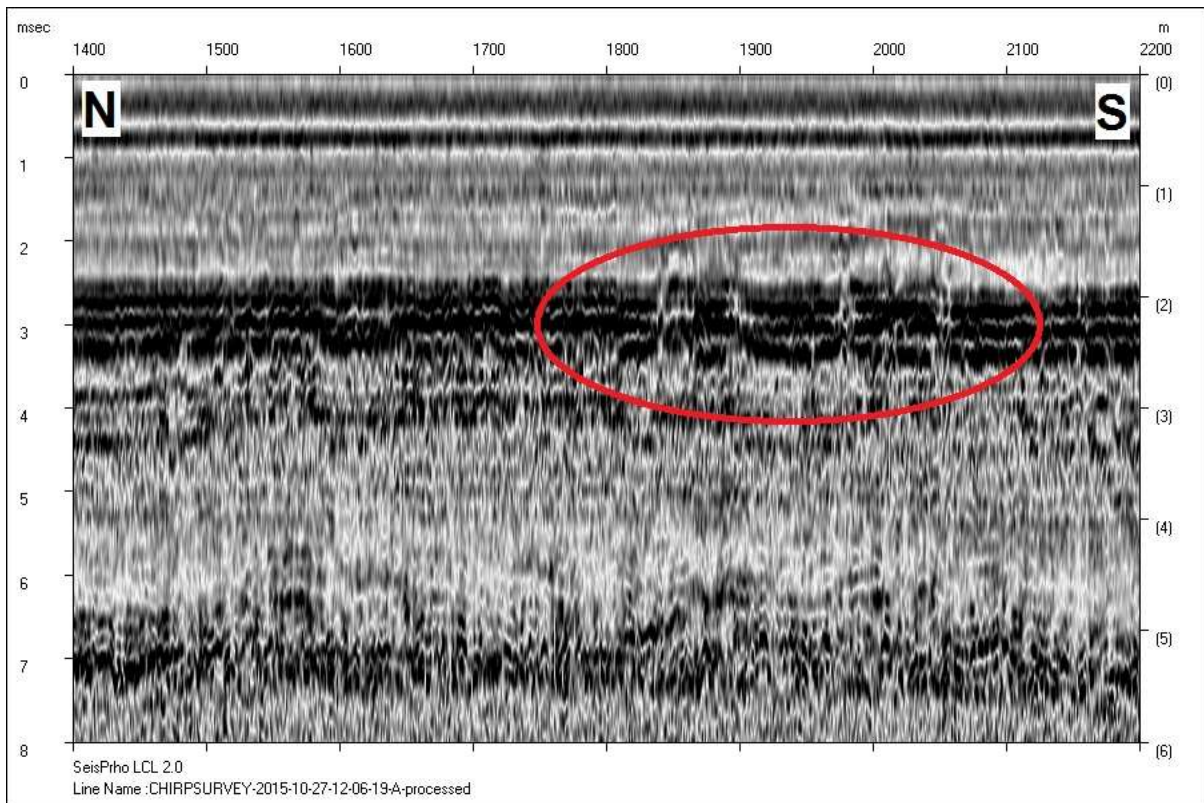


Fig. 4.14 – Rilievo sub-bottom tramite drone SWAP. In rosso, evidenziate le fratture nel fondale cementato attraverso cui è risalita la sabbia. La scala sulla destra indica la profondità dal pelo dell'acqua. Per la scala orizzontale, confrontare con la figura 4.13.

Una risalita di sabbia in quella zona è plausibile se consideriamo che il settore settentrionale del Cavo è impostato su paleoalvei dovuti alla divagazione del Fiume Po che, prima del 1200 con la rotta di Ficarolo, scorreva unicamente in questa zona per poi attraversare la città di Ferrara (Castiglioni et al, 1997; Bondesan et al, 1992; Castaldini et al, 1992). Il fenomeno della liquefazione delle sabbie ha sicuramente interessato questo settore e può avere fatto sì che la sabbia sepolta in profondità risalisse e con la sua pressione danneggiasse le lastre di cemento, per poi depositarsi con morfologia conica sul fondo del canale.

4.5 Limiti del metodo

La sperimentazione di un nuovo metodo o strumento aiuta anche a comprenderne i limiti o le condizioni che possono impedirne il corretto funzionamento. Nei nostri test sono emerse numerose difficoltà, risolte per la maggior parte, insormontabili in alcuni casi, sia nell'uso del sub-bottom commerciale che di quello *custom* montato su mezzo autonomo. Quanto già detto riguardo il fondo del Cavo Napoleonico ne è un esempio. Un fondo canale rivestito di cemento o costituito da sedimento sovraconsolidato interferisce con la penetrazione del segnale rendendo inefficace, o meno esaustiva, l'indagine (Fig. 4.14). L'impulso sismico inviato da un sub-bottom ad alta frequenza necessita di una successione sedimentaria

composta da litologie fini o finissime per poter penetrare, venire riflesso e ritornare ai trasduttori per essere registrato. Al contrario, un substrato compatto o di granulometria grossolana rifletterà il segnale già all'interfaccia acqua-sedimento o acqua-fondo del canale.

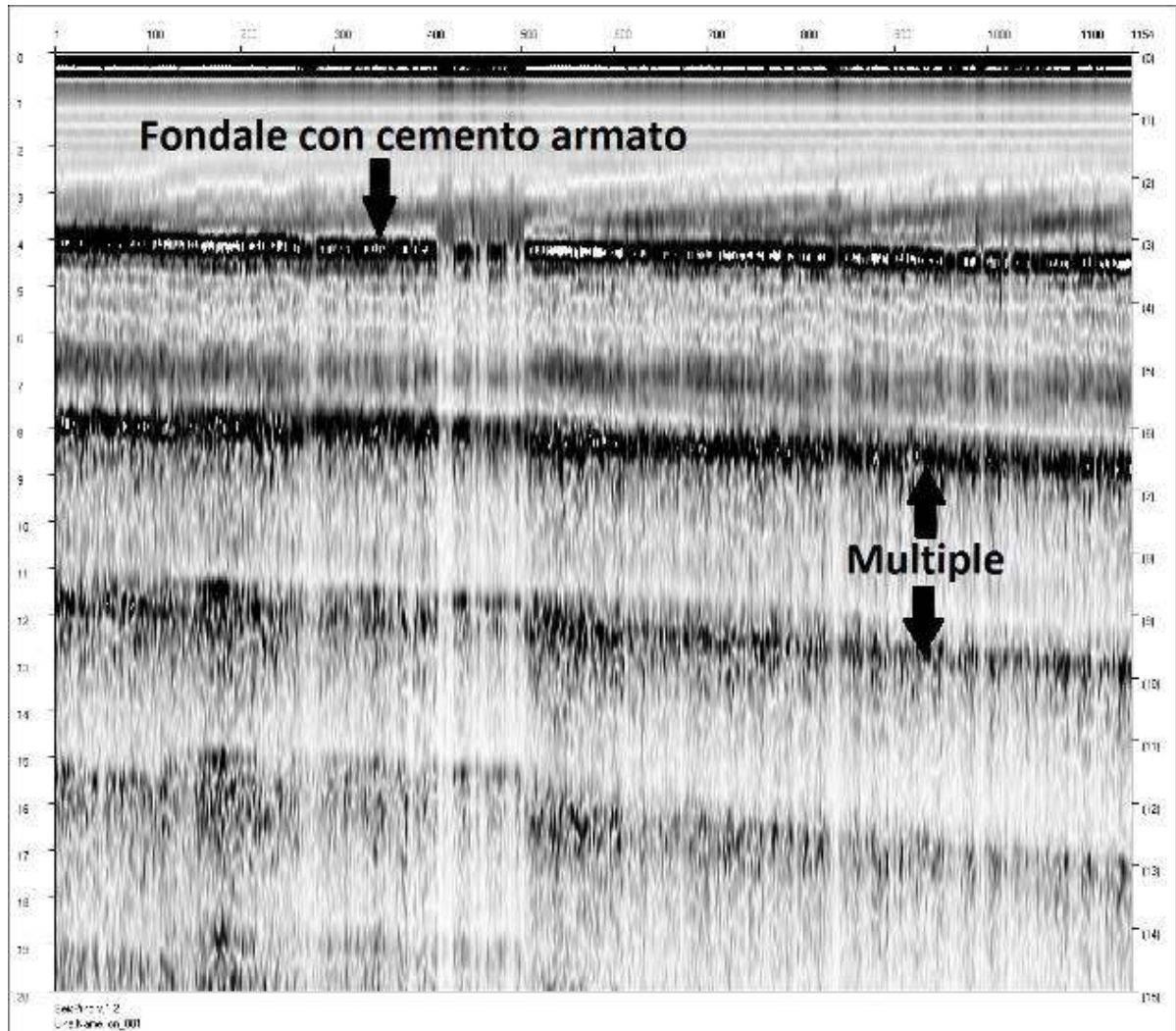


Fig. 4.14 – Risultato dell'utilizzo di un sistema sub-bottom ad alta frequenza in presenza di un fondale ricoperto da cemento armato (modif. da Priore et al, 2013). L'elevato contrasto di impedenza non permette al segnale di penetrare ma viene totalmente riflesso. Ne risultano una serie di riflessioni multiple ad alta intensità che coprono quelle deboli dovute alle riflessioni nei sedimenti, inibendo l'investigazione della successione sedimentaria.

Una situazione simile si è verificata ampliando l'area di indagine alla zona tra Finale Emilia (MO) e Mirandola (MO), zona epicentrale per la scossa principale del 29 Maggio 2012. L'intenzione era di sfruttare il fitto reticolo di canali per irrigazione gestiti dal Consorzio di Burana in modo da poter confrontare le strutture sedimentarie delle due zone epicentrali ed eventuali fenomeni cosismici simili (Fig. 4.15).



Fig. 4.15 – Mappa del progetto di rilievo lungo i canali del Consorzio di Bonifica di Burana e lungo il Fiume Panaro (in azzurro). In rosso, mappa strutturale d'Italia (da Bigi et al, 1992). In giallo, zona di massimo sollevamento a seguito del sisma del 29 Maggio 2012 (da CNR-IREA, 2012).

Dopo i rilievi preliminari per decidere quali canali fossero investigabili, dal primo test in acqua si è capito che non avremmo ricavato alcuna informazione di rilievo. I canali erano stati dragati, infatti, meno di un anno prima, esponendo il substrato sovraconsolidato. L'effetto è risultato simile a quanto avvenuto nel Cavo Napoleonico con il segnale totalmente riflesso e nessuna informazione sui depositi e le strutture sedimentarie sottostanti (Fig. 4.16).

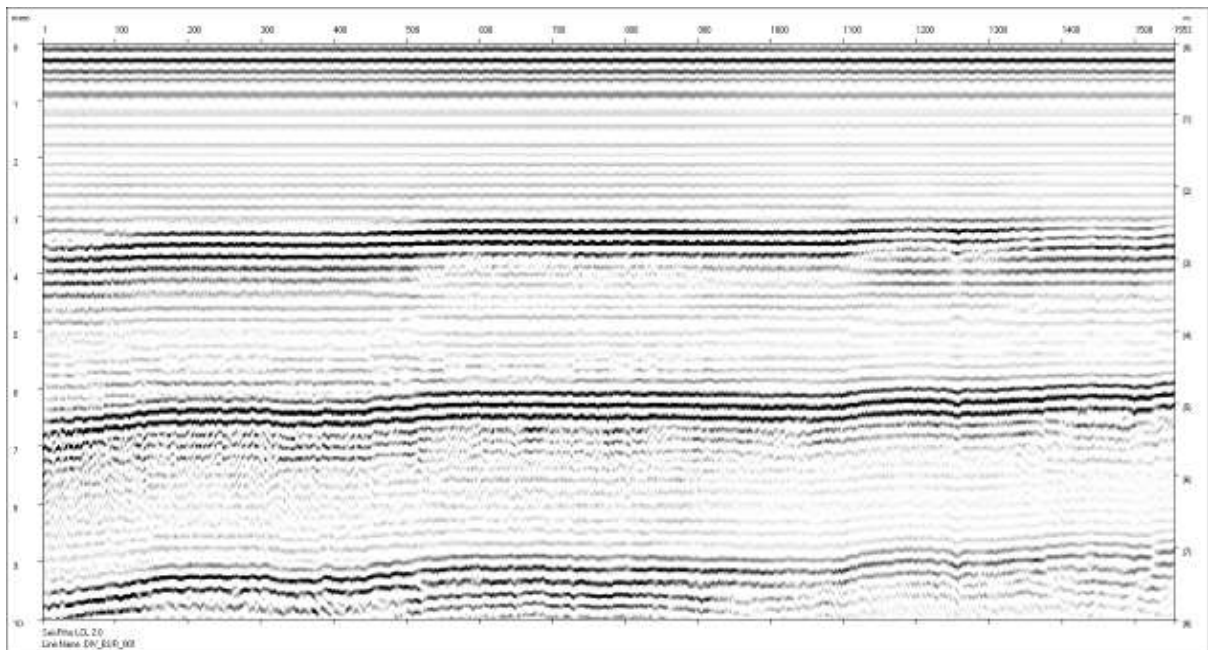


Fig. 4.16 – Risultato dell'utilizzo di un sistema sub-bottom a tecnologia Chirp in presenza di un fondale sovraconsolidato. Il dragaggio del fondale ha rimosso il sottile strato di sedimenti fini che copriva il fondale e che avrebbe veicolato il segnale. In questo modo ne risulta nuovamente solo una serie di riflessioni multiple ad alta intensità, ma nessuna informazione sulla successione sedimentaria.

Infine, le condizioni idrauliche delle vie d'acqua influiscono sulla possibilità di effettuare un rilievo con questa strumentazione. Date le ridotte dimensioni del veicolo autonomo e il pescaggio limitato è possibile navigare in battenti d'acqua molto ridotti (poche decine di centimetri). D'altro canto bisogna operare in acque relativamente tranquille, poiché una corrente molto intensa renderebbe difficile manovrare lo strumento, finanche renderne difficile il recupero. Per questo motivo, anche il rilievo che si ipotizzava di poter eseguire lungo il tratto del Fiume Panaro all'interno dell'area epicentrale è stato annullato, per via della corrente intensa e della presenza di massi e vegetazione che avrebbero reso impossibile la navigazione del mezzo (Fig. 4.17).



Fig. 4.17 – Esempi delle condizioni in cui si sarebbe svolto il rilievo lungo il Fiume Panaro. Vegetazione, massi e corrente intensa non permettono la navigazione né del drone, né della barca.

5. Analisi dei dati a scala variabile

5.1 Introduzione

L'integrazione di dati a varia scala operata in questo lavoro ha portato a confrontare informazioni diverse per origine e significato; così come a confrontare lo stesso tipo di dato ottenuto nel tempo con metodi diversi e più moderni, arrivando a un'informazione più accurata e spesso di più agevole elaborazione tramite l'uso di *software* dedicati. Un esempio sono i dati di elevazione del terreno: è possibile ottenere questa informazione sia dalle carte storiche o del microrilievo, sia da rilievi aerei e satellitari. Le prime sono spesso mappe datate, unicamente in formato cartaceo, tracciate tramite rilievi operati sul campo; i secondi contano su strumenti sofisticati di alta precisione e mostrano una situazione molto più recente. Ad ogni modo, è sempre utile confrontare dati di provenienza diversa per verificare possibili lacune, addizioni o variazioni avvenute nel tempo che potrebbero rivelare particolari importanti.

Nel presente lavoro è stato considerato un ampio dataset di informazioni che spazia tra vari campi e a diverse scale che di seguito verrà descritto in ogni sua componente.

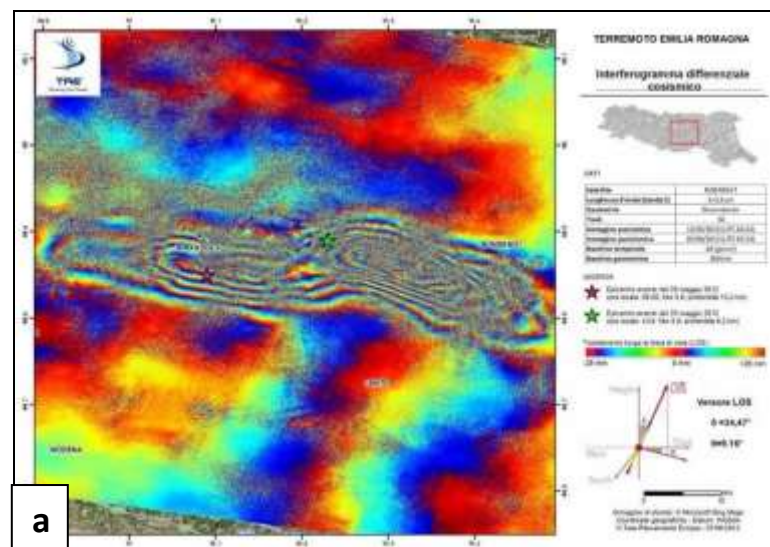
5.2 Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR)

Nelle ore immediatamente successive al sisma del 20 Maggio 2012 la Protezione Civile ha coinvolto l'Agenzia Spaziale Italiana (ASI), l'Istituto per il Rilevamento Elettromagnetico dell'Ambiente del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR-IREA) e l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) nella programmazione di nuove acquisizioni radar dai satelliti della costellazione COSMO-SkyMed per ottenere in tempi rapidi informazioni sulla deformazione crostale connessa alle scosse sismiche. La tecnica utilizzata è l'interferometria satellitare che consente di misurare le variazioni della fase del segnale SAR tra due acquisizioni distinte provenienti dallo stesso bersaglio a terra. In particolare, nella sua variante di Interferometria Differenziale (o DInSAR) questa tecnica consente di misurare spostamenti del terreno, anche dell'ordine di centimetri, confrontando immagini radar acquisite prima e dopo un evento sismico, sottraendo il contributo fornito dalla topografia (Tele-Rilevamento Europa, 2015).

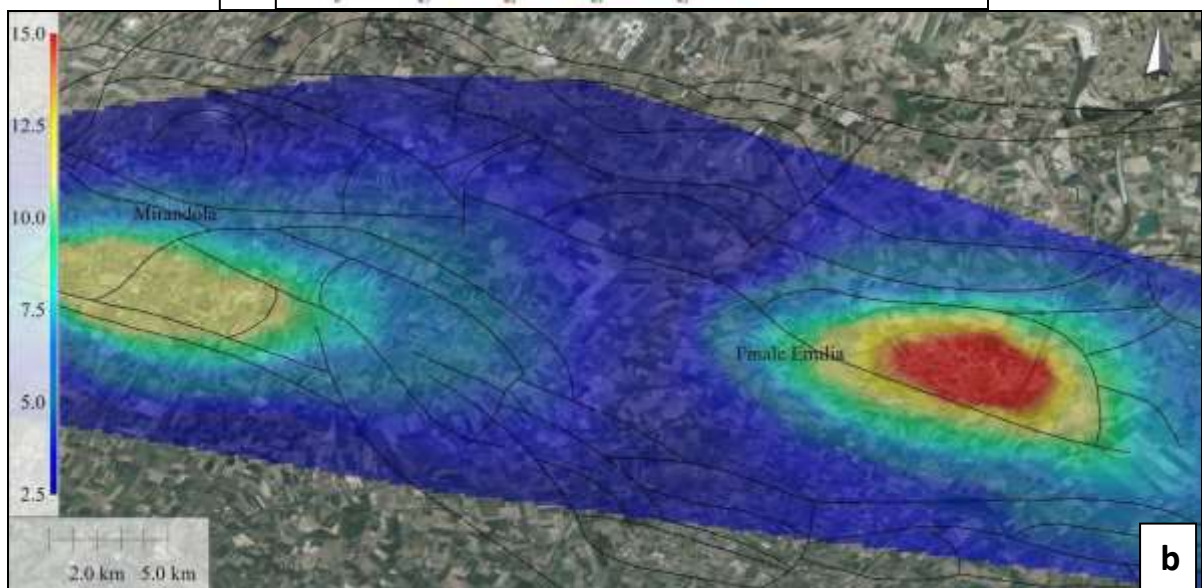
Nel caso della sequenza sismica del 2012, ne risultano due aree distinte in echelon lunghe circa 25 km, con massimi sollevamenti di 15 e 12 centimetri, rispettivamente a seguito delle scosse principali del 20 e 29 Maggio 2012. Entrambe sono disposte circa est-ovest,

parallelamente ai thrust che hanno generato il sisma (IREA-CNR, 2012). Per la scossa del 20 Maggio il satellite è riuscito a coprire solo la parte orientale dell'area epicentrale, pertanto è stato necessario operare un lavoro di sottrazione con i dati rilevati nei passaggi successivi del satellite per giungere al valore di sollevamento crostale relativo alla prima scossa principale della sequenza (Pezzo et al, 2012) (Fig. 5.1a).

A partire dalle immagini fornite dal CNR-IREA e dalla società Telerilevamento Europa (T.R.E.), che ha materialmente eseguito il rilievo satellitare, sono stati plottati su mappa i dati di elevazione cosismica del terreno, ricreando tramite software open source GMT - Generic Mapping Tool – 5 (Wessel & Smith, 1991) le griglie 3D di sollevamento (Fig. 5.1b). Le griglie sono state poi la base del confronto con gli altri dati analizzati in questo lavoro.



a



b

Fig. 5.1 – (a) Interferogramma differenziale cosismico dell'intera sequenza sismica emiliana in formato immagine (da Tele-Rilevamento Europa, 2012). (b) Stesso interferogramma della sequenza sismica emiliana ma in formato grid XYZ, ricavato dalla digitalizzazione dell'immagine in alto ed elaborata con il software GMT 5. In (b) sono riportate anche le strutture profonde così come rilevate nella Carta Strutturale d'Italia (Bigi et al, 1992).

5.3 Carte storiche e divagazione fluviale

L'uplift tettonico e la subsidenza sono tra i fattori che maggiormente influiscono sull'evoluzione della superficie topografica e numerosi autori hanno evidenziato come la loro azione influisca su elementi quali l'altimetria e il reticolo idrografico (Schumm & Khan, 1972; Holbrook & Schumm, 1999; Burrato et al, 2003; Costa et al, 2006). Vanno inoltre considerati anche fattori non tettonici, quali i cambiamenti climatici e l'influenza antropica, quest'ultima soprattutto in tempi storici.

Il reticolo idrografico in particolare è sensibile anche alle lievi deformazioni verticali, specialmente in aree pianeggianti dove mancano evidenze superficiali di attività tettonica (Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999; Ciucci et al, 2002; Burrato et al, 1999; 2003). Anticlinali e sinclinali sepolte influenzano l'altimetria superficiale creando, rispettivamente, aree di diversione e attrazione del reticolo idrografico. In dettaglio, le aree in sollevamento sono soggette a erosione e assenza di vie fluviali, mentre quelle in subsidenza saranno attraversate dal reticolo idrografico aumentando il tasso di deposizione sedimentaria. Il rapporto tra tasso di sedimentazione e tasso di deformazione tettonica influenza la percezione di anticlinali e sinclinali in crescita, le quali controllano l'evoluzione della sedimentazione e della topografia (Burrato et al, 2003; 2012). Partendo da questo concetto si può usare l'evoluzione dei reticoli idrografici antichi e moderni per interpretare l'influenza operata su di essi dall'attività dei thrust ciechi del sottosuolo padano.

In Pianura Padana poche anticlinali hanno un'evidenza morfologica in superficie a causa degli alti tassi di sedimentazione e dei bassi tassi di deformazione tettonica (Carminati & Di Donato, 1999; Carminati & Martinelli, 2002; Burrato et al, 2003; Scrocca et al, 2007).

Lavori precedenti hanno dimostrato come il sollevamento dovuto ai thrust ciechi, come l'alto strutturale di Mirandola (Scrocca et al, 2007) o la Dorsale Ferrarese (Pieri & Groppi, 1981), abbiano influenzato i tracciati di fiumi quali il Po, il Secchia, il Panaro e il Reno (Burrato et al, 2003; Boccaletti et al, 2004; Boccaletti et al, 2011). Mettendo a paragone la situazione attuale con le mappe storiche (Magini, 1599; Saccenti, 1700; Casoli, 1726; Bolzoni, 1758; Rosaspina, 1816; Olivieri, 1821; Regione Emilia-Romagna, 2013) è evidente come il tracciato del Fiume Po abbia traslato verso Nord, mantenendo una direzione principale di scorrimento circa E-O, circa parallela al fronte di sovrascorrimento appenninico che si sposta nella stessa direzione. I suoi tributari come Secchia, Panaro e altri fiumi principali come il Fiume Reno hanno ripetutamente modificato il loro tracciato nei secoli scorsi, secondo le variazioni nelle

aree di divergenza e di avulsione (Fig. 5.2). Fino ai tempi storici in cui l'attività antropica ha avuto il sopravvento modificando i tracciati fluviali, o congelandone i percorsi, secondo le necessità abitative (Castaldini & Raimondi, 1985; Bondesan et al, 1992).

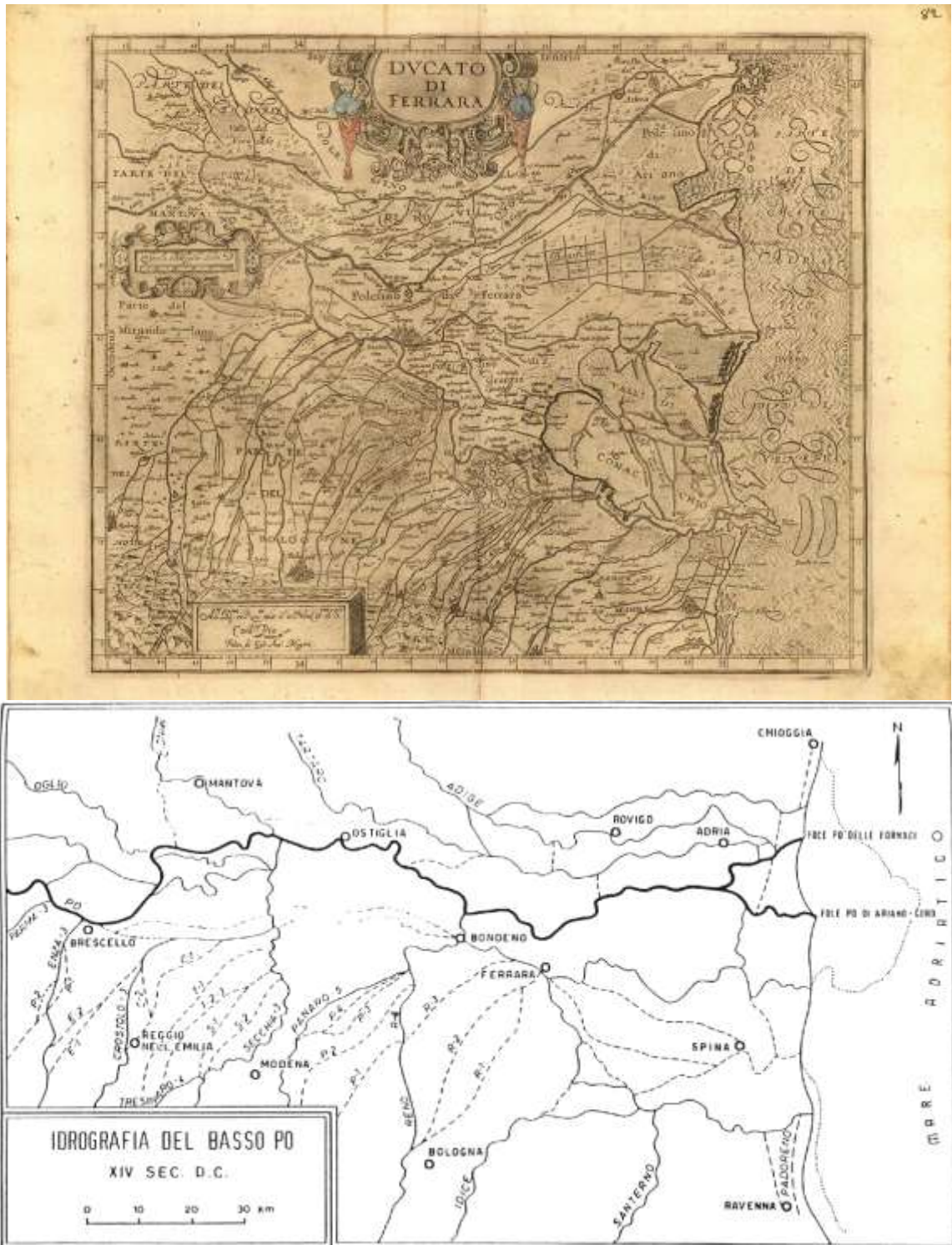
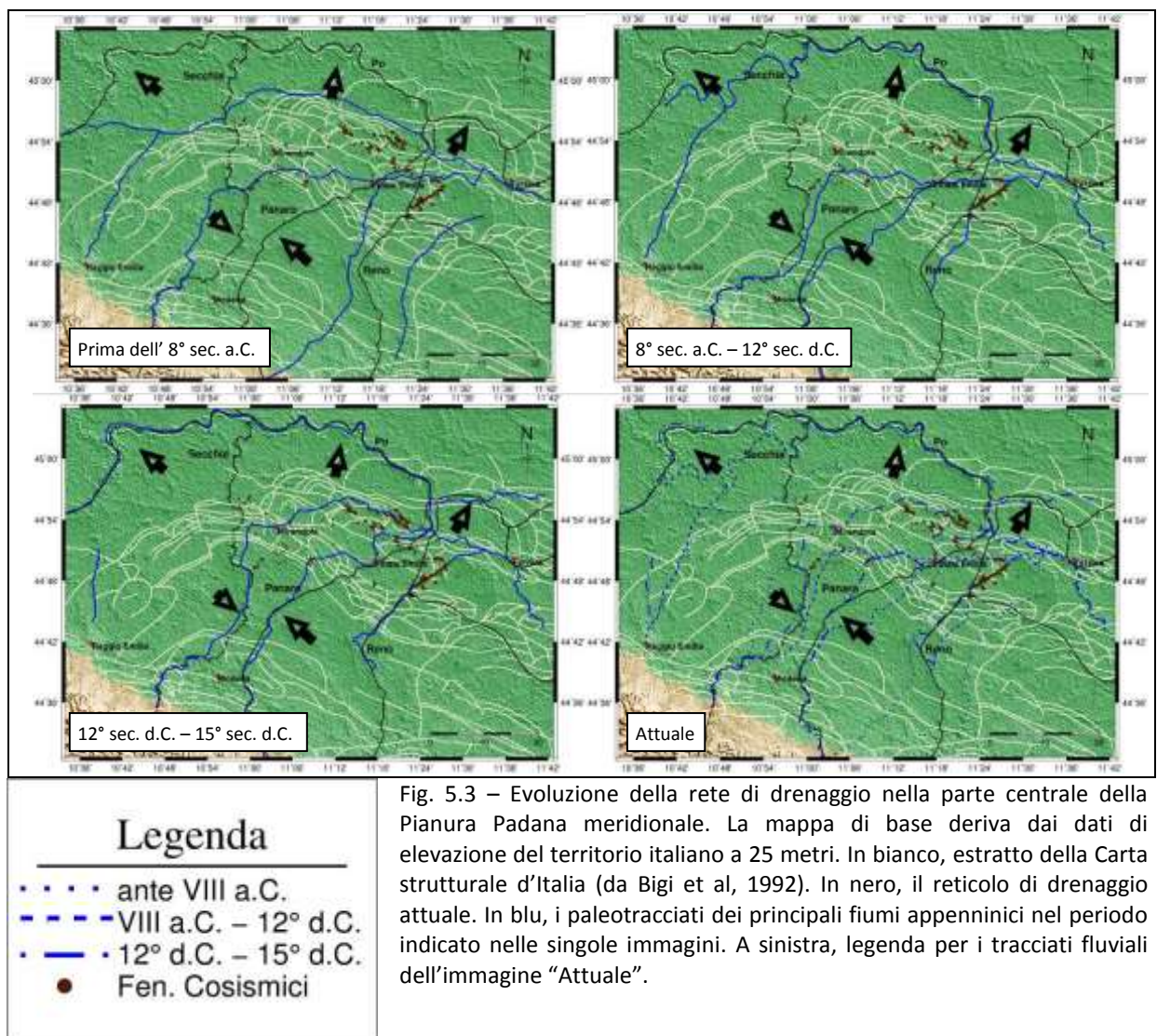


Fig. 5.2 – In alto, carta del Ducato di Ferrara (da Magini, 1599). Dalla carta risulta ancora attivo il passaggio del Fiume Po attraverso la città di Ferrara da dove poi si biforcava in Po di Volano e Po di Primaro. Entrambe le biforcazioni sono andate perdute a seguito della diversione del Po all'altezza di Ficarolo nel 1200 che ha portato all'abbandono del tratto passante per il capoluogo emiliano. In basso, carta delle divagazioni dei principali fiumi della Pianura Padana fino al 14° secolo (da Veggiani, 1985). Notare le numerose deviazioni subite dai fiumi appenninici.

L'abbandono dei vecchi tracciati fluviali, la sedimentazione all'interno di alvei fissi nel tempo o la tracimazione di depositi fini durante le piene portano all'impostarsi di paleoalvei, dossi fluviali e conoidi di rotta, considerati come i depositi maggiormente suscettibili di liquefazione a seguito di un sisma o comunque considerati aree a elevato rischio sismico. Per questo motivo risultano di particolare interesse per il nostro studio.

Partendo dai lavori di Burrato et al (2003; 2012) sono state rielaborate le mappe di divagazione fluviale utilizzando il software open source GMT 5 (Wessel & Smith, 1991), uniformandole ai dati derivanti dal lavoro di Bondesan et al (1992) (il quale a sua volta modifica i dati di Castaldini, 1989) e usando come superficie di base i dati di elevazione del terreno dell'Italia con risoluzione a 25 metri (Fig. 5.3). Bondesan et al (1992) e Burrato (2003; 2012) hanno utilizzato archi temporali diversi per esprimere le fasi di variazione dei tracciati fluviali, pertanto è stato necessario verificare la comparabilità dei dati, modificando gli intervalli usati per la redazione delle mappe in modo da comprendere entrambi i dataset.



5.4 Light Detection And Radar (LiDAR)

Per l'altimetria aggiornata della zona epicentrale precedente al terremoto è stato usato un rilievo LiDAR disponibile presso il Geoportale Nazionale del Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (<http://www.pcn.minambiente.it/viewer/>) con risoluzione 1x1 metri (Fig. 5.4). Il LiDAR è un sistema di telerilevamento per rilievi topografici che sfrutta un laser scanner installato su un aereo per l'esecuzione di un rilievo ad alta velocità e alta risoluzione. Il risultato è un insieme di punti georeferenziati, quotati in base ai tempi di ritorno del segnale riflesso. La peculiarità del sistema è la possibilità di attraversare la vegetazione (se non eccessivamente densa) fino a raggiungere il suolo. Dal Modello Digitale di Superficie (DSM), che include tutti i punti registrati, si passa tramite filtraggio automatico e manuale a un Modello Digitale del Terreno (DTM) che include solo i punti che appartengono al suolo (Ambiente - Regione Emilia-Romagna, 2011). Il modello del terreno è stato utilizzato nel presente lavoro per evidenziare le principali variazioni altimetriche, in particolare i dossi fluviali segnati sulla Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al, 1997), utilizzando così un supporto digitale di alta qualità per le elaborazioni cartografiche al posto dei dati cartacei.

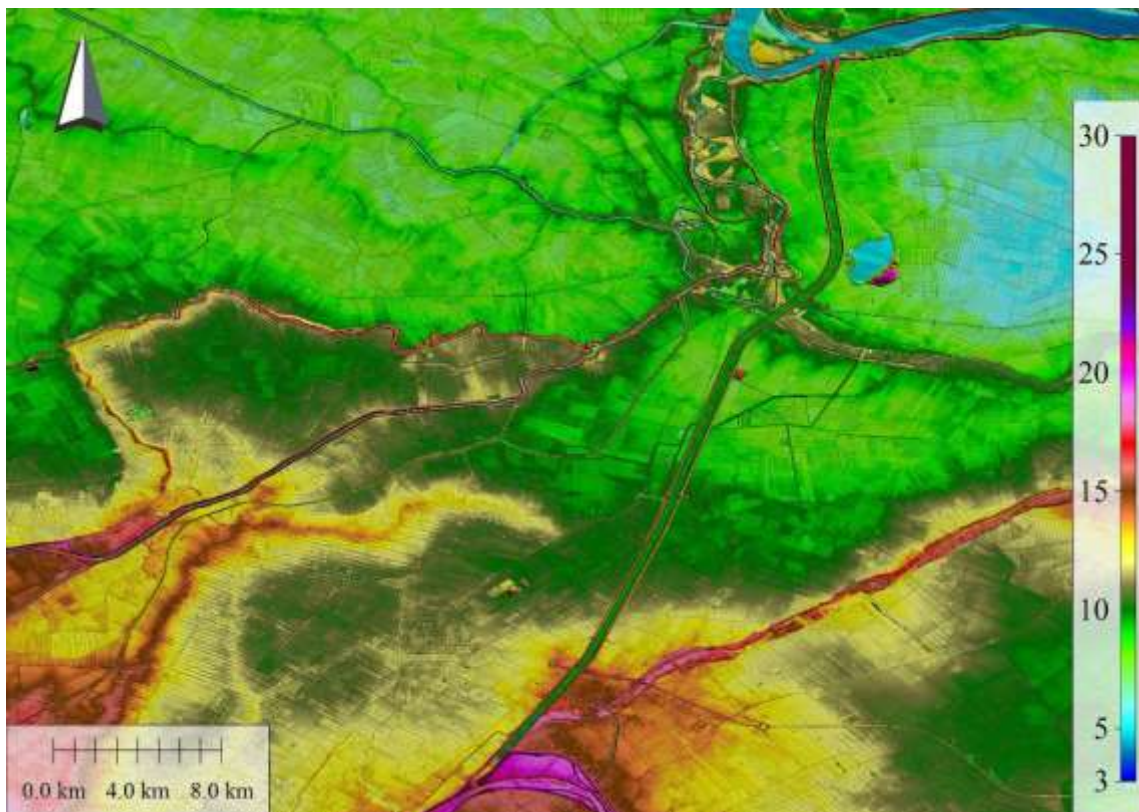


Fig. 5.4 – Stralcio del rilievo LiDAR relativo all'area epicentrale del sisma del 20 Maggio 2012 (<http://www.pcn.minambiente.it/viewer/>). Sono evidenti le zone rilevate rispetto al livello medio della Pianura (dal verde scuro al rosso) che corrispondono ai dossi fluviali derivanti dalle divagazioni dei principali fiumi appenninici.

5.5 Foto aeree

La Compagnia Generale Riprese aeree (CGR) di Parma ha effettuato un rilievo aereo fotografico ad alta risoluzione (risoluzione orizzontale 50 cm) su buona parte della zona epicentrale immediatamente dopo il sisma del 20 Maggio. Il rilievo si estende tra gli abitati di Bondeno (FE) e Mirandola (MO) concentrandosi prevalentemente sui grandi centri abitati colpiti dal sisma. Sono state comunque coperte aree rurali nei dintorni dove sono stati rilevati fenomeni cosismici importanti (Fig. 5.5a).

La Società ha concesso l'accesso al proprio server in maniera remota per analizzare tali immagini, in cerca di eventuali fenomeni cosismici superficiali non segnati sulle mappe ufficiali. A partire dalla "Carta degli effetti della liquefazione" redatta dalla Protezione Civile e da altri report disponibili (ISPRA, 2012; EMERGEO, 2012) è stato effettuato un dettagliato screening dell'area disponibile, trovando poche evidenze, comunque coerenti, di fenomeni cosismici non segnati sulle carte ufficiali (Fig. 5.5b). Sono state considerate solo le immagini nelle zone in cui si era pienamente sicuri che si trattasse di fenomeni cosismici e non una semplice variazione cromatica delle colture. I fotogrammi considerati contengono evidenze simili ai fenomeni descritti nei report ufficiali, sia per dimensione che per orientazione (Fig. 5.6). Le immagini sono state poi estrapolate e georeferenziate, così da essere incluse del dataset generale del progetto e confrontate con gli altri dati disponibili.

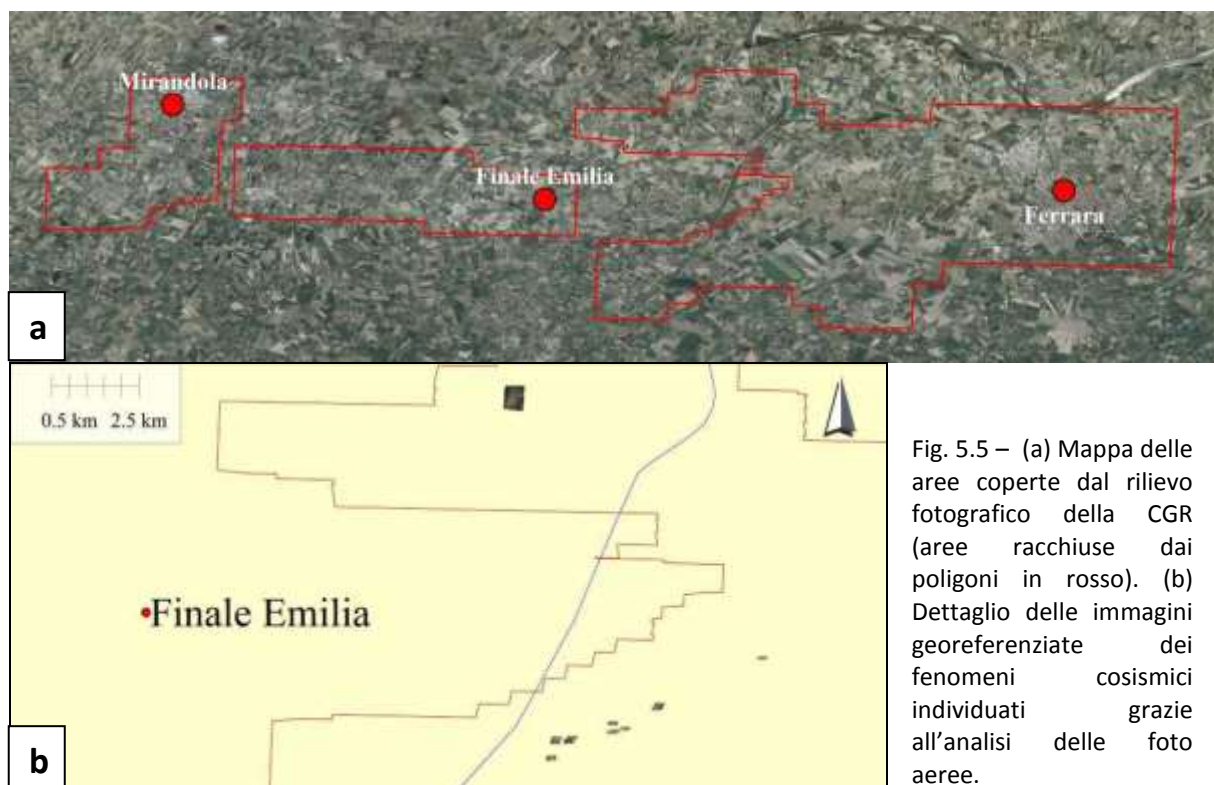


Fig. 5.5 – (a) Mappa delle aree coperte dal rilievo fotografico della CGR (aree racchiuse dai poligoni in rosso). (b) Dettaglio delle immagini georeferenziate dei fenomeni cosismici individuati grazie all'analisi delle foto aeree.



Fig. 5.6 – (a) Esempio di liquefazione connessa a fratturazione superficiale in località San Carlo. (b) Esempio di fratturazione superficiale in località San Carlo. Nelle immagini sono riportate le orientazioni generali, relative all'insieme dei fenomeni investigati (a) o per la sola zona del paleo Reno (b).

5.6 Correlazioni stratigrafiche nell'intorno del Cavo Napoleonico

Per la caratterizzazione stratigrafica della zona intorno alla parte centrale del Cavo Napoleonico sono state utilizzate informazioni di origine differente: sondaggi disponibili nell'archivio del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/cartografia/webgis-banchedati>) e nella banca dati geognostica della Regione Emilia-Romagna (<http://geoportale.regione.emilia-romagna.it/it/mappe/informazioni-geoscientifiche/geologia/prove-geognostiche>), oltre al database dei sondaggi dell'archivio dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA) (<http://www.isprambiente.gov.it/it/banche-dati/suolo-e-territorio>), tutti consultabili online; studi di microzonazione sismica e stratigrafia operati prima e dopo l'evento sismico (Biavati et al, 2010; Calabrese et al, 2012; Martelli, 2013; Stefani et al, 2014). I carotaggi contenuti nei database della Regione e dell'ISPRA provengono sia da progetti di ricerca che da attività private (studi per l'edilizia o la ricerca di acqua); gli studi di microzonazione forniscono dettagli sulla caratterizzazione di dettaglio della successione stratigrafica dell'area epicentrale, in particolare forniscono informazioni sulle zone suscettibili di amplificazione e quelle dove siano presenti condizioni predisponenti la liquefazione.

La caratterizzazione stratigrafica della zona presenta un piano topografico caratterizzato da dossi morfologici legati a corpi di sabbie di canale fluviale, mentre i sedimenti affioranti sono unicamente olocenici di piana alluvionale legati all'attività dei fiumi Po, Secchia, Panaro e Reno in epoca storica, all'incirca tra l'età romana e la fine del 1800 (Veggiani, 1985; Bondesan et al, 1992). La combinazione di elevato apporto sedimentario e marcata subsidenza ha relegato i depositi più antichi nel sottosuolo, situazione rafforzata dal trovarci in corrispondenza di una struttura profonda sinclinalica quaternaria a sud dell'anticlinale sepolta di Ferrara e del sovrascorrimento frontale appenninico (Stefani et al, 2014).

Dall'enorme quantità di materiale disponibile sono stati selezionati i dati di maggiore utilità nella caratterizzazione stratigrafica della zona di interesse. Questo per potere confrontare e valutare i dati ottenuti dall'esplorazione sismica superficiale (vedi capitolo 4.1). Si è giunti pertanto alla compilazione di un pannello di correlazione stratigrafica compreso tra gli abitati di Casumaro (FE) e Mirabello (FE) (Fig. 5.7). Il pannello è orientato circa est-ovest e copre una distanza di circa 7 km, con sondaggi compresi tra 2.5 metri e 91 metri di profondità. Pannelli stratigrafici orientati come il corso del Cavo Napoleonico sono già noti in

letteratura (vedi fig. 4.3). I sondaggi sono provenienti da attività private per la ricerca di acqua e la descrizione delle litologie spesso non va oltre la distinzione tra sabbie e argille. Dei 10 sondaggi utilizzati, solo 3 nel settore occidentale forniscono una descrizione dettagliata delle litologie sondate, inclusa la granulometria dei sedimenti. Per rendere omogenea la rappresentazione dei risultati, i log sono stati disegnati unicamente distinguendo tra orizzonti sabbiosi e argillosi. In fase di interpretazione, però, sono state considerate anche le informazioni più dettagliate contenute in parte di essi. Data la scarsità di informazioni sulle litologie, specialmente per i sondaggi più orientali, la correlazione delle unità è avvenuta sulla base degli spessori delle formazioni, della loro quota e delle informazioni relative alle litologie disponibili per alcuni dei sondaggi.

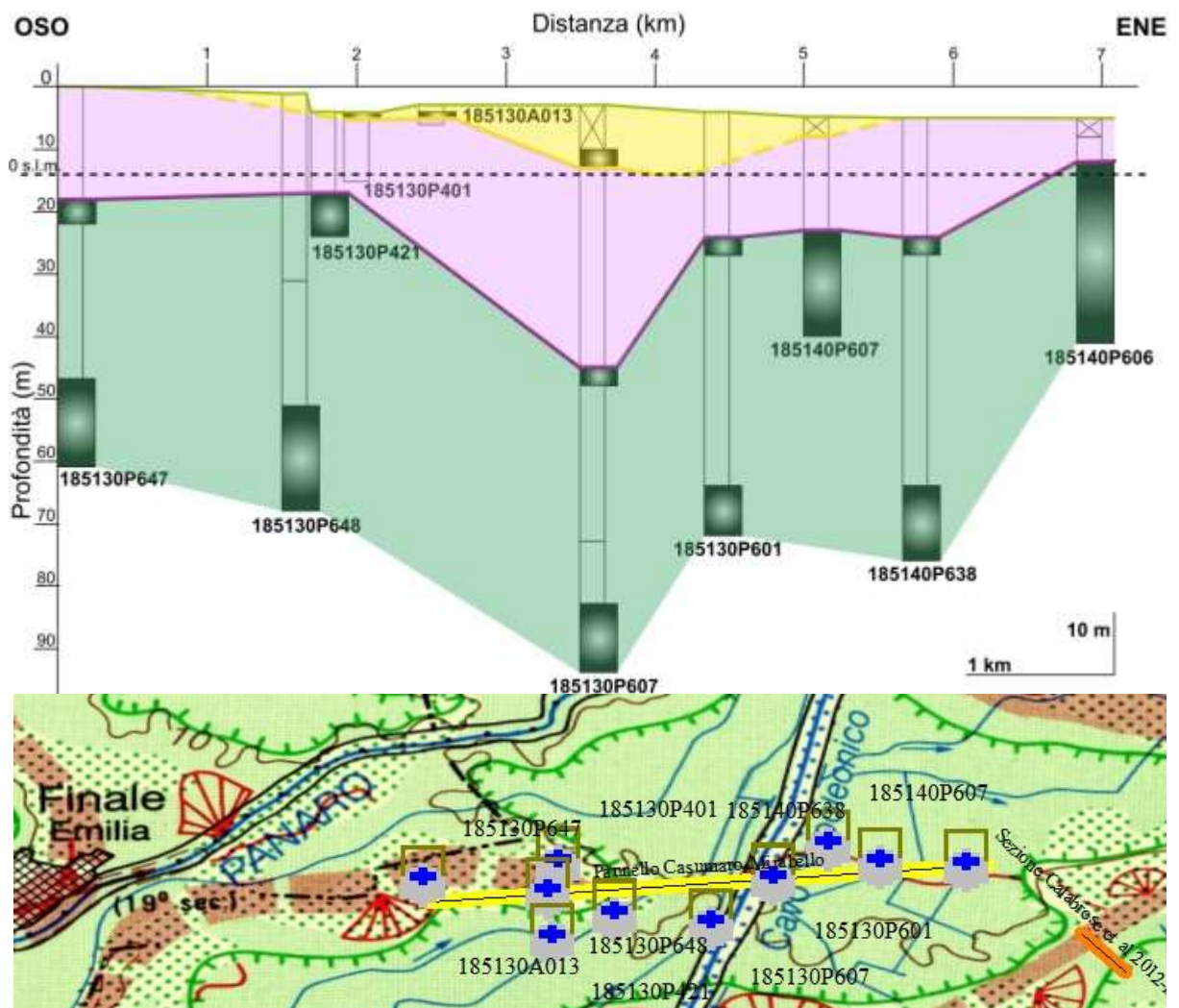


Fig. 5.7 – Pannello delle correlazioni stratigrafiche e, in basso, sua ubicazione rispetto alla Carta Geomorfologica della Pianura Padana (da Castiglioni et al, 1997). Nei log sono contraddistinti gli orizzonti argillosi (in bianco) e sabbiosi (in nero). La correlazione elaborata tra i depositi dei vari log è evidenziata tramite la differente colorazione. In arancio, posizione del pannello descritto in figura 5.8.

Ne risultano un'unità più profonda prevalentemente sabbiosa (in verde), seguita verso l'alto da un'unità prevalentemente argillosa con intercalazioni sabbiose e torbose (in violetto). Al top, nella parte centrale del pannello (in giallo), si delinea un'unità prevalentemente sabbiosa al cui interno, come si vedrà, bene si colloca il paleoalveo rilevato tramite indagine geofisica lungo il Cavo Napoleonico e il Dosso del Casumaro.

Le correlazioni delineate sono state confrontate con un modello geologico dei primi 30 metri di successione sedimentaria elaborato da Calabrese et al (2012) per gli abitati di Mirabello e S. Carlo a soli 3,7 km dal Cavo Napoleonico (Fig. 5.7), il quale prevede la seguente stratigrafia, a partire dal piano campagna (Fig. 5.8):

- Unità dei Canali Fluviali: alternanze di limi, sabbie fini e argille con torbe nella parte alta, sabbie fini e medie nella parte inferiore; potente circa 5-6 metri nella piana e fino a 13 metri in corrispondenza degli argini;
- Unità delle Paludi: prevalenti limi e argille con torbe; potente da 6 a 10 metri;
- Unità della Piana Alluvionale Pleistocenica, fino a 40 metri di profondità.

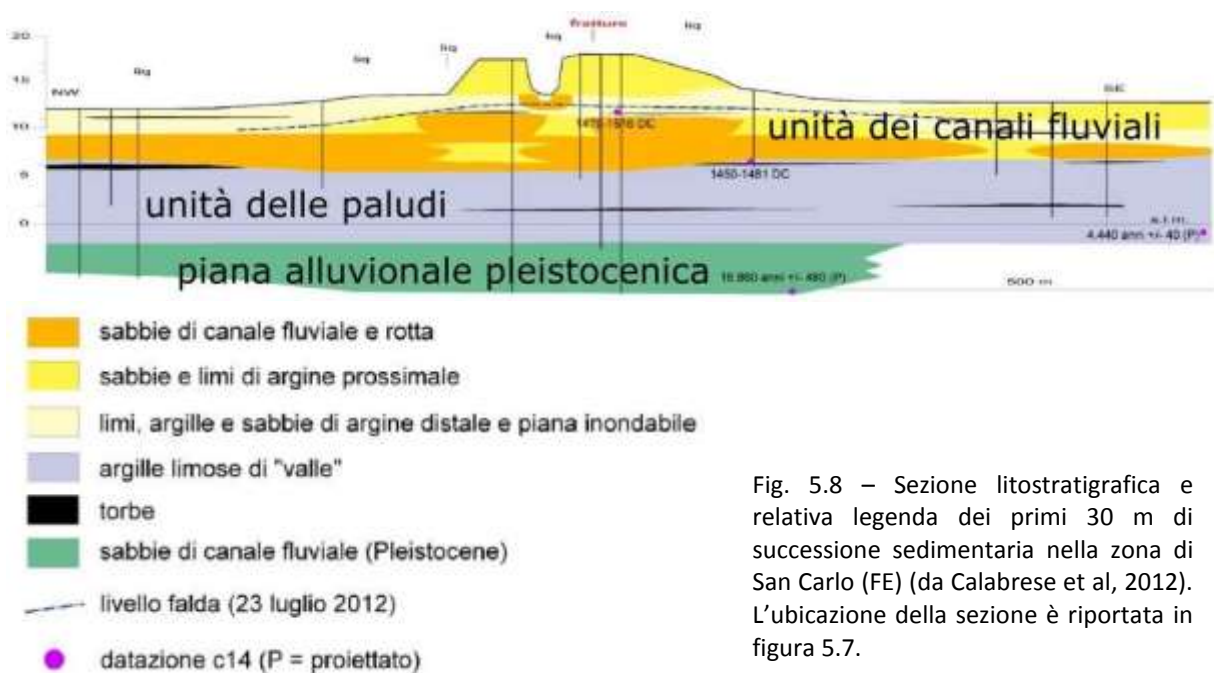


Fig. 5.8 – Sezione litostratigrafica e relativa legenda dei primi 30 m di successione sedimentaria nella zona di San Carlo (FE) (da Calabrese et al, 2012). L'ubicazione della sezione è riportata in figura 5.7.

I depositi di superficie si possono ricollegare a 3 elementi geomorfologici principali legati al dosso fluviale del paleoReno su cui sono impostati i centri abitati di Mirabello e San Carlo: dal centro del dosso verso l'esterno, la deposizione di paleoalveo lascia il posto alla deposizione di paleoargine per poi passare a una di piana alluvionale (Calabrese et al, 2012) (Fig. 5.9).

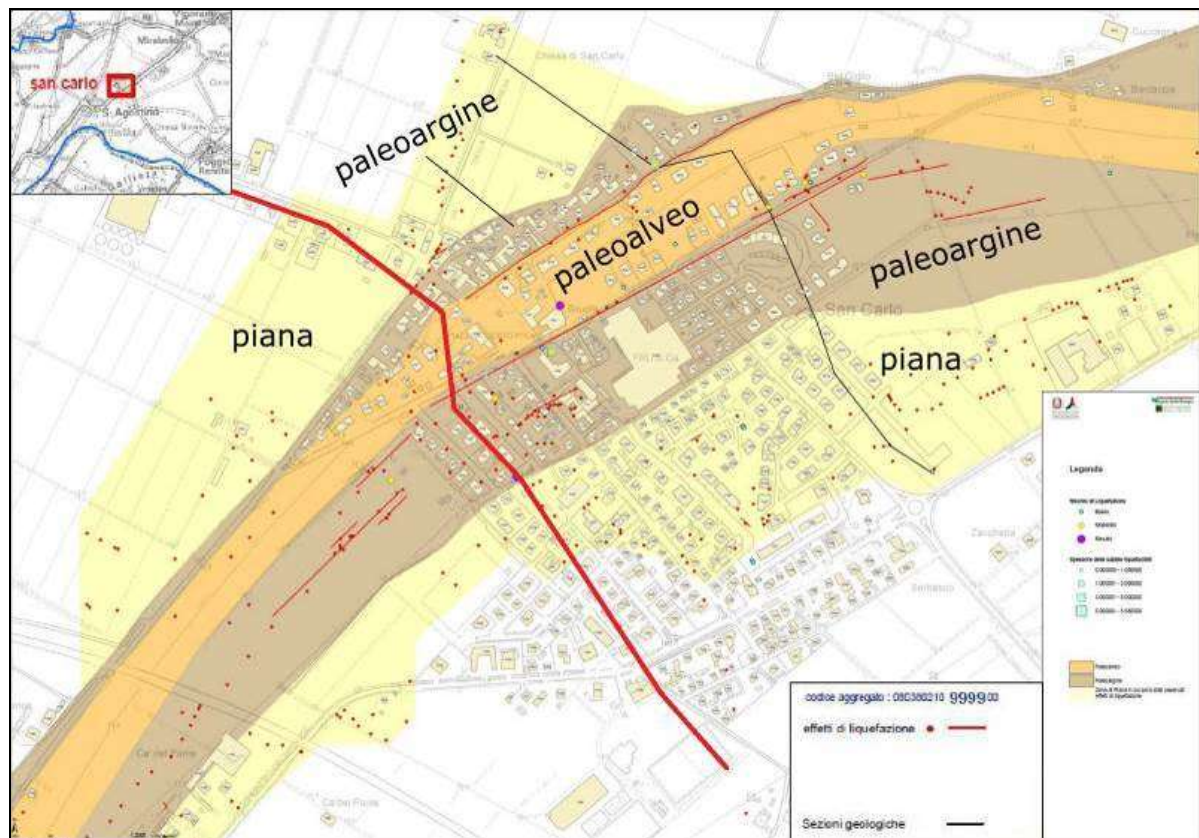


Fig. 5.9 – Carta geomorfologica dei depositi di superficie nell’area di San Carlo (FE) con evidenziati i siti di liquefazione (punti rossi) (da Calabrese et al, 2012). In rosso, posizione della sezione riportata in figura 5.7 e 5.8.

Il confronto tra i due pannelli ha evidenziato precise similarità nella classificazione dei depositi e nelle correlazioni definite. Con le informazioni a disposizione si è tentato di inserire i paleoalvei, individuati tramite indagine geofisica, all’interno del modello stratigrafico descritto, potendo così definire con maggior dettaglio i caratteri litologici e stratigrafici della porzione superficiale adiacente il Cavo Napoleonico. Ne risulta che i paleoalvei intercettati al di sotto del fondo del Cavo Napoleonico possano far parte dell’Unità dei Canali Fluviali (Fig. 5.10), i quali si sono impostati erodendo la sottostante Unità delle Paludi, che occupa la posizione più superficiale nella parte restante del pannello. Le tracimazioni dei fiumi che segnavano questo settore hanno nel tempo colmato l’intera piana, dando luogo in ampie aree depresse ad ambienti di tipo palustre. I fiumi, a seguito delle loro divagazioni, cambiavano tracciato impostandosi su questa unità palustre, erodendola. Al di sotto dell’unità delle Paludi si trova l’Unità della Piana Alluvionale Pleistocenica che in questo settore rimane sepolta.

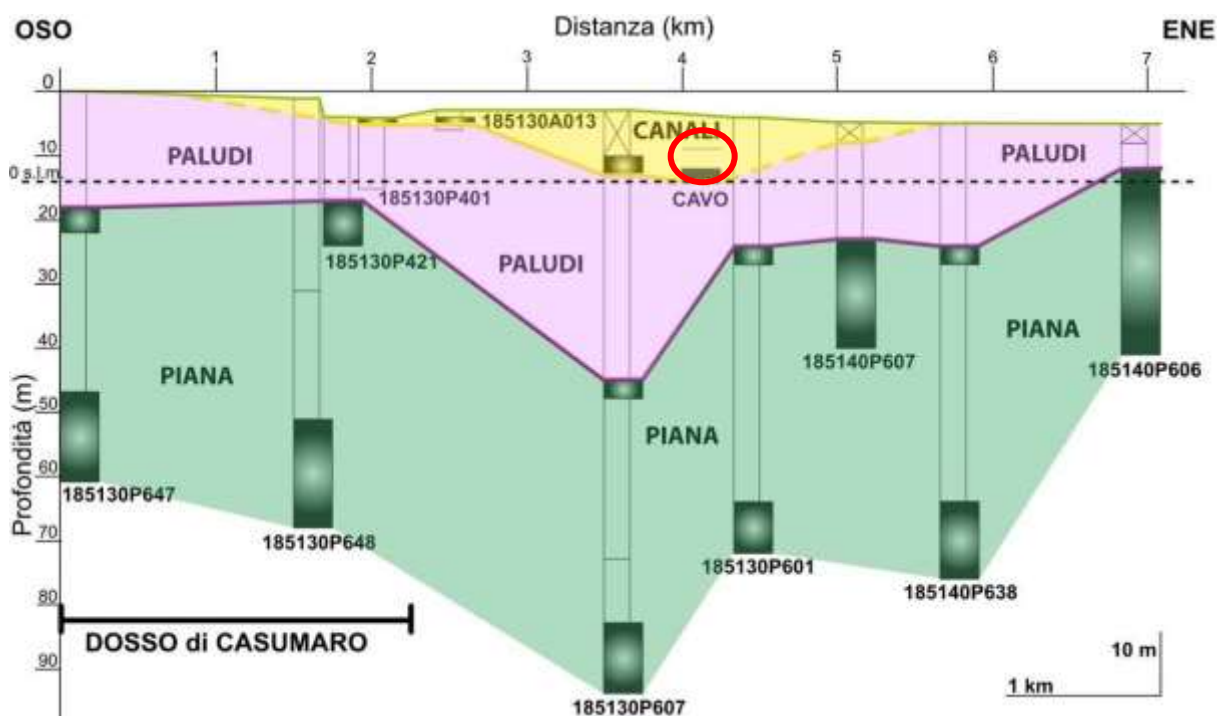


Fig. 5.10 – Pannello delle correlazioni stratigrafiche tramite analisi dei sondaggi disponibili nell'intorno del Cavo Napoleonico, con indicazione delle unità riconosciute sulla base del modello di Calabrese et al (2012) in zone limitrofe. Nel cerchio rosso, indicazione della posizione stratigrafica del fondo del Cavo Napoleonico e, al di sotto, del paleoalveo mappato tramite indagine geofisica.

5.7 Sismica a riflessione profonda

Il sottosuolo dell'area epicentrale è stato investigato tramite l'analisi di 83 profili sismici a riflessione eseguiti a terra e 5 profili sismici a riflessione eseguiti nell'alveo del Fiume Po, in possesso della società petrolifera italiana ENI-AGIP, formando un fitto grigliato che coprisse l'area di studio per una lunghezza totale di 1219 km di profili a terra e 44 km di profili lungo il Fiume Po (Fig. 5.11).

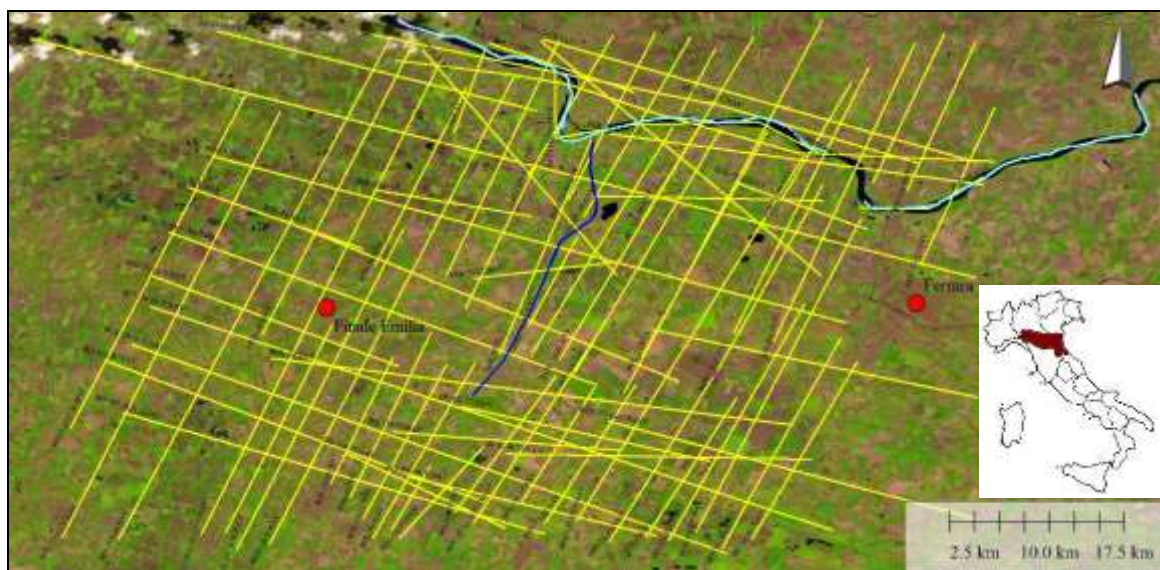


Fig. 5.11 – Mappa dell'area epicentrale del sisma del 20 Maggio 2012 con indicazione della posizione dei profili sismici a riflessione ENI-AGIP acquisiti a terra (in giallo) e lungo il Fiume Po (in azzurro). In blu scuro, il tracciato del Cavo Napoleonico.

Per il dataset di profili rilevati a terra, i profili selezionati arrivano a una profondità compresa tra 3.6 e 3.8 secondi (circa 5 km), a seconda della qualità del dato. I profili, disponibili sotto forma di immagini bitmap, sono stati convertiti in formato SEG-Y per l'interpretazione tramite SeisPhro LCL, un software open source per l'elaborazione e l'interpretazione di dati sismici (Gasperini & Stanghellini, 2009). Il software permette di georeferenziare le immagini per poi convertirle in formato SEG-Y tramite un algoritmo automatico denominato WSEGY (Fig. 5.12). Sulla base della mappa indice dei profili, fornita unitamente al materiale digitale, questi sono stati georeferenziati, inserendo poi il nuovo file di posizione all'interno dei SEG-Y creati.

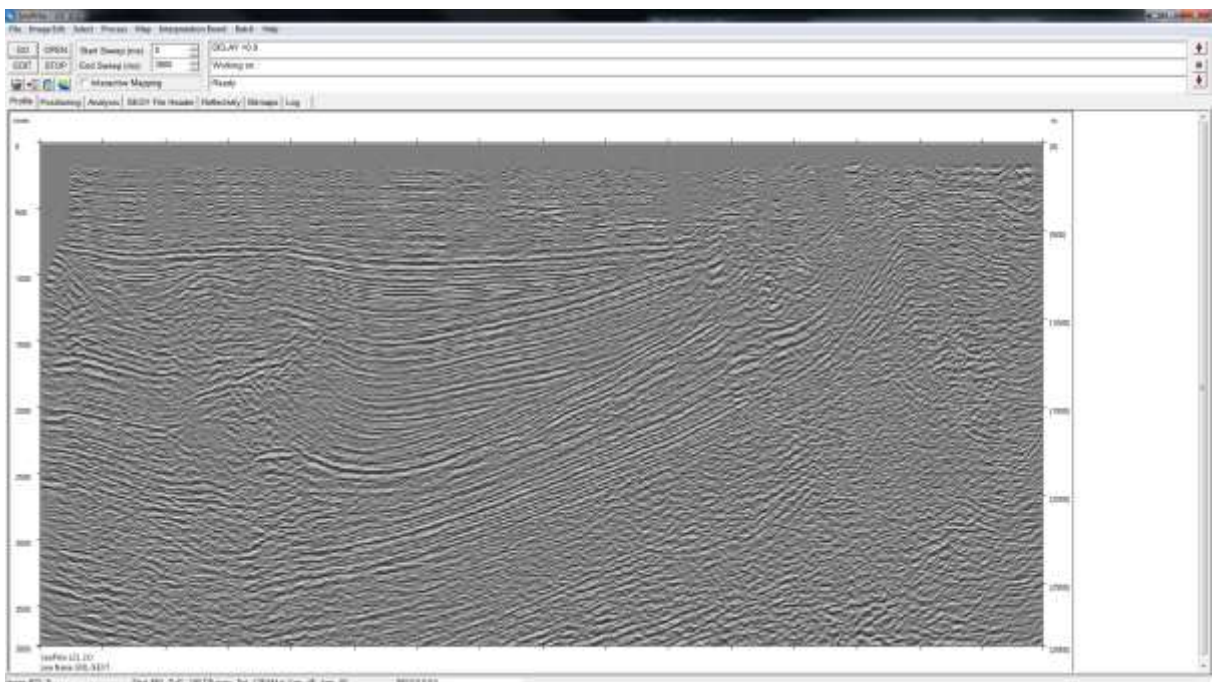


Fig. 5.12 – Interfaccia del software open source SeisPhro LCL (Gasperini & Stanghellini, 2009) utilizzato per la conversione in file SEG-Y delle immagini raster dei profili sismici ENI.

I profili rivelano un buon lavoro di processing improntato allo studio delle strutture profonde, che si risolve in un minor dettaglio nelle porzioni superficiali dei profili o le taglia completamente. Difatti, gran parte dei profili sismici mancava della parte più superficiale, in alcuni casi fino a un massimo di 500 millisecondi (circa 650 metri), direttamente eliminata dalla stessa compagnia petrolifera in fase di processing, probabilmente giudicata inutile ai fini del lavoro di esplorazione petrolifera. Nonostante questo è stato possibile procedere a una dettagliata interpretazione strutturale e stratigrafica dell'intero dataset sulla base delle informazioni ricavate dal dataset acquisito lungo l'alveo del Fiume Po. I profili "fluviali" mantengono un buon dettaglio della successione stratigrafica nelle zone di bacino, mentre in corrispondenza dei thrust si perde risoluzione all'interno delle strutture a causa della

complessa deformazione. Rimangono però evidenti le discontinuità tettoniche che dislocano i riflettori; discontinuità, legate a fratturazione e faglie, che si diramano dal nucleo delle anticlinali fino alle porzioni più superficiali della successione stratigrafica.

La società ENI-AGIP ha portato avanti sin dagli anni '50 un'attività di esplorazione della Pianura Padana che ha portato alla copertura pressoché totale dell'area, fatto salvo per le aree occupate da corsi d'acqua. Per coprire tale vuoto un nuovo rilievo fu eseguito negli anni '90 lungo il Fiume Po, in collaborazione con l'Istituto ISMAR-CNR di Bologna, sperimentando l'utilizzo lungo le aste fluviali degli strumenti di esplorazione sismica solitamente impiegati in ambiente marino. A differenza del rilievo eseguito lungo il Cavo Napoleonico (vedi Cap. 4), per l'esplorazione del sottosuolo lungo il Fiume Po è stata utilizzata una strumentazione differente (air gun e streamer), destinata a un'investigazione a maggiore profondità e minore dettaglio rispetto a quanto possibile tramite tecnologia Chirp. I dettagli della configurazione di acquisizione del rilievo lungo il Fiume Po sono disponibili nel Capitolo 9.

La metodologia usata per l'acquisizione sismica lungo il Fiume Po, oltre a permettere di coprire aree altrimenti non investigabili con le tecnologie onshore, permette soprattutto di ottenere profili sismici con una risoluzione notevolmente superiore: questo poiché i ricevitori rimangono immersi in acqua consentendo un ottimo accoppiamento con il mezzo e migliorando la rilevazione del segnale, riducendo enormemente i disturbi nella registrazione (Gasperini, 2014). Questa circostanza diventa particolarmente favorevole nel nostro caso per l'interpretazione, anche se localizzata, della parte più superficiale del sottosuolo, solitamente evidenziata come la porzione più disturbata dei profili sismici continentali. I profili fluviali in questione non erano mai stati elaborati in precedenza e la fase di processing (descritta in dettaglio nel Capitolo 9) è stata portata avanti presso l'Istituto "GEOMAR – Helmholtz Centre for Ocean Research" di Kiel (Germania).

5.7.1 Interpretazione strutturale e sismo-stratigrafica dei profili sismici a riflessione profondi

Una volta convertiti i profili a terra ed elaborati i profili fluviali, il dataset è stato importato nel software commerciale IHS Kingdom 2015 per l'interpretazione strutturale e stratigrafica.

5.7.1.1 Interpretazione strutturale

L'interpretazione strutturale parte dalle strutture profonde della catena a pieghe e thrust della Dorsale Ferrarese (Pieri & Groppi, 1981). Confrontando la Carta Strutturale d'Italia (Bigi et al, 1992) con i lavori di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998), la Carta Sismotettonica dell'Emilia-Romagna (Boccaletti et al, 2004) e Bonini et al (2014) sono stati scelti i 4 profili che meglio rappresentassero la distribuzione degli elementi strutturali da Ovest a Est nell'area epicentrale. Sfruttando la classificazione di Bonini et al (2014), i thrust rappresentati sono stati denominati secondo 4 sistemi, distinti da colori diversi: da Nord, sistema di Ficarolo, Pilastrì, San Martino e Mirandola (Fig. 5.13-5.16). Per i caratteri strutturali, i livelli di scollamento e l'età di attivazione di questi sistemi di thrust si fa riferimento ai lavori sopra citati in parte riportati nel Cap. 2.

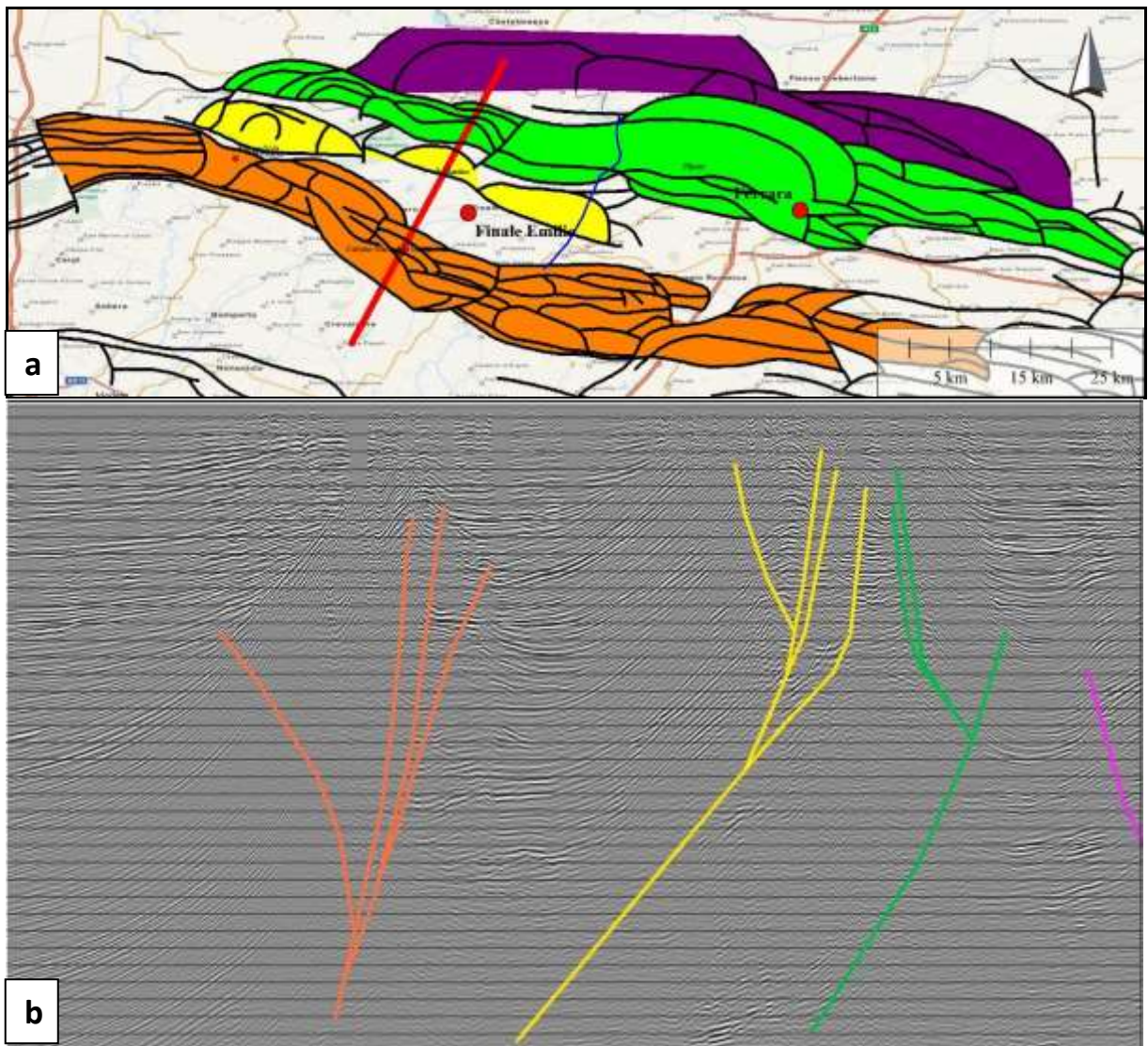
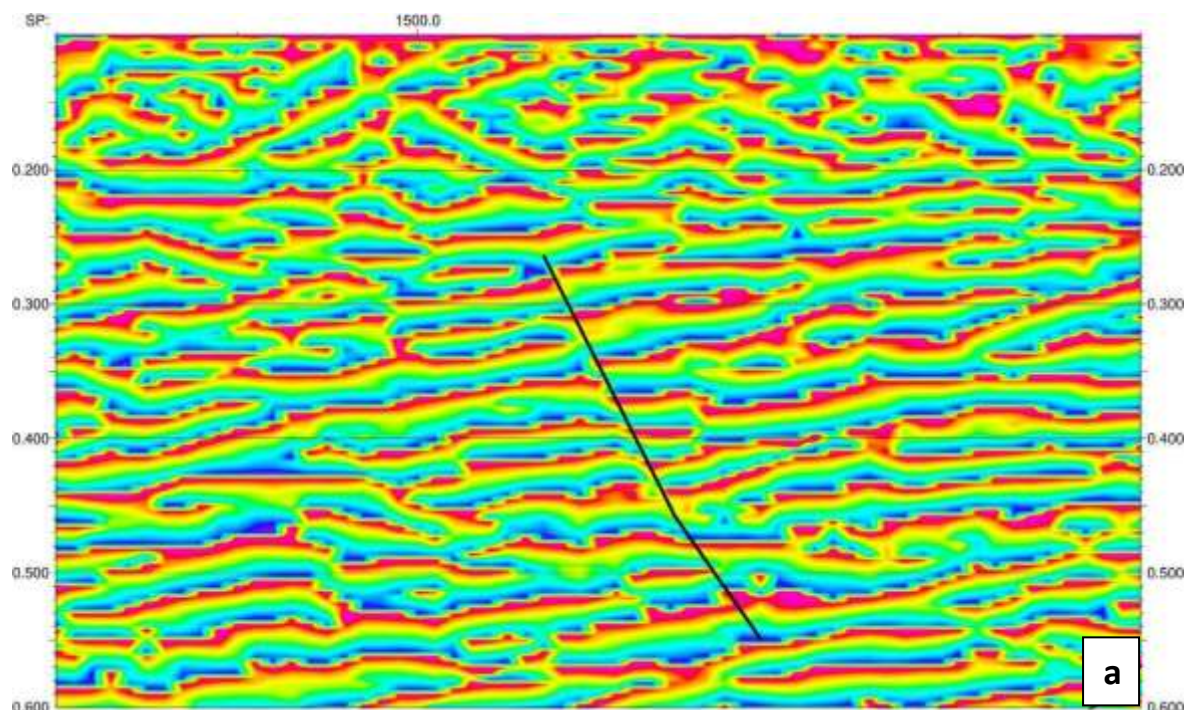


Fig. 5.13 – Esempio di profilo sismico (b), e sua ubicazione in rosso in mappa (a), con mappatura delle principali strutture profonde, secondo la classificazione di Bonini et al (2014). In (a) e (b) da sinistra, il sistema di Mirandola (in arancione), di San Martino (in giallo), di Pilastrì (in verde) e di Ficarolo (in viola).

5.7.1.1.1 I sistemi di fratture

I profili, sia registrati a terra che lungo il Fiume Po, mostrano una rete di fratture ad alto angolo con origine al nucleo delle anticlinali legate ai thrust, che si diramano attraverso la cresta e i fianchi delle anticlinali legate a thrust raggiungendo le porzioni più superficiali del sottosuolo investigato. Sui profili raccolti nel Fiume Po si possono seguire queste fratture giungere fino al letto del fiume. Nei profili eseguiti su terraferma, mancando in molti di essi la parte più superficiale, il nostro assunto è che tali “fratture” visibili in profondità nelle anticlinali continuino anche nella parte di profilo mancante, come avviene per i profili fluviali. Tali discontinuità sono state enfatizzate tramite l’Analisi di Fase Istantanea. Tale parametro è utile nella determinazione della continuità laterale dei riflettori evidenziando discontinuità come faglie, pinchout, terminazioni in onlap, offlap e downlap (Schwab et al, 1997; Delaughter et al, 2000; Macelloni, 2005). L’operazione si basa sul metodo della Trasformata di Hilbert, la quale calcola la fase per un determinato punto nel tempo su ogni traccia sismica (Petrowiki, 2015). La trasformata è stata applicata tramite il software open source Kogeo Seismic Toolkit 2.7, usato per l’elaborazione e l’interpretazione di dati sismici (Fig. 5.14).



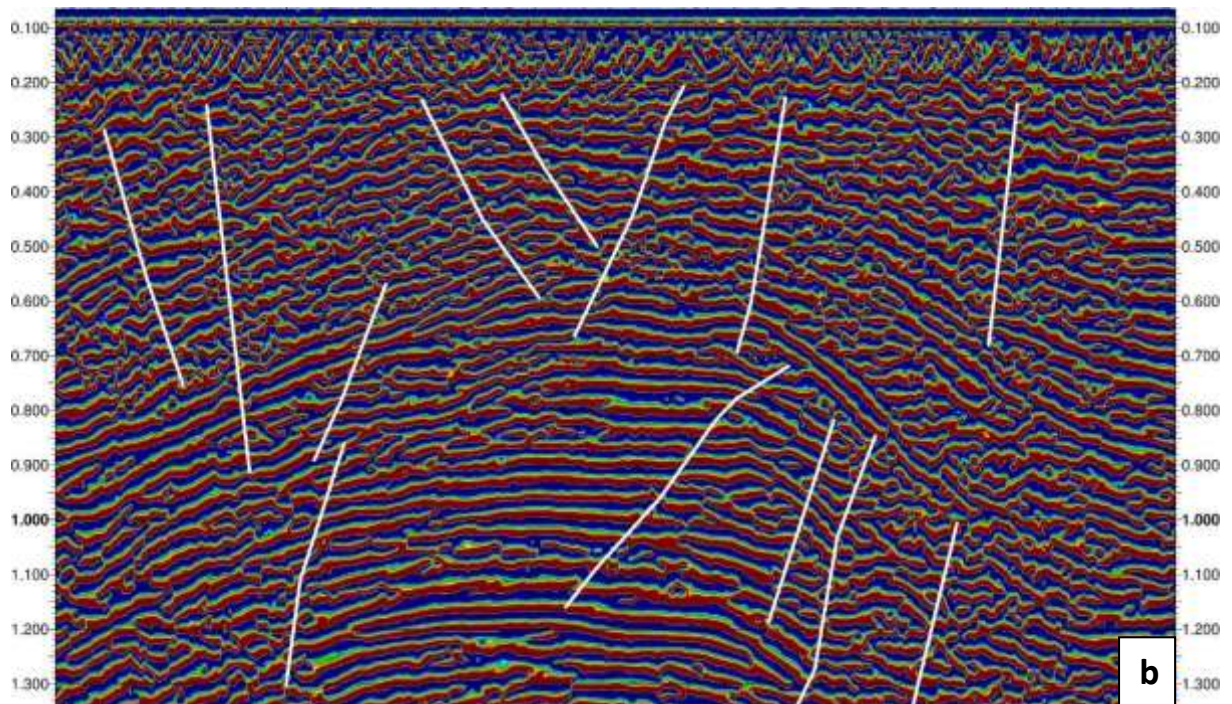


Fig. 5.14 – (a) Esempio di utilizzo della funzione di Fase Istantanea. Le discontinuità nei riflettori sono evidenziate in corrispondenza della frattura (in nero). (b) Risultato dell'analisi a scala di una anticlinale. Si noti come le fratture (in bianco) si concentrino al centro e lungo i fianchi dell'anticlinale, considerati settori fragili della struttura. In molti casi, tali fratture giungono molto vicine al piano campagna.

Tramite il software Kingdom 2015 le fratture sono poi state raggruppate secondo le loro orientazioni e rinominate in base alla classificazione usata per i sistemi di thrust profondi (vedi paragrafo 5.7.1.1). Infine, i tipi delle fratture sono stati proiettati sul piano topografico dell'area epicentrale (Fig. 5.15) rivelando una presenza preponderante a Est e a Ovest dell'abitato di Bondeno (FE), nonché nel settore centrale del Cavo Napoleonico. Raggruppando le fratture ne risulta un'orientazione principale circa NO-SE, mentre alcune evidenze lungo il Cavo Napoleonico rilevate tramite Side Scan Sonar hanno una direzione perpendicolare circa NE-SO, parallela a quelle rilevate lungo il paleoalveo del Fiume Reno (Lavecchia et al, 2012; Pizzi & Scisciani, 2012). La localizzazione e l'orientazione delle fratture è ovviamente influenzata dalla densità nella copertura dell'area da parte dei profili sismici: laddove sono presenti profili sismici più ravvicinati risulta più agevole identificare l'orientazione delle fratture. Inoltre, mancando in molti profili la parte superficiale della successione (fino a massimi di 500 msec di profondità), è spesso difficile in molte aree tracciare con sicurezza fino in superficie le prosecuzioni delle fratture più profonde.

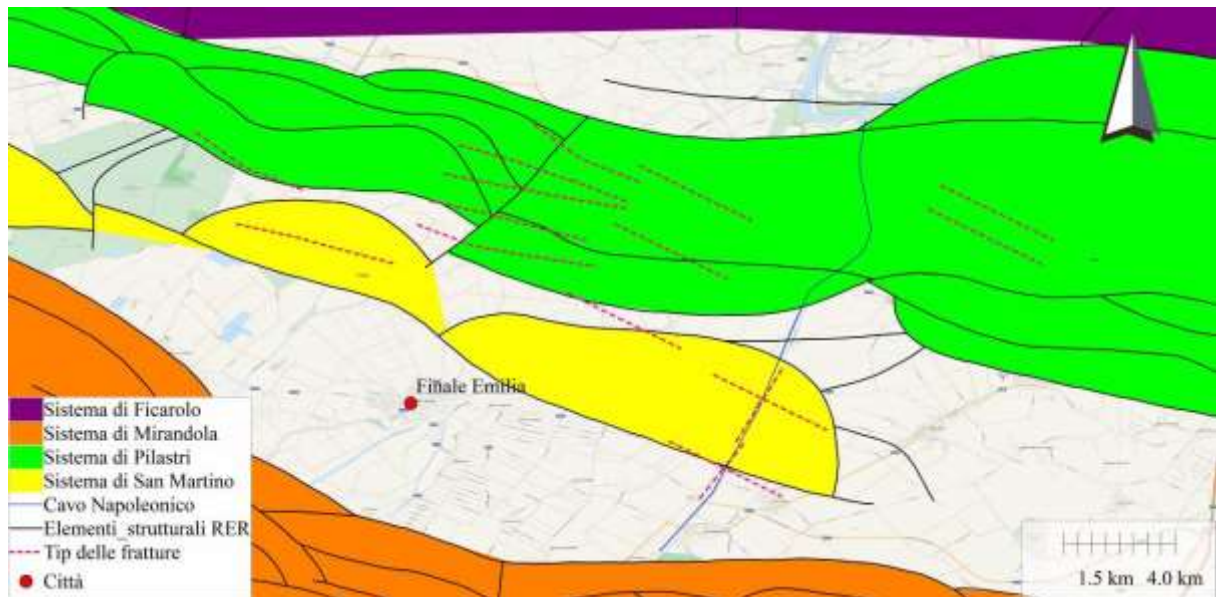


Fig. 5.15 – Mappa delle principali orientazioni delle fratture proiettate sul piano topografico (in rosa tratteggiato). In nero, carta strutturale d'Italia (da Bigi et al, 1992).

5.7.1.2 Interpretazione sismo-stratigrafica

L'interpretazione sismo-stratigrafica dei profili è stata rivolta all'individuazione delle principali superfici di discordanza stratigrafica. Sull'intero dataset è stata identificata una superficie di inconformità che separa la fase pre-sintettonica dalla sintettonica, compresa in un intervallo di deposizione tra il Pliocene e il Pleistocene. Da questa mappatura è stata ricostruita una superficie tridimensionale di profondità variabile generalmente tra 50 millisecondi e 1 secondo che mette in risalto le aree in subsidenza a prevalente sedimentazione (bacini sedimentari) rispetto a quelle soggette a deformazione tettonica con ridotta sedimentazione o in erosione (alti strutturali) che mettono così in evidenza i principali sistemi di thrust distinti (Fig. 5.16) (vedi paragrafo 5.7.1.1). Tale superficie è di grande interesse per il nostro studio permettendoci di correlare la posizione delle zone maggiormente soggette al sollevamento tettonico con la posizione delle manifestazioni cosismiche superficiali.

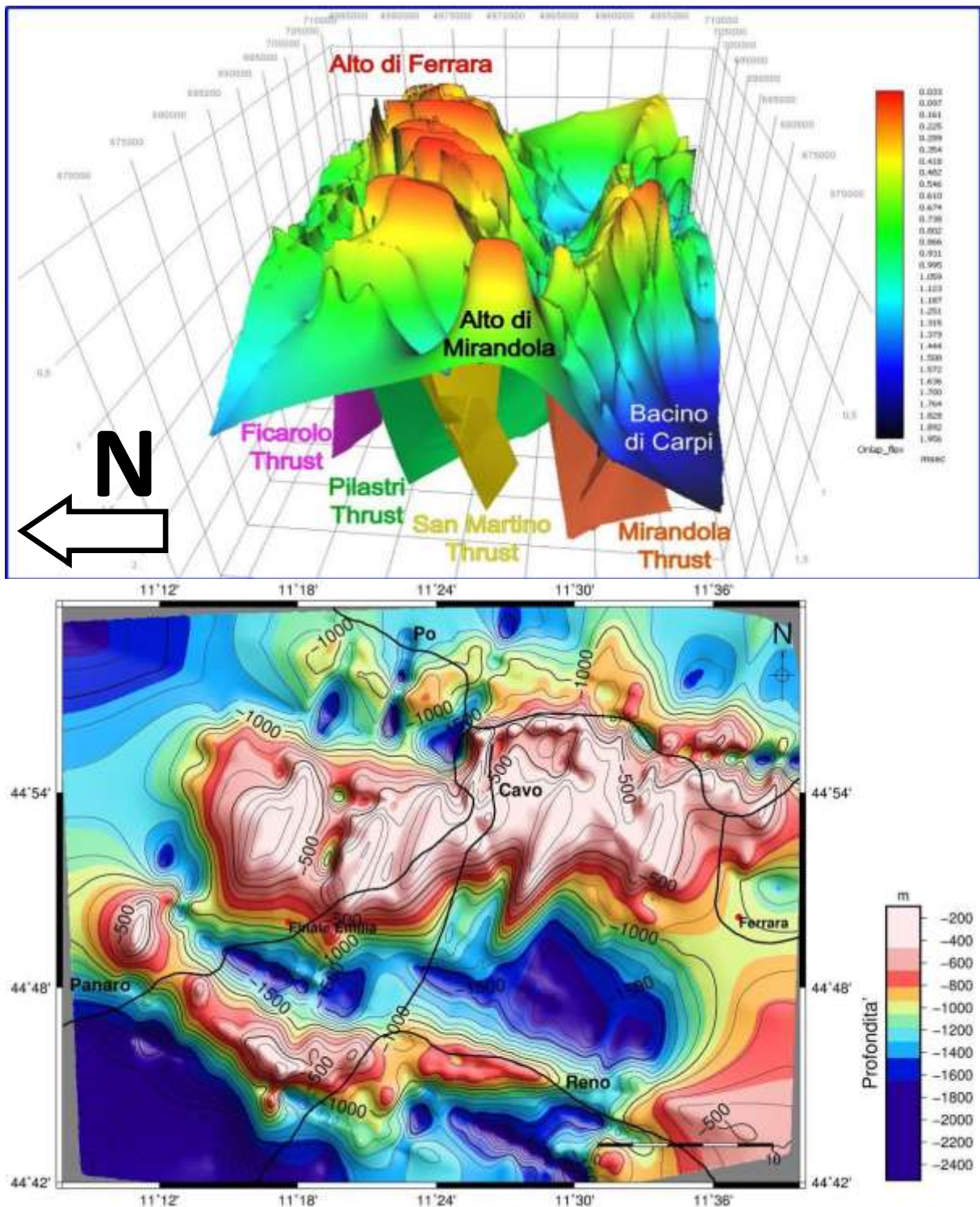


Fig. 5.16 – Vista tridimensionale della superficie di inconformità e dei sistemi di thrust profondi (in tempi), e in pianta della sola superficie di inconformità (in profondità), mappati nell'intero dataset sismico ENI. La scala di colori è riferita alla superficie di inconformità.

L'interpretazione stratigrafica e sismo-stratigrafica si basa sui lavori di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998), Boccaletti et al (2004), Molinari et al (2007), Pavesi (2008), Cibin & Segadelli (2009), Molinari & Pizzolo (2009), Amorosi & Pavesi (2010), Borgatti et al (2012), Calabrese et al (2012). Essendo lavori operati su aree e scale differenti, in questo

lavoro si è cercato di uniformare le varie classificazioni in uno schema unitario da applicare nell'interpretazione dei profili sismici (Fig. 5.17).

Secondo la classificazione di Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998), le principali superfici di inconformità definite a scala regionale sono la base del ciclo P2, databile a circa 3.8-3.9 Ma corrispondente alla fine della fase tettonica del Pliocene inferiore; segue la base del Quaternario marino (Qm) a 2.20 Ma e la base del Quaternario continentale (Qc) (Ricci Lucchi et al, 1982), datata 0.65 Ma (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998) o 0.80 Ma (Molinari et al, 2007) (Boccaletti et al, 2004). Come già descritto nel capitolo 2, in tempi recenti si è passati a un'interpretazione dei depositi sulla base dei principi della stratigrafia fisica definendo le unità sismiche come unità stratigrafiche delimitate da unconformity (UBSU) (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Molinari et al, 2007), o come alloformazioni (Sintemi Emiliani Superiore - AES e Inferiore - AEI, nella cartografia geologica). La USBU più recente (ciclo Qc, sensu Ricci Lucchi et al, 1982) è stata ridefinita come Supersistema Emiliano, intesa come l'unità stratigrafica che comprende l'insieme dei depositi quaternari di origine continentale affioranti in corrispondenza del margine appenninico padano e i sedimenti a essi correlati nel sottosuolo della pianura emiliano-romagnola. Il limite superiore coincide col piano topografico, l'età è Pleistocene medio-attuale con uno spessore complessivo di circa 500 metri (Cibin & Segadelli, 2009).

Questa unità è ulteriormente suddivisa da un'unconformity stratigrafica di origine tettonica in Sintema Emiliano Inferiore e Superiore, datata tra 0.35 e 0.45 Ma (Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998; Molinari et al, 2007). Il primo è dominato da facies fluvio-deltizie con sabbie di provenienza padana, mentre nel secondo si sviluppano prevalentemente le facies francamente fluviali di piana alluvionale legate a sistemi di provenienza prevalentemente appenninica (Cibin & Segadelli, 2009).

Ricci Lucchi et al. 1982	Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1988			Molinari et al. 2007			Regione Lombardia & ENI-AGIP, 2002		Amorosi et al. 2008 Amorosi & Colalongo, 2005		CHRONOSTRATIGRAPHIC SCALE (2015 version)	Geol. Mus. Poggio Renatico 1:50.000 R.E.R.		
STRATIGRAPHIC UNIT	STRATIGRAPHIC UNIT	AGE (Ma)	HYDROSTRATIGRAPHIC UNIT		AQUIFER SYSTEM	URSU	AGE (Ma)	HYDRO-STRATIGRAPHIC UNIT (AGE Ma)	AGE (Ma) (Muttoni et al. 2003)	STRATIGRAPHIC UNIT (including transgressive-regressive T/R cycles)	OXYGEN ISOTOPE STAGE	STAGE (Ma)	CARTOGRAPHIC UNIT	
			AQUIFER GROUP	AQUIFER SYSTEM										
G	CYCLE Qc	-0.12	A	A1	A0	AES8	0.45	A				UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE	RAVENNA SUBSYNTHEM	
				A1	A1	AES7							-0.23	VILLA VERUCCHIO SUBSYNTHEM
				A2	A2	AES 3/6								BAZZANO SUBSYNTHEM
				A3	A3	AES 2/5								TORRE STAGNI SUBSYNTHEM
				A4	A4	AES 1/4							-0.45	LANO SUBSYNTHEM
F		-0.65	B	B1			0.65	B	0.87			MIDDLE PLEISTOCENE	LOWER EMILIA-ROMAGNA SYNTHEM	
				B2										
				B3										
				B4		-0.80								
E	CYCLE Qm	-0.80	C	C1			0.80	C	1.24			0.781	IMOLA SANDS	
D														
C2														
C3														
B		-1.00	C	C4			1.40	D				CALABRIAN		
A	P2	-3.30-3.40		C5									SANTERNO GROUP	
		-3.9		AQUITARD										

Fig. 5.17 – Schema stratigrafico della successione sedimentaria fino al Pliocene medio-superiore della zona epicentrale (modificato da Pavesi, 2008 e Amorosi & Pavesi, 2010). Lo schema originale è stato aggiornato aggiungendo la scala cronostatigrafica del 2015 (International Chronostratigraphic Chart, 2015 - <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>) e le unità cartografiche utilizzate da Molinari et al. (2007), Cibin & Segadelli (2009), Molinari & Pizziolo (2009) e Maesano et al. (2015). La prima colonna a sinistra riporta la denominazione degli orizzonti stratigrafici nell'interpretazione dei profili sismici ENI-AGIP.

Sui profili utilizzati per mostrare la distribuzione delle strutture profonde sono quindi state mappate le principali superfici stratigrafiche per poi estendere l'interpretazione all'intero database di profili sismici (Fig. 5.18). Le superfici riconosciute sono (dalla più antica alla più recente):

- Unconformity A: 3.8 Ma – Pliocene Inferiore – Intra Zancleano - Base C5(?)
- Unconformity B: 2.20 Ma – Intra Gelasiano – Base Qm1 – Base C4
- Unconformity C: 1.0 Ma – Intra Calabriano – Base Qm2 – Base C3
- Unconformity D: 0.8 Ma – Intra Calabriano/top Calabriano-Base Pleistocene medio – Base Qm3' – Base C2
- Unconformity E: ? Ma – Intra Pleistocene Medio – Base Qm3'' – Base C1
- Unconformity F: 0.65 Ma – Intra Pleistocene Medio – Base Qc1 – Base B – Base AEI
- Unconformity G: 0.35-0.45 Ma – Intra Pleistocene Medio – Base Qc2 – Base A – Base AES

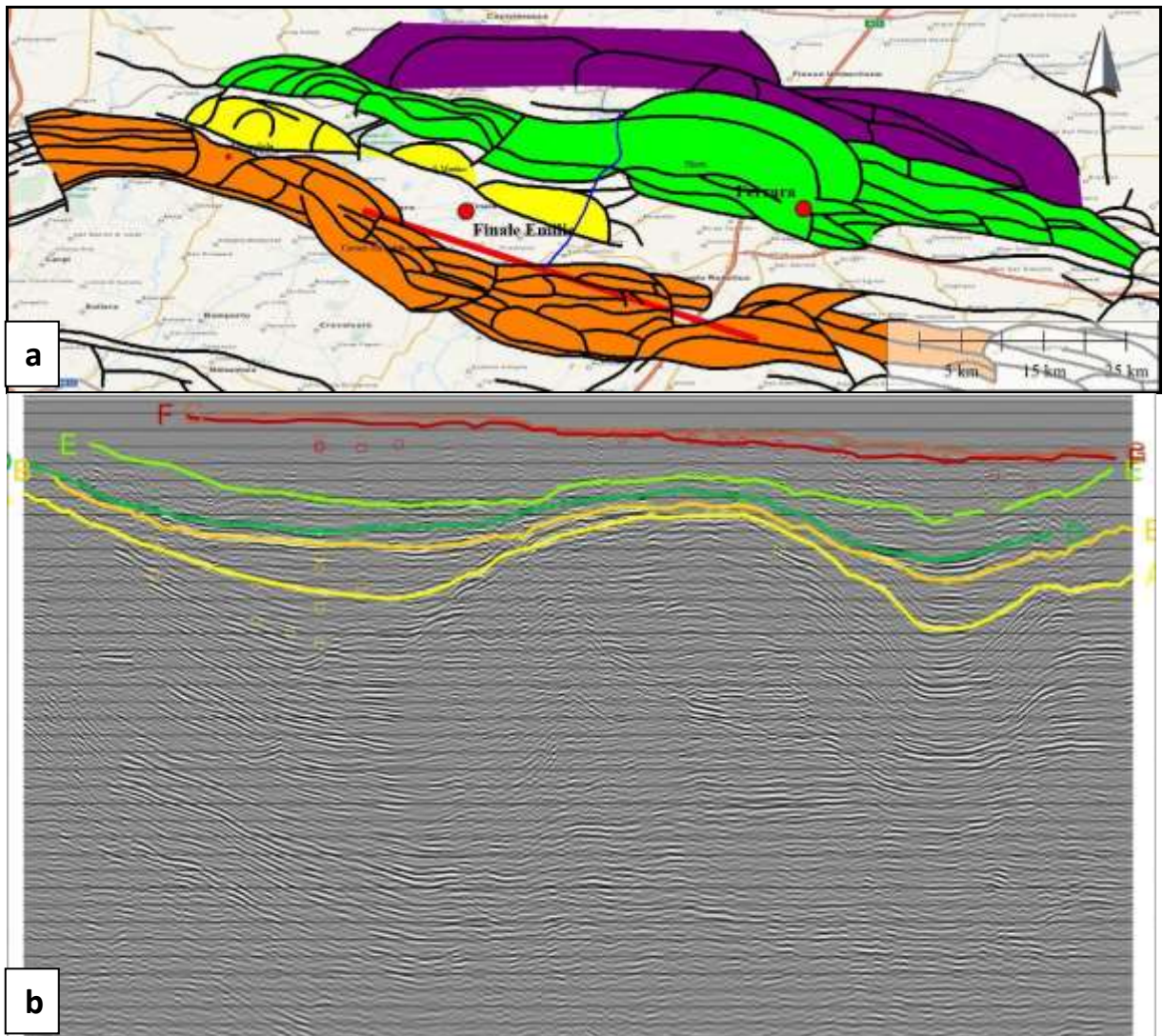
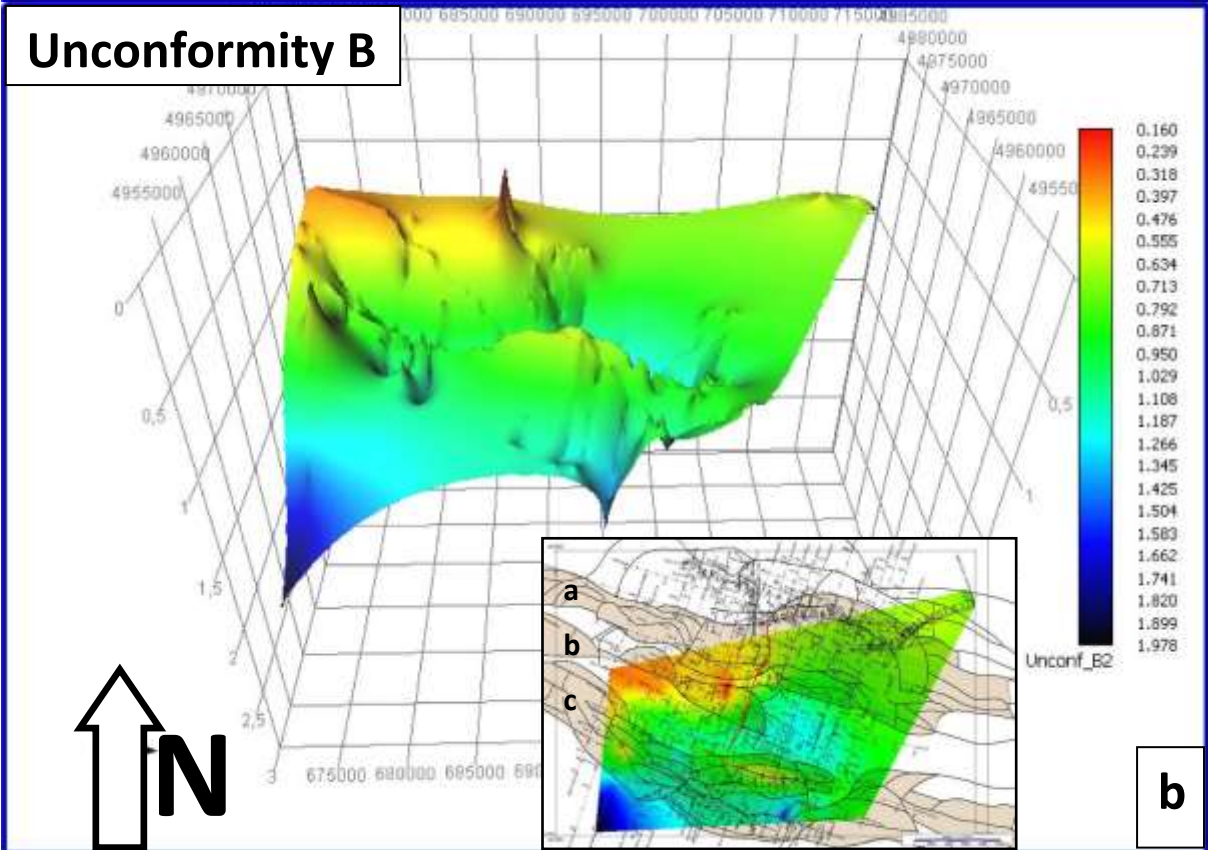
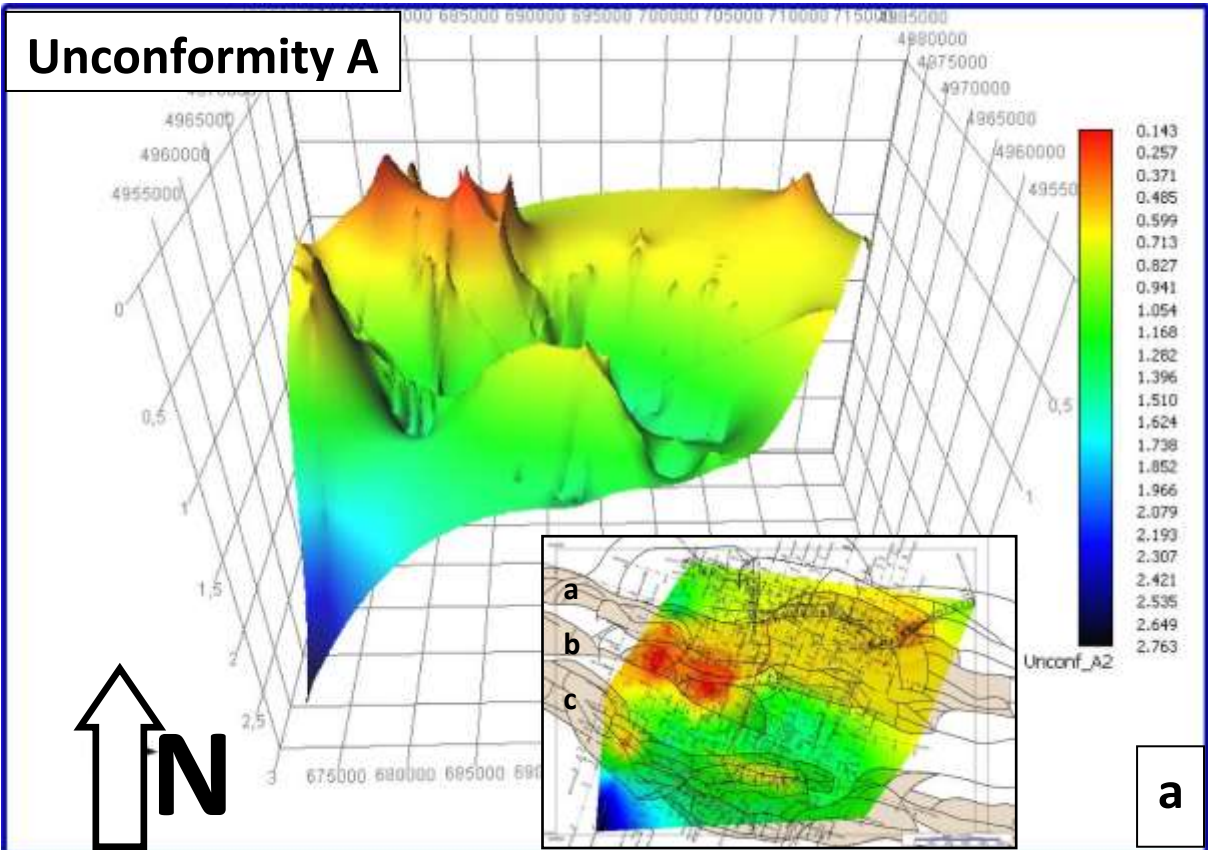
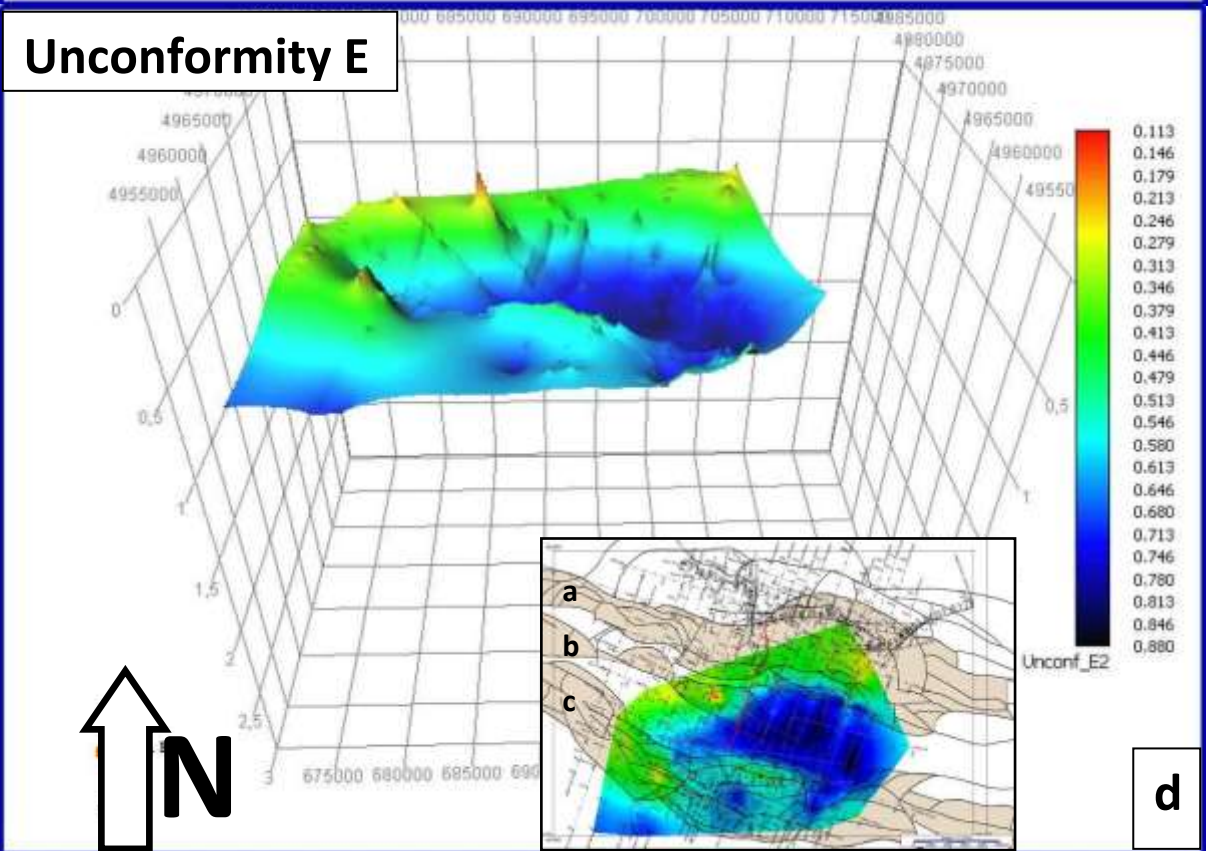
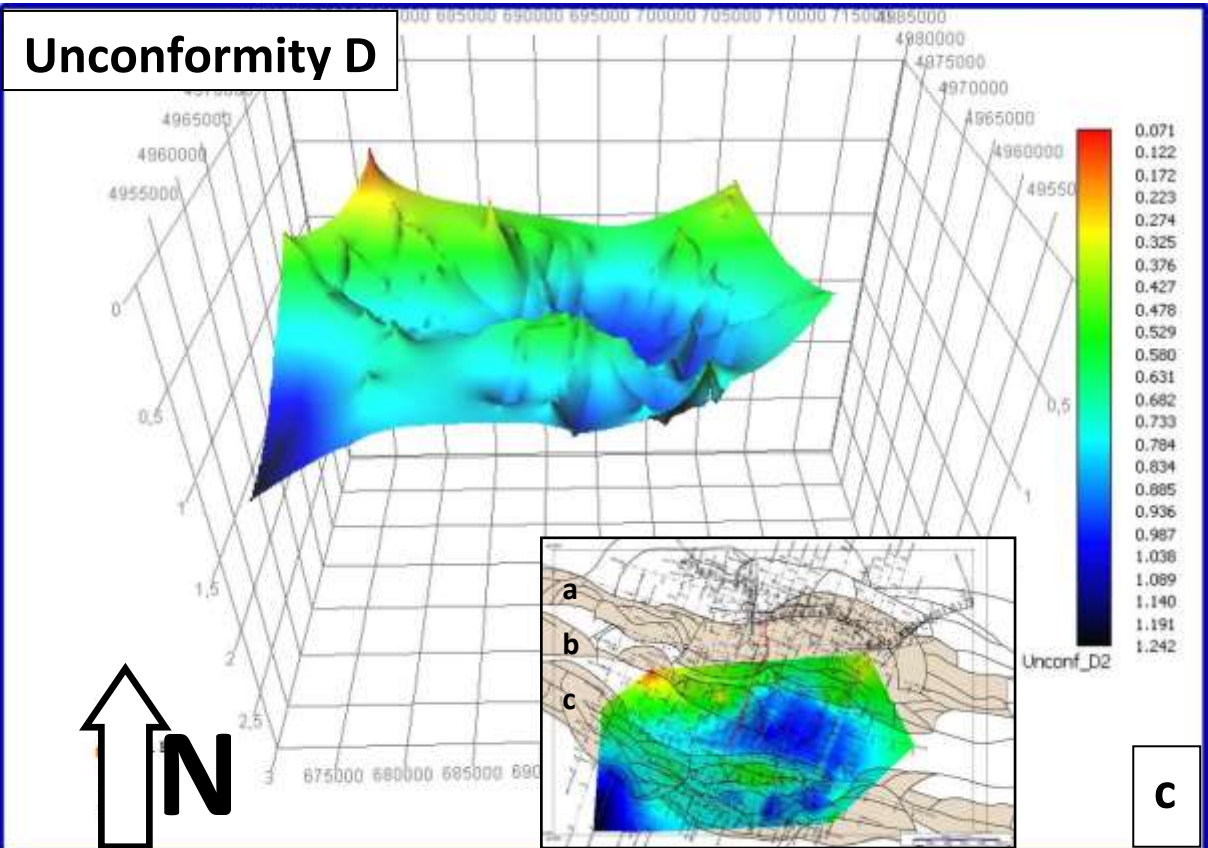


Fig. 5.18 – (a) Posizione in rosso in mappa e (b) interpretazione di profilo sismico, orientato parallelamente al fronte appenninico, con indicazione dei principali orizzonti stratigrafici plio-pleistocenici riportati in Fig. 5.17. In mappa, i colori indicano i sistemi di thrust definiti in Fig. 5.13.

La mappatura di queste superfici ha permesso di definire delle superfici tridimensionali, ottenute tramite il software Kingdom 2015, che mostrano l'evoluzione nell'interazione tra tettonica e sedimentazione nell'area di studio, in un lasso di tempo compreso tra 3.8 milioni e circa 400.000 anni fa (Fig. 5.19a-f).

L'interpretazione strutturale e stratigrafica dei profili ha permesso di definire i principali sistemi di thrust che controllano la formazione delle principali superfici di discordanza stratigrafica. Infatti, le superfici di inconformità identificano i momenti di principale attività dei sistemi di thrust e l'evidente interazione tra il movimento dei thrust e la sedimentazione. Tale influenza si esplica prevalentemente tramite la deposizione dei sedimenti in onlap sui fianchi delle anticlinali in sollevamento in un intervallo temporale di circa 4 Ma.





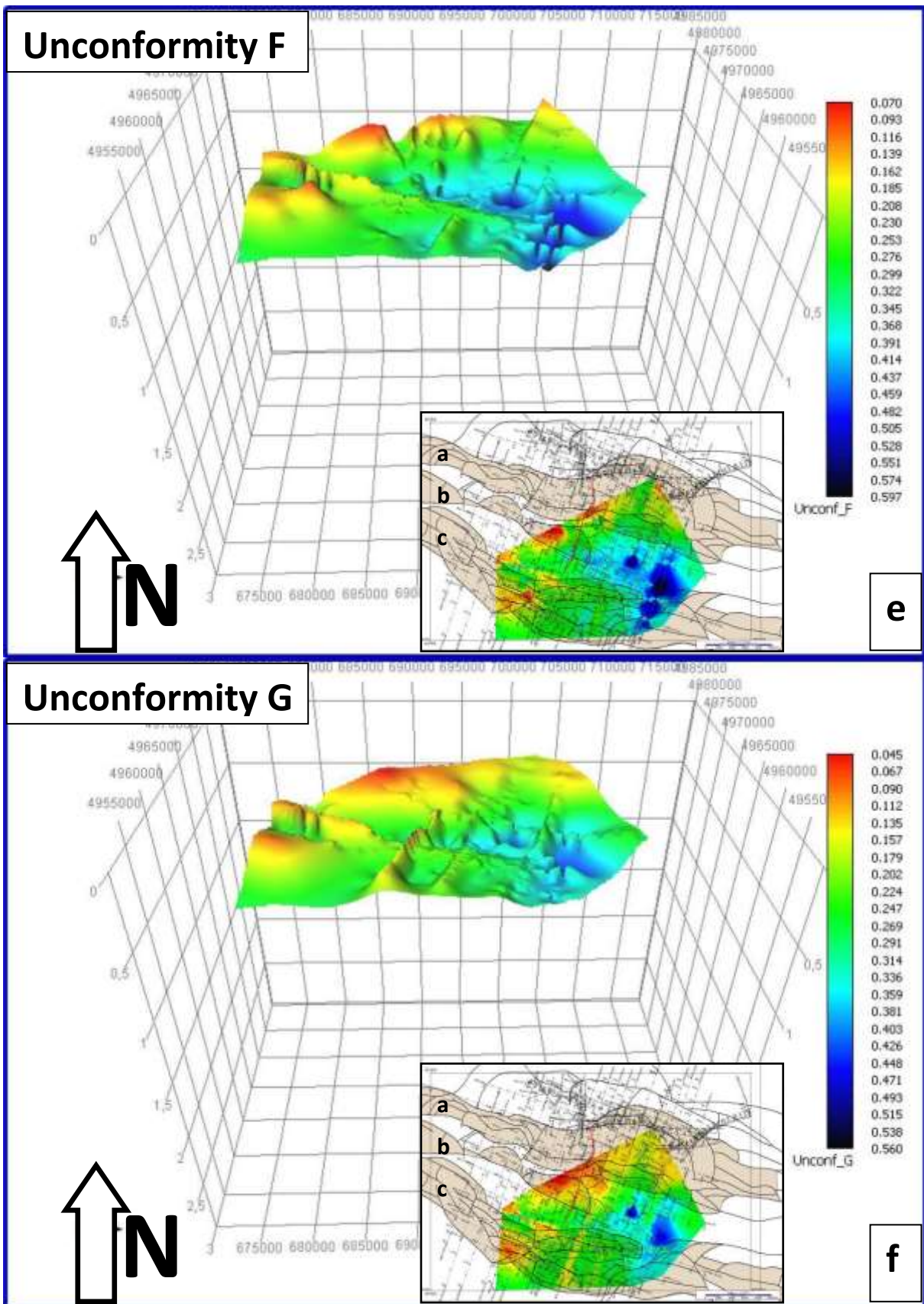


Fig. 5.19 – Superfici tridimensionali (in msec) riferite alle inconformità stratigrafiche rilevate sui profili sismici e relative mappe in pianta. Nelle mappe, in grigio i profili sismici profondi a terra e lungo il Fiume Po; in rosso il tracciato del Cavo Napoleonico; in nero, le principali strutture della carta strutturale d'Italia (da Bigi et al, 1992); in beige, i sistemi di thrust come classificati da Bonini et al (2014): (a) Pilastri, (b) San Martino, (c) Mirandola (vedi Fig. 5.13).

5.7.2 Controllo della struttura profonda sulla sedimentazione durante lunghi intervalli temporali (0.8 Ma)

Oltre al controllo sui processi sedimentari superficiali, la metodologia integrata ha permesso di approfondire l'interazione esistente tra la struttura profonda e la sedimentazione della successione sedimentaria dal Pliocene all'attuale.

L'assetto strutturale e stratigrafico delle varie porzioni del fronte, in particolare in corrispondenza delle pieghe legate ai thrust profondi, mostra una crescita sin-sedimentaria testimoniata dai ridotti spessori sedimentari in corrispondenza delle creste delle anticlinali e dalle geometrie di onlap dei sedimenti sui fianchi delle stesse, evidenziando una stretta relazione tra i tassi di deformazione e quelli di sedimentazione. Partendo da questa relazione, alcuni autori hanno stimato i tassi relativi di deformazione per le strutture tettoniche sepolte al di sotto della copertura plio-pleistocenica della Pianura Padana, tra cui la struttura antiforale di Mirandola, struttura riconosciuta sismogenica già da Burrato et al (2003) e che si è mossa a seguito del sisma del 29 Maggio 2012. Scrocca et al (2007) ricavano i tassi di deformazione relativa comparando la profondità del basamento calcolata, in differenti intervalli temporali, rispetto alla cresta dell'anticlinale e alla base della sinclinale adiacente. Dato, però, che le geometrie deposizionali derivano da una combinazione di uplift tettonico, subsidenza regionale, tassi di sedimentazione, eustatismo e compattazione, i risultati ottenuti sono stati corretti decompattando i sedimenti. Un procedimento simile è utilizzato da Maesano et al (2015), i quali hanno utilizzato gli slip rate calcolati per i thrust ciechi dei fronti appenninici settentrionali per calcolare i tassi relativi di uplift di alcune strutture lungo i fronti. Il calcolo redatto da Maesano et al (2015) risulta più accurato poiché ha definito dei modelli di retro-deformazione delle strutture specifici per ogni tipo di faglia analizzato, riducendo quindi l'incertezza nei risultati che accompagnava i dati elaborati da Scrocca et al (2007) definiti su un basamento di riferimento "ideale".

In questo lavoro l'approccio seguito da Scrocca et al (2007) è stato utilizzato per la struttura limitrofa a quella di Mirandola, la quale si è mossa a seguito del sisma del 20 Maggio e che da ora in poi sarà denominata "anticlinale di San Martino" (Fig. 5.20).

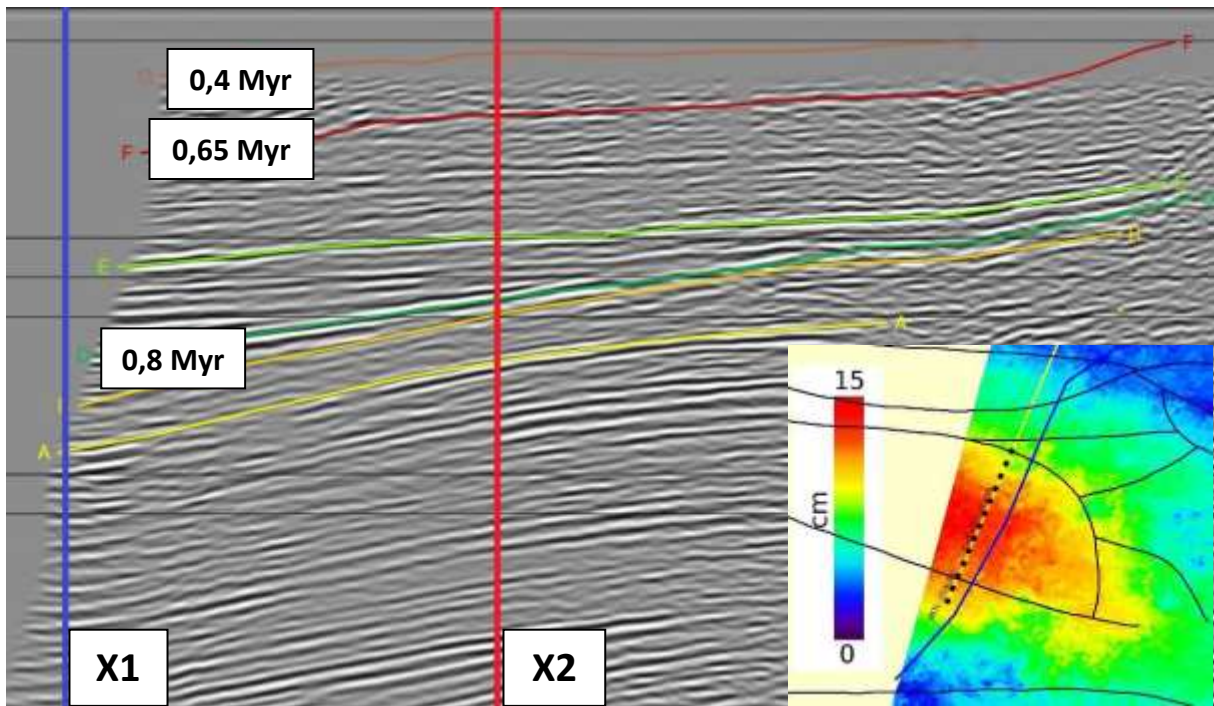


Fig. 5.20 – Profilo sismico dell’anticlinale di San Martino con indicazione della linea di cerniera dell’anticlinale (in rosso), della sinclinale (in blu) e degli orizzonti stratigrafici utilizzati per il calcolo dei tassi relativi di uplift (G, F, D) e le età ad esse relative. Le sigle A, B, C, D, E sono riferite alle superfici di inconformità come riportate in Fig. 5.17.

La decompattazione dei sedimenti deriva dalla procedura di backstripping, così come descritta in Sclater & Christie (1980). Tale metodo permette di ricavare lo spessore originale delle formazioni sedimentarie al tempo della loro deposizione. Il metodo considera che la compattazione sia dipendente più dalla profondità che dal tempo (Schmoker & Halley, 1982). L’equazione di partenza considera proprio la relazione esponenziale tra porosità e profondità:

$$\varphi = \varphi_0 \exp^{-cy},$$

dove φ è la porosità alla profondità y , φ_0 è la porosità iniziale del sedimento e c è un coefficiente sperimentale. La porosità iniziale e il parametro c derivano solitamente da una curva empirica “Profondità/Porosità” derivata da dati di pozzo. Il calcolo degli spessori corretti per la decompattazione, invece, si basa sulla formula descritta da Sclater & Christie (1980) che mette in relazione gli spessori con la porosità calcolata:

$$z_2' - z_1' = z_2 - z_1 - \frac{f_0}{c} [e^{-cz_1} - e^{-cz_2}] + \frac{f_0}{c} [e^{-cz_1'} - e^{-cz_2'}]$$

dove Z_1 e Z_2 corrispondono all'attuale profondità dell'unità sedimentaria; f_0 corrisponde a ϕ_0 e insieme a c (coefficiente sperimentale) sono stati spiegati nel precedente paragrafo; Z_2' e Z_1' rappresentano la profondità dell'unità al momento della deposizione e vanno calcolati. Il calcolo è possibile considerando Z_1' uguale a zero al momento della deposizione.

Operando sulla stessa sequenza sedimentaria, sono stati utilizzati gli stessi parametri (Fig. 5.21) disponibili nel lavoro di Scrocca et al (2007), a loro volta derivanti dal lavoro di Sclater & Christie (1980), ed esplicitati nella tabella seguente:

Profile	c	ϕ_0	ρ	Reference
Sand	0.27	0.49	2650	Sclater and Christie (1980)
Shale	0.51	0.63	2720	Sclater and Christie (1980)
Shaley sand	0.39	0.56	2680	Sclater and Christie (1980)

Fig. 5.21 – Valori del coefficiente di decompattazione, porosità iniziale e densità utilizzate per il calcolo dei tassi di uplift (da Scrocca et al, 2007).

Ad ogni grado di decompattazione le profondità del basamento e dei sedimenti sovrastanti sono calcolate sommando lo spessore dei sedimenti depositi, corretti per la paleobatimetria e l'eustatismo. Teoricamente, la profondità corretta degli orizzonti stratigrafici (D_{IC}) si ricava dalla seguente relazione:

$$D_{IC} = D_I + D_w - E,$$

dove D_I è la profondità non corretta dell'orizzonte (derivata solo dallo spessore dei sedimenti depositi), D_w è la paleobatimetria e E corrisponde alle variazioni relative eustatiche del livello del mare. Così come per Scrocca et al (2007), anche nel nostro caso le variazioni in paleobatimetria ed eustatismo sono considerate pari a zero, poiché la sequenza in analisi si è deposta in ambienti deposizionali compresi tra il marino di acque basse e il continentale.

Tale assunzione è giusta almeno per l'intervallo dal Pleistocene medio all'attuale (~600.000 anni), in cui i sedimenti si sono depositi in ambiente continentale (Supersistema Emiliano-Romagnolo). Pertanto l'errore sui tassi di subsidenza calcolati per questo periodo è necessariamente uguale a zero. Per le formazioni precedenti il Pleistocene medio, invece, deposte in acque basse, considerare la paleobatimetria uguale a zero comporta un errore nel calcolo della profondità del basamento. Però, dato che i calcoli sulla profondità del basamento sono effettuati sia rispetto all'anticlinale che la sinclinale (Fig. 5.22), e la profondità del basamento sarebbe influenzata dallo stesso errore in entrambe le posizioni,

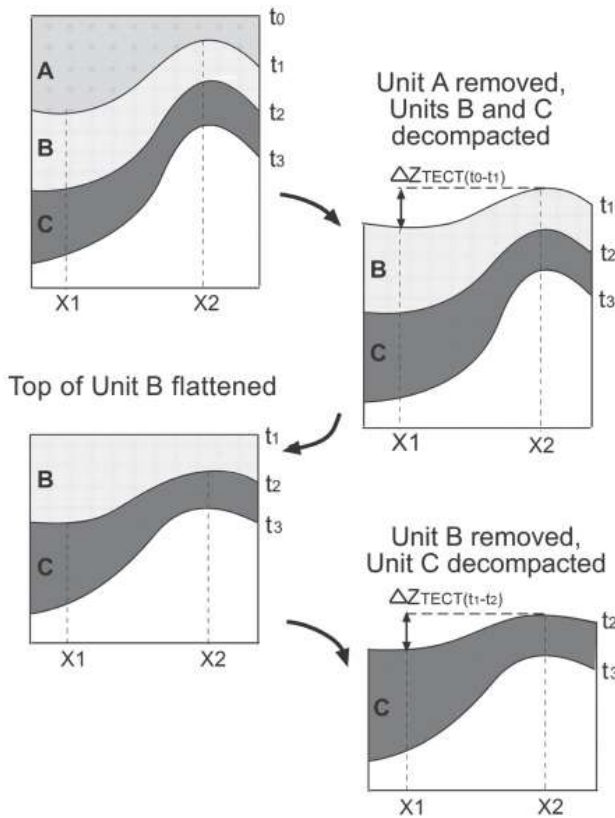


Fig. 5.22 – Procedura di decompattazione per stimare i tassi relativi di uplift (ΔZ_{TECT}) tra la cresta dell'anticlinale (X_2) e la sinclinale adiacente (X_1) nei diversi intervalli temporali (t_0, t_1, t_2, \dots) (da Scrocca et al, 2007).

possiamo ritenere il calcolo finale non influenzato dalla paleobatimetria imposta come assunto in Scrocca et al (2007).

Viene anche considerato il possibile errore derivante dall'utilizzo di un valore di porosità iniziale non corretto, ritenendo che una variazione del 10% nel valore di ϕ_0 comporterebbe una variazione del 2.5% nel tasso di uplift calcolato (Scrocca et al, 2007).

Prima di confrontare i risultati è stata operata un'omogeneizzazione degli archi temporali in modo da poter direttamente confrontare i dati, passando dai 4 intervalli stratigrafici di Scrocca et al (2007) ai 3 utilizzati nel nostro lavoro a partire dall'inconformità stratigrafica D (≈ 800.000 anni).

Nel presente lavoro, per semplificare i calcoli, si è deciso di sfruttare la formula semplificata di Van Hinte (1978) per la decompattazione dei sedimenti:

$$T_0 = \frac{(1-\phi_N) T_N}{1-\phi_0}$$

dove T_0 e T_N sono, rispettivamente, lo spessore originario e attuale dell'unità sedimentaria considerata; ϕ_0 e ϕ_N sono, rispettivamente, la porosità originaria e attuale della stessa unità. I valori utilizzati per il calcolo dei tassi di uplift relativo e sedimentazione sono riportati nella tabella seguente (Fig. 5.23):

Inconformità	Sinclinale X1 (m)	Anticlinale X2 (m)	Intervallo (Ma)
G	269	173	0 - 0,4
F	291	235	0,4 - 0,65
D	718	643	0,65 - 0,8

Fig. 5.23 – Valori utilizzati nel calcolo dei tassi di uplift e sedimentazione relativi all'anticlinale di San Martino.

6. Risultati e Discussione

I nuovi dati geofisici acquisiti con una metodologia innovativa nel Cavo Napoleonico, integrati con i dati descritti nel Capitolo 5, hanno fornito risultati sia metodologici, che inerenti ai temi specifici della ricerca di questo lavoro di tesi, che sono descritti e discussi di seguito.

6.1 La nuova metodologia geofisica

Dal punto di vista metodologico e di sviluppo tecnologico, il primo risultato ottenuto riguarda il test di un nuovo strumento di indagine geofisica, il veicolo autonomo SWAP, ideato dal Consorzio Proambiente dei Tecnopoli dell'Emilia-Romagna, in collaborazione con l'Istituto ISMAR-CNR. I numerosi test volti a migliorarne la stabilità in acqua, un minore consumo energetico, la riduzione del rumore nel segnale registrato e l'aumento della qualità dell'immagine, hanno portato a ottenere uno strumento dagli standard elevati.

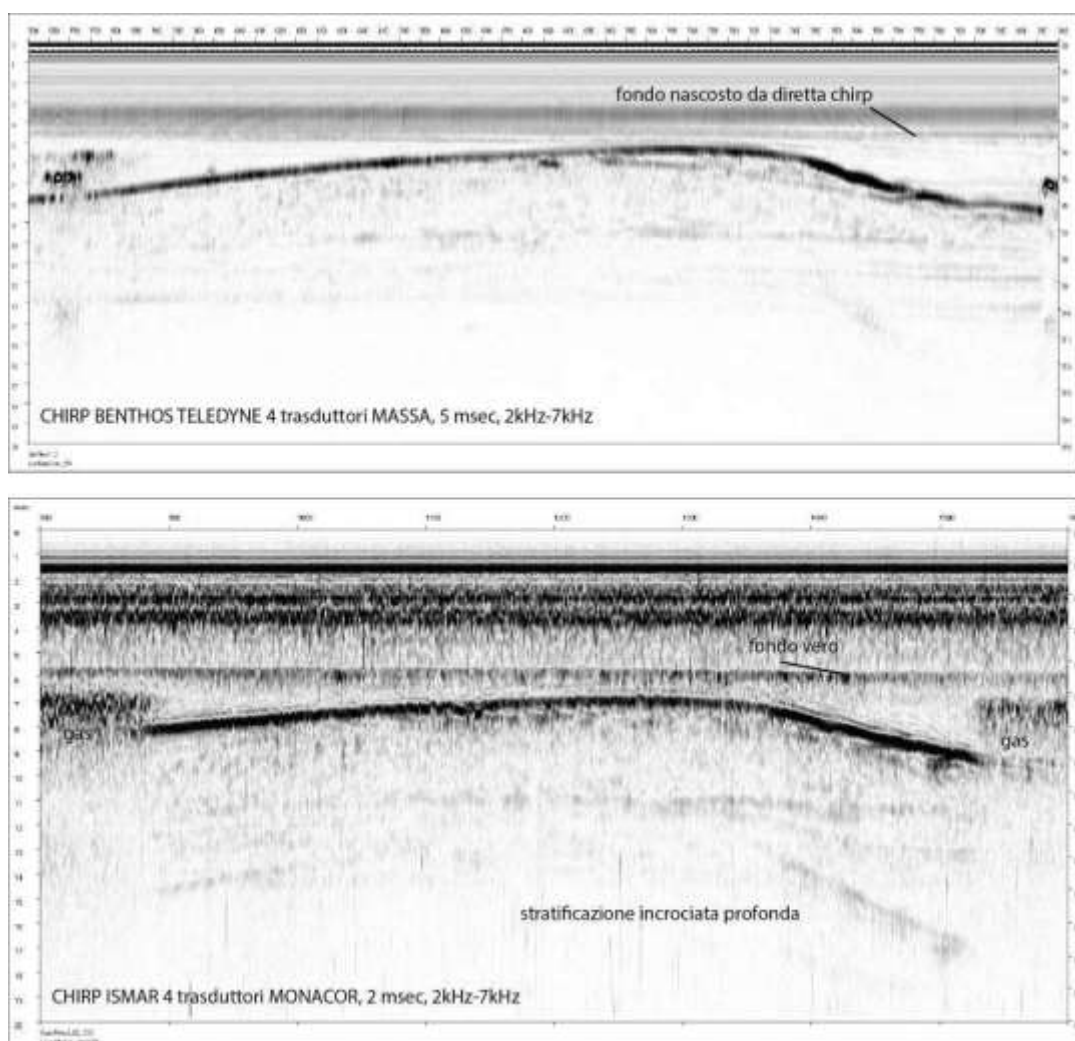


Fig. 6.1 – Confronto tra i dati Chirp del sistema Benthos (in alto) e quelli del sistema SWAP (in basso) rispetto a un'acquisizione in acque basse al di sopra di una duna sepolta (modif. da Gasperini et al, 2014).

Come si evince dalla figura 6.1 (Gasperini et al., 2014), il sistema Chirp montato su SWAP riesce a registrare un dato con una penetrazione paragonabile a quello di un sub-bottom commerciale, ma con una risoluzione verticale più alta. Infatti, potendo intervenire in maniera più specifica sul segnale inviato dai trasduttori, è possibile ottenere una migliore qualità dell'immagine acustica, soprattutto in battenti d'acqua molto bassi. Il fatto di poter generare ondate arbitrarie al trasduttore consente di calibrare il segnale sismico in modo molto preciso rispetto al "target" da investigare, così da ottimizzare la potenza emessa e limitare i consumi elettrici e le multiple di corto e lungo periodo.

6.2 Nuovi vincoli sulla distribuzione dei corpi e delle forme sedimentarie superficiali

Il secondo risultato è legato alla definizione più dettagliata delle forme dei corpi deposizionali superficiali (primi 20 m dalla superficie topografica) legate alla sedimentazione fluviale. Dall'analisi della cartografia disponibile (vedi Cap. 2-3-5) emerge come spesso questi elementi siano solo ipotizzati, oppure non segnalati sulle mappe per mancanza di evidenze chiare, fornendo interpretazioni localmente discordanti su quali forme siano presenti o meno nell'area in esame. L'indagine geofisica condotta lungo il Cavo Napoleonico ha fornito dei vincoli precisi in merito al tipo di forme presenti (paleoalvei) e alla loro posizione, evidenziandone alcune la cui presenza non era giustamente segnalata in alcune delle principali mappe geomorfologiche da noi analizzate, in quanto sepolte. In particolare, i due paleoalvei riconosciuti tramite indagine geofisica sono stati confrontati con le interpretazioni fornite nella Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al, 1997) e nella carta geomorfologica redatta dal Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno nel 1982 (Fig. 6.2). Il confronto mette in evidenza come le interpretazioni delle forme superficiali possano essere talora in disaccordo.

Per il paleoalveo più settentrionale esiste una perfetta corrispondenza con la posizione del paleoalveo tracciato nella carta di Castiglioni et al (1997) (Fig. 6.2a), mentre nella carta del Consorzio di Bonifica (Fig. 6.2b) questa corrispondenza è solo accennata: il tracciato del paleoalveo è interrotto proprio in corrispondenza del Cavo Napoleonico, probabilmente per mancanza di un profilo altimetrico che ne giustificasse l'esistenza.

Per il paleoalveo più meridionale, invece, la corrispondenza è perfetta con la carta del Consorzio (Fig. 6.2b), mentre nella carta della Pianura Padana (Fig. 6.2a) questo paleoalveo non viene segnalato poiché ricoperto o obliterato da un deposito di rotta fluviale. A queste informazioni si è aggiunta l'analisi della morfologia superficiale tramite dati telerilevati con le

moderne tecnologie (rilievo LiDAR) che permettono di avere dati più precisi dei dati cartacei tramite elaborazione con software dedicati. Nella fattispecie, i dati del rilievo LiDAR ci hanno permesso di seguire le forme superficiali legate ai dossi fluviali evidenziandone i tracciati e compilando delle nuove carte geomorfologiche legate al fenomeno della divagazione fluviale (vedi Fig. 5.3).

Infine, una volta conosciuta la posizione esatta dei paleoalvei che attraversano il tracciato del Cavo Napoleonico, l'informazione è stata confrontata con i dati disponibili nel database dei dati geomorfologici e telerilevati (vedi Cap. 5.3). Numerosi autori (Castaldini & Raimondi, 1985; Castaldini, 1987; 1989; Bondesan et al, 1992) indicano il passaggio dei fiumi Secchia e Panaro nella zona oggi occupata dal tratto centrale del Cavo Napoleonico in un arco di tempo compreso tra l'VIII secolo a.C. e l'età medievale (Castaldini & Raimondi, 1985; Castaldini, 1989; Bondesan et al, 1992; Burrato et al, 2003; 2012), precedente all'impostarsi del paleoalveo del Fiume Reno nella zona tra Sant'Agostino e Mirabello avvenuto tra l'età medievale e quella moderna (Castaldini, 1989; Bondesan et al, 1992). Tale informazione è stata ben riassunta anche nelle carte di divagazione fluviale redatte nel presente lavoro (Fig. 5.3), dove è raffigurato l'impostarsi dei fiumi Secchia e Panaro a Sud dell'abitato di Bondeno per poi giungere alla confluenza con il Fiume Po a Ovest di Ferrara in un periodo compreso tra l'età romana e il 12° secolo d.C. In seguito, il Fiume Panaro ha deviato verso Nord in corrispondenza di Bondeno dove scorre tuttora e il Fiume Secchia ha deviato nettamente verso Nord, nella sua posizione attuale a Ovest dell'abitato di Mirandola. Uniche evidenze rimangono il Dosso del Casumaro e l'andamento del paleoalveo sporadicamente visibile tramite foto aeree. Con le informazioni a disposizione si può, pertanto, indicare i paleoalvei rilevati tramite indagine geofisica lungo il Cavo Napoleonico come legati alle fasi di divagazione dei fiumi Secchia e Panaro nell'area.

L'integrazione, quindi, tra dati geomorfologici e dati geofisici permette di avere una visione più completa dei fenomeni e delle forme in analisi, favorendo la comprensione delle interazioni tra i processi operanti in superficie e quelli nel sottosuolo.

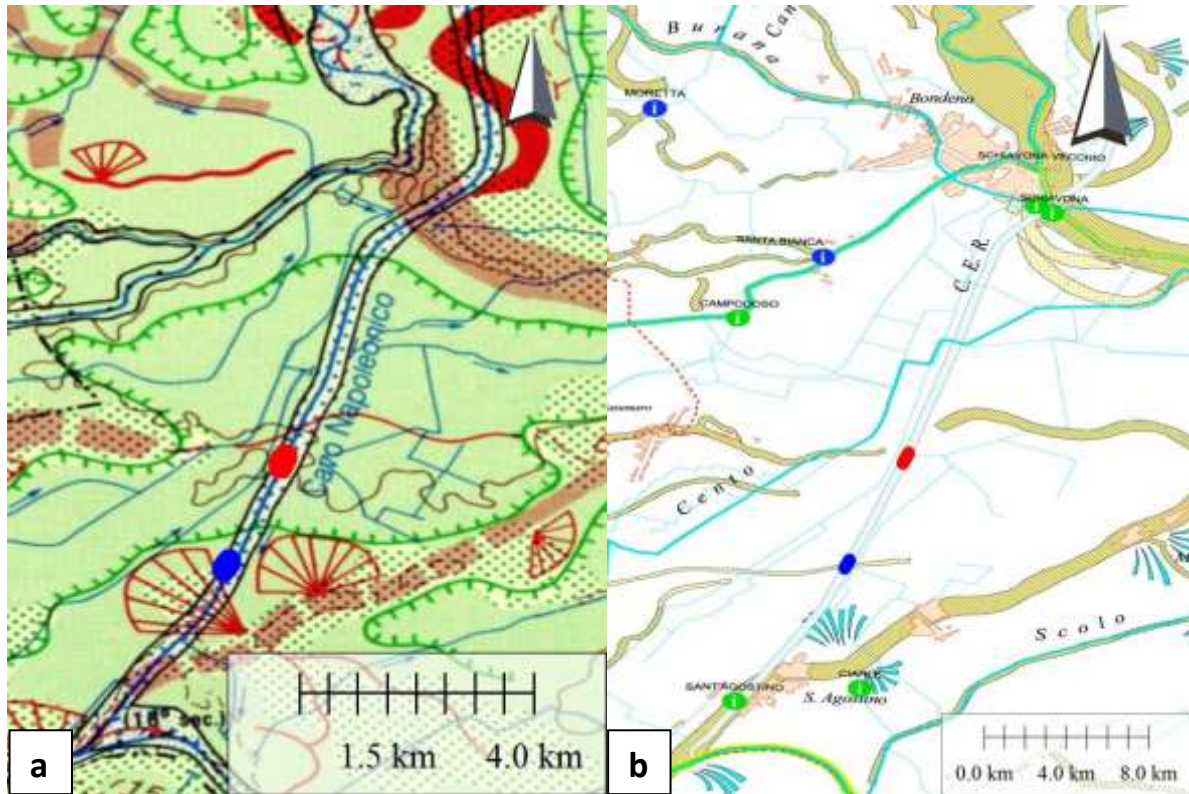


Fig. 6.2 – Confronto tra la posizione dei paleoalvei lungo il Cavo Napoleonico individuati con i dati geofisici (in rosso e in blu) e le forme superficiali segnalate (a) sulla Carta Geomorfologica della Pianura Padana (Castiglioni et al, 1997), e (b) sulla carta geomorfologica del Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno (1982).

6.3 Caratterizzazione dei fenomeni cosismici superficiali secondari

Un ulteriore risultato riguarda le implicazioni che la metodologia di indagine geofisica da noi sviluppata e testata può avere nella caratterizzazione dei fenomeni cosismici secondari avvenuti nell'area. Il fenomeno della liquefazione delle sabbie ha causato ingenti danni a seguito degli scuotimenti connessi al sisma del 2012 in un'area molto vasta. I danni sono stati prevalenti in superficie e hanno anche interessato i canali, naturali e artificiali, che contraddistinguono la rete scolante dell'area. Alcuni esempi riguardano i canali per irrigazione facenti capo al Consorzio di Bonifica di Burana. Un caso è quello della Fossa Reggiana, poco a Nord dell'epicentro del sisma del 20 Maggio 2012. La risalita di sabbia proveniente da orizzonti sabbiosi legati a un paleoalveo sepolto del Fiume Po ('Paleoalveo dei Barchessoni' in Castaldini et al, 1992, vedi Fig. 6.3b) ha completamente ostruito il canale, rendendolo inutilizzabile. Un altro esempio si è verificato a Uccivello di Cavezzo (MO), dove la risalita di sabbia si è manifestata sotto forma di un dosso alto circa 15 centimetri e lungo quasi 2 metri, caratterizzato da fratture orientate prevalentemente circa NE-SO, parallele all'asse di massimo allungamento del rilievo (Fig. 6.3c).

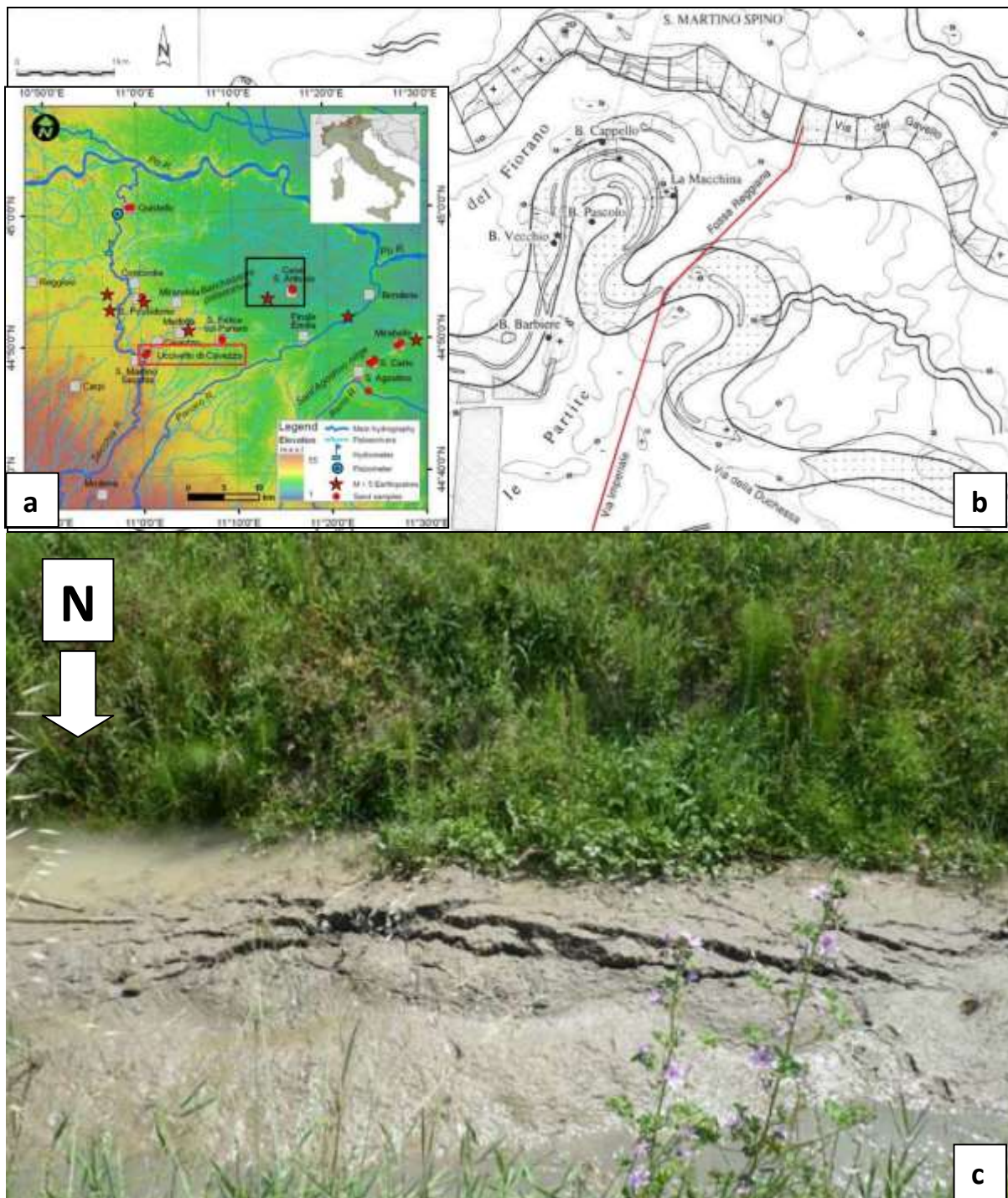
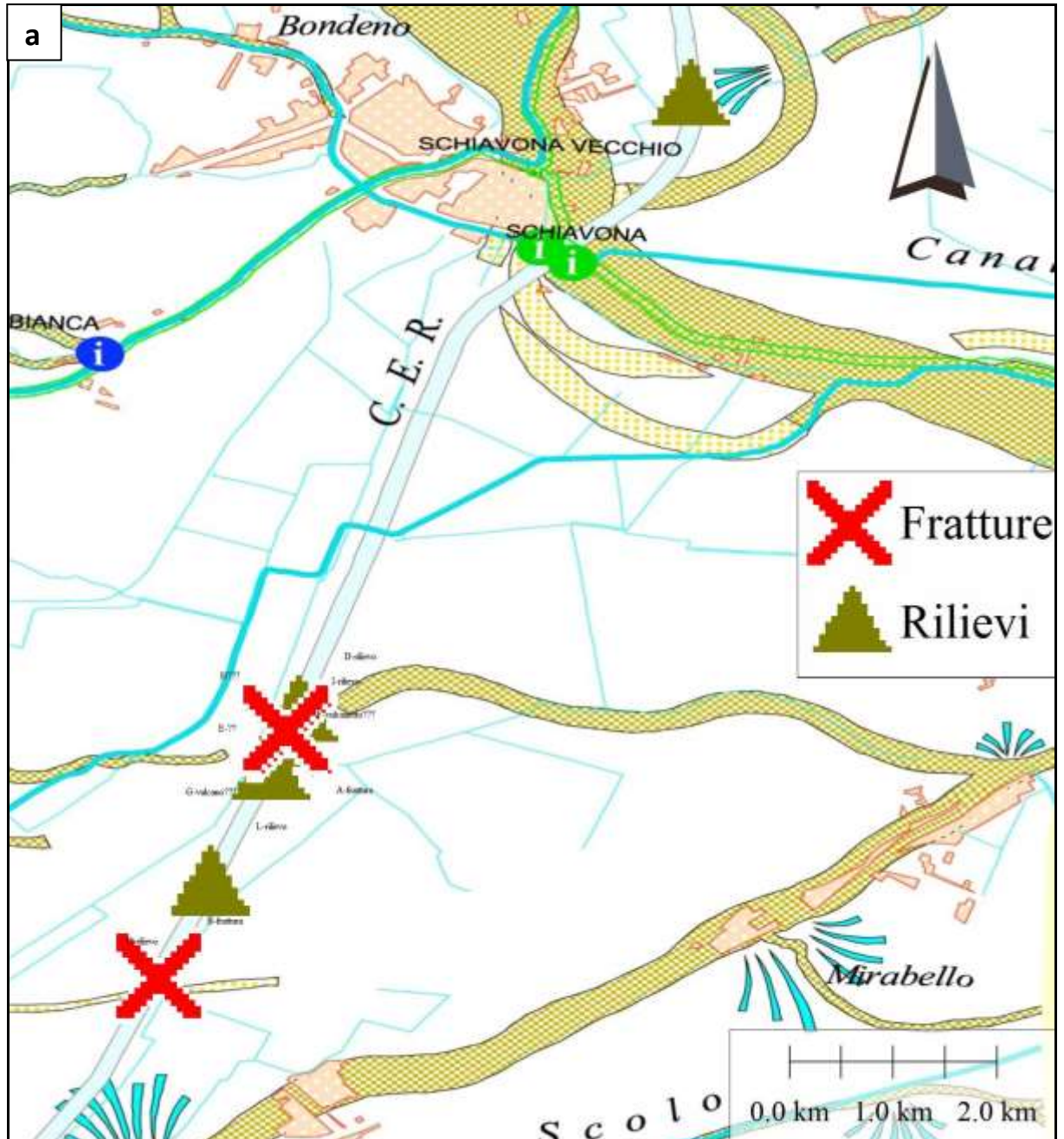


Fig. 6.3 – (a) Mappa con la posizione del ‘paleoalveo dei Barchessoni’ e dell’epicentro del sisma del 20/05/12 (riquadro nero) e della località di Uccivello di Cavezzo (riquadro rosso) (da Lo Presti et al, 2012). (b) ‘Paleoalveo dei Barchessoni’ da Castaldini et al (1992). In rosso, il tracciato della Fossa Reggiana che interseca il paleoalveo. (c) Dosso legato a risalita di sabbia in un canale in località Uccivello di Cavezzo (da Lo Presti et al, 2012).

Entrambi questi fenomeni sono stati documentati anche lungo il Cavo Napoleonico (Fig. 6.4a). Il rilievo tramite tecnologia Chirp ha evidenziato la presenza di una risalita di sabbia nel settore settentrionale del Cavo Napoleonico (Fig. 4.13), anch’essa imputabile a orizzonti sabbiosi relativi a un’antica divagazione del Fiume Po; la sabbia sospinta verso l’alto avrebbe aperto, o avrebbe approfittato, delle crepe nelle lastre di cemento che ricoprono il fondo del

canale, per poi deporsi con una tipica morfologia conica (Fig. 6.4b). Nel settore centrale del Cavo Napoleonico, invece, tramite Side Scan Sonar si sono evidenziati rilievi e depressioni (Fig. 6.4c) collocati in corrispondenza dei paleoalvei, dalla morfologia molto simile al dosso rilevato a Uccivello di Cavezzo. È pertanto ragionevole ipotizzare che siano anch'essi legati a risalite di sabbia dagli orizzonti sottostanti.



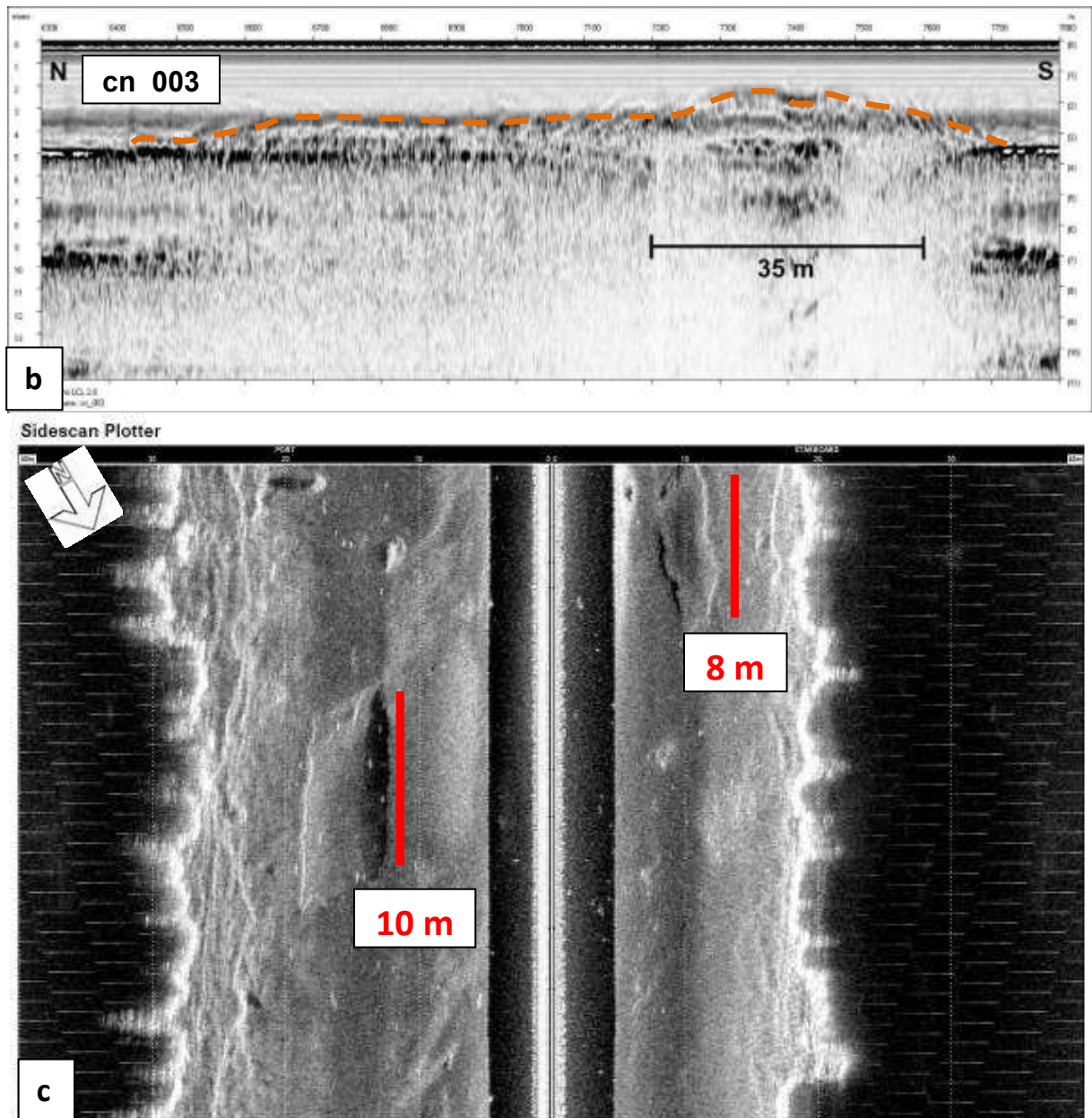


Fig. 6.4 – (a) Mappa con la posizione delle fratture e dei rilievi rilevati tramite indagine geofisica lungo il Cavo Napoleonico e descritti nel capitolo 4.4. (b) Dettaglio del rilievo Chirp in corrispondenza di una risalita di sabbia deposta sul fondo del Cavo Napoleonico con morfologia 'a cono'. (c) Dettaglio del rilievo tramite Side Scan Sonar con evidenziati a sinistra una depressione e a destra un rilievo, possibilmente legati a risalita di sabbia.

L'integrazione dell'analisi dei profili sismici profondi (vedi Cap. 5.7.1.1.1) ha evidenziato anche un ulteriore fenomeno di controllo sui fenomeni cosismici secondari. L'attività tettonica avrebbe causato la fratturazione dei settori più deboli delle anticlinali legate ai thrust, ossia le creste e i fianchi delle anticlinali stesse (Vialon et al, 1976; Burg, 2014). L'analisi dei profili sismici rilevati lungo il Fiume Po mostra come questo reticolo di fratture si propaghi dalle strutture profonde fino al piano campagna. Estendendo per analogia questo comportamento anche alle fratture rilevate nei profili a terra (Fig. 5.15) è possibile comparare la deformazione fragile delle anticlinali con la posizione dei fenomeni cosismici

superficiali, ricavandone zone dove i due fenomeni sembrano correlati. Gli elementi confrontati sono (Fig. 6.5):

- 1) il reticolo di fratture associato alle anticlinali;
- 2) la posizione dei fenomeni cosismici superficiali legati al sisma del Maggio 2012;
- 3) le carte delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) redatte dalla Regione Emilia-Romagna con indicazione delle zone suscettibili di liquefazione fino a 20 metri di profondità;
- 4) la carta strutturale d'Italia (Bigi et al, 1992).

Il confronto con la posizione dei fenomeni cosismici è stato effettuato sia rispetto alla totalità dei fenomeni, sia differenziandone le tipologie (fratture, liquefazioni, fratture con liquefazione). Inoltre, sono state aggiunte le posizioni delle evidenze di fratture (croci rosse), rilievi e risalite di sabbia (triangoli dorati) riscontrate tramite indagine geofisica lungo il Cavo Napoleonico.

Il raffronto ha evidenziato zone di perfetta corrispondenza tra la posizione delle fratture profonde e quelle cosismiche superficiali (cerchio rosso in Fig. 6.5), suggerendo un controllo anche di natura tettonica sui fenomeni cosismici. Questo risultato si discosta dal considerare i fenomeni cosismici associati al terremoto del maggio 2012 la conseguenza del solo shaking sismico sui paleovalvei sepolti (Bertolini & Fioroni, 2012; Di Manna et al, 2012; Lo Presti et al, 2012; Lombardi & Bhattacharya, 2014; Papathanassiou et al, 2012). Tuttavia, laddove manca la corrispondenza tra fratture profonde e fenomeni cosismici (cerchio blu in Fig. 6.5), sono comunque presenti fratture associate alle anticlinali che non incrociano zone suscettibili di liquefazione, o fenomeni cosismici superficiali che non coincidono con il reticolo di fratture.

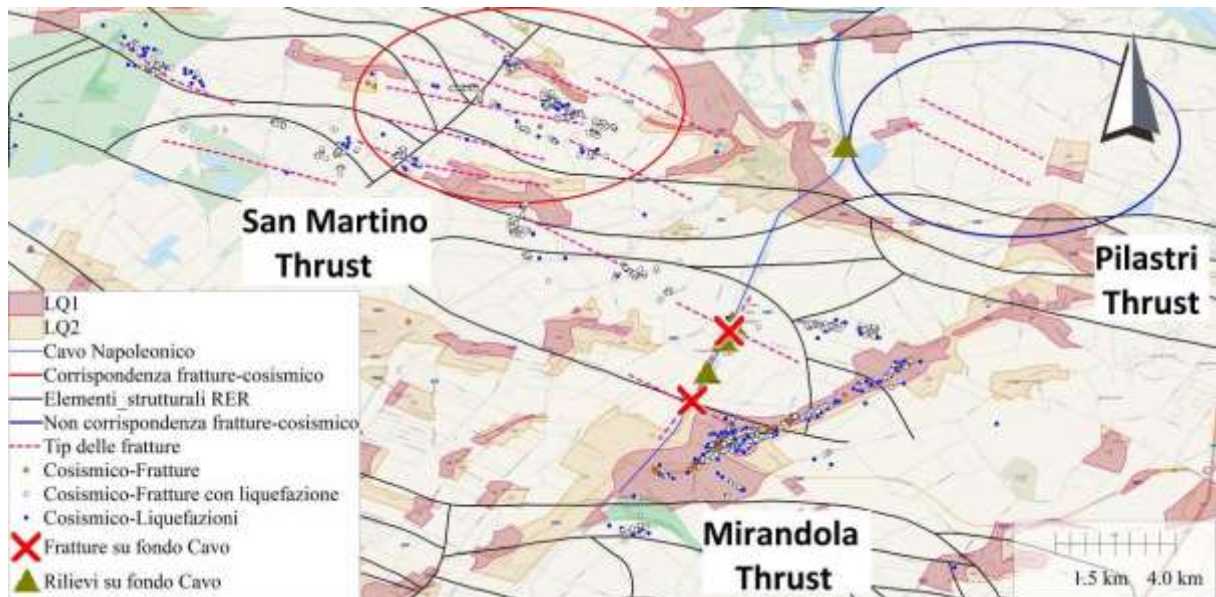


Fig. 6.5 – Confronto tra la posizione del reticolo di fratture legato alle anticlinali (vedi ‘tip delle fratture’ in legenda), la posizione dei fenomeni cosismici superficiali, le zone suscettibili di liquefazione (da Regione Emilia-Romagna, 2013) e la carta strutturale d’Italia (da Bigi et al, 1992). In rosso, zona di corrispondenza tra fenomeni superficiali e fratture profonde. In blu, zona di non corrispondenza.

Questa mancanza di corrispondenza, però, non indicherebbe una totale mancanza di connessione tra i fenomeni. Infatti, la microzonazione sismica effettuata a seguito del terremoto è stata redatta solo nei centri abitati e/o nelle aree in cui sono previste attività di edificazione, tralasciando ampie aree rurali; pertanto la maggior parte dell’area di studio delle MOPS è sprovvista di informazioni dettagliate in merito alla suscettibilità alla liquefazione. Questo lascia la possibilità di supporre che le aree dove non vi sia corrispondenza tra i vari fenomeni (fratture profonde-fenomeni cosismici) nella nostra analisi possano comunque rappresentare eventuali zone di rischio sismico per futuri terremoti; queste zone semplicemente non sono state sollecitate adeguatamente durante il sisma del 2012 per ragioni legate alla geologia locale ancora da indagare nel dettaglio.

L’ipotesi di un controllo tettonico sulle manifestazioni cosismiche superficiali è stata avanzata anche da altri autori. Lavecchia et al (2012) ha ipotizzato una connessione tra l’orientazione delle fratture superficiali e l’orientazione dei principali assi di compressione e dilatazione legati al sisma. In particolare, le fratture orientate circa E-O sarebbero state ostacolate nella loro apertura perché perpendicolari all’asse di massimo raccorciamento (σ_1) del terremoto. Le fratture orientate circa N-S sarebbero, invece, state favorite perché parallele all’asse di massima dilatazione (σ_2), riducendolo a un σ_3 (Fig. 6.6).

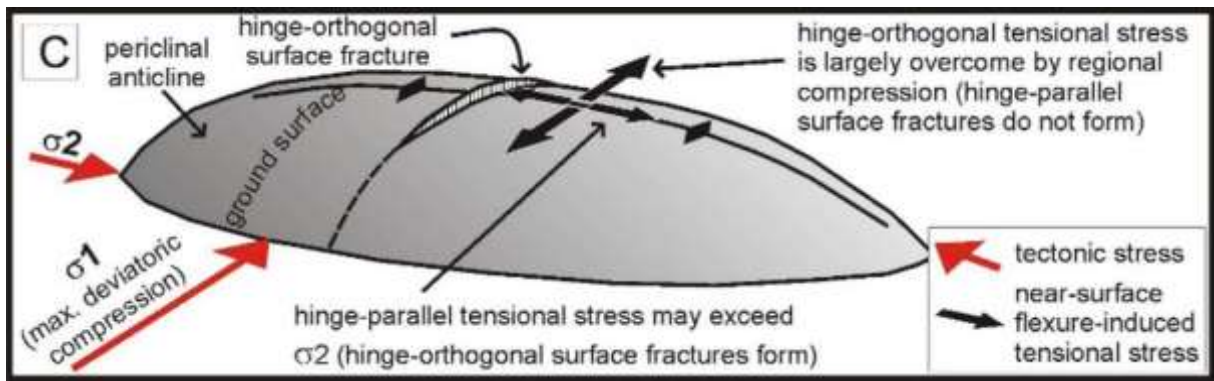


Fig. 6.6 – Possibile interpretazione per la genesi delle principali fratture cosismiche in relazione ai campi di stress superficiali causati dal terremoto (da Lavecchia et al, 2012).

Pizzi & Scisciani (2012), invece, mettono in relazione la posizione delle fratture superficiali con la zona di massimo uplift cosismico (Fig. 6.7). Tali fratture normali sarebbero strutture superficiali prodotte sulla cresta dell'anticlinale in sollevamento, dovute al piegamento a cui è sottoposta l'anticlinale stessa durante il terremoto (Yeats, 1986; Meghraoui & Doumaz, 1996). Tale fratturazione si dispone parallelamente alla direzione del thrust e, di conseguenza, all'asse della relativa anticlinale. In questo scenario le fratture estensionali si svilupperebbero come fessure allungate sulla verticale dei *tip* delle fratture estensionali, laddove si concentrano forti stress tensionali. Lo sviluppo di tali fratture nei sedimenti Plio-Quaternari sarebbe, inoltre, favorito dalle condizioni superficiali di bassa pressione di confinamento e aumento delle pressioni di poro dovute allo shaking sismico. Perciò, le fratture estensionali si svilupperebbero verso l'alto favorendo la formazione di fessure attraverso cui fluidi e sabbia sarebbero risaliti fino alla superficie.

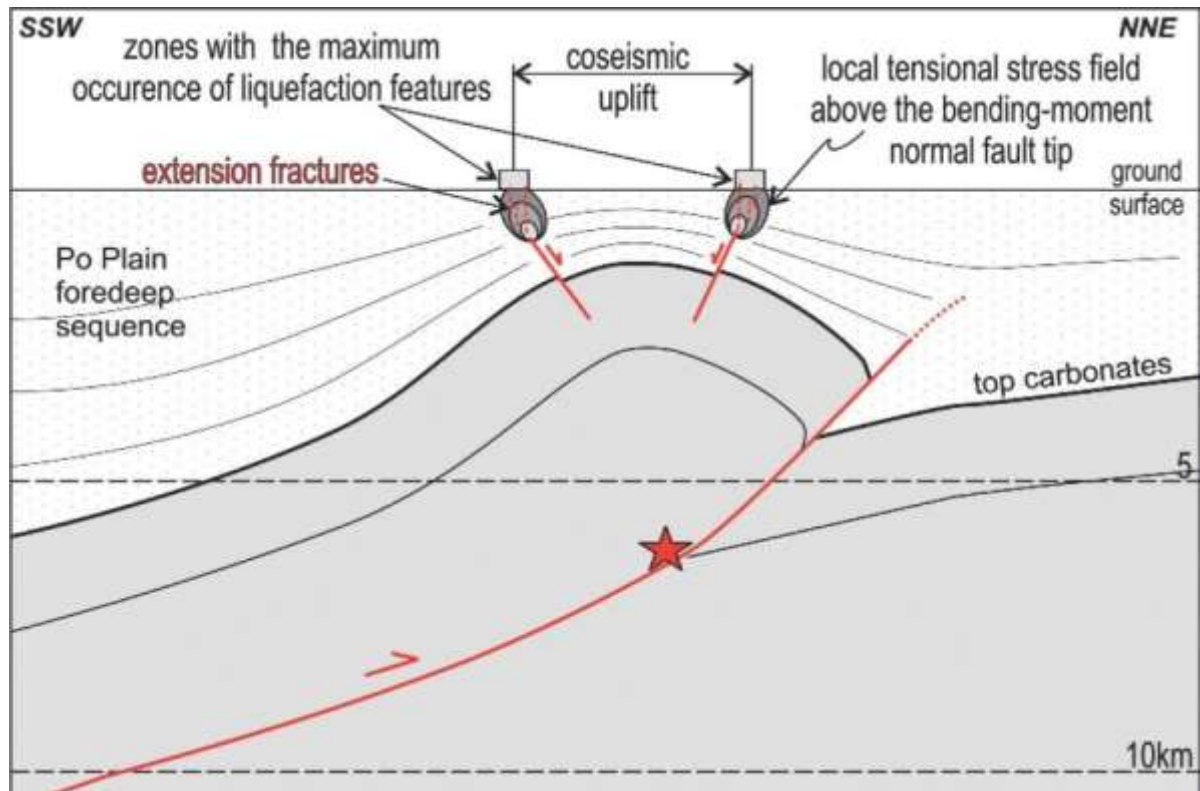


Fig. 6.7 – Schema della distribuzione in superficie dei fenomeni di liquefazione rispetto all'anticlinale sismogenica. Le fratture estensionali si sviluppano in verticale a partire dalle faglie perpendicolari all'asse di compressione del thrust, favorendo la creazione di fessure attraverso cui fluidi e sabbia risalgono fino alla superficie (da Pizzi & Scisciani, 2012).

I fenomeni cosismici risulterebbero quindi concentrati ai bordi della zona di massimo uplift cosismico, così come effettivamente sembra essere successo al di sopra dell'anticlinale di San Martino dall'integrazione dei dati raccolti (Figg. 6.5 e 6.8). Un'eccezione evidente rimane la zona del paleoalveo del Fiume Reno (Figg. 6.5 e 6.8). Qui la posizione dei fenomeni è sì ai bordi della zona di massimo uplift cosismico, ma la direzione preferenziale delle fratture superficiali è obliqua a quella dei restanti fenomeni cosismici e parallela all'asse del paleoalveo stesso. Probabilmente in quest'ultimo caso, il controllo litologico da parte del corpo sabbioso ha una maggiore influenza rispetto al controllo tettonico operato dall'anticlinale, date le notevoli dimensioni del paleoalveo se paragonato agli altri corpi sabbiosi coinvolti dal fenomeno della liquefazione, e per via del fenomeno del *lateral spreading*, dovuto alla differenza altimetrica tra il dosso del paleoReno e la piana circostante (Pizzi & Scisciani, 2012).

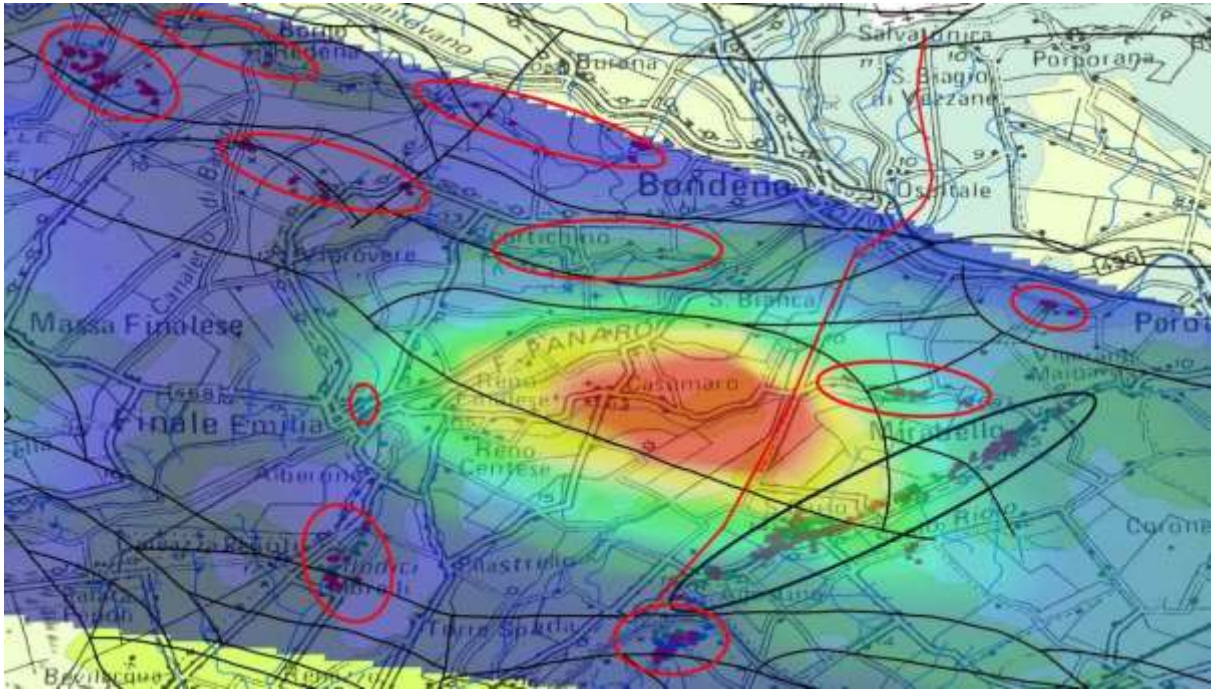


Fig. 6.8 – Distribuzione dei fenomeni cosismici superficiali. La mappa di base è la Carta delle Liquefazioni redatta dalla Protezione Civile (2012), a cui è sovrapposta la deformazione InSAR a seguito del sisma del 20 Maggio e la Carta strutturale d'Italia in nero (da Bigi et al, 1992). La deformazione InSAR ha un massimo di 15 cm nella zona rossa. I fenomeni sono concentrati ai bordi della zona di massimo uplift cosismico in clusters con orientazione principale circa NO-SE (evidenziata in rosso). In netta discordanza sono i fenomeni localizzati lungo il paleoalveo del Fiume Reno (evidenziati in nero), orientati circa NE-SO. Vedi testo per dettagli.

6.4 Controllo della struttura profonda sui processi superficiali

La metodologia integrata ha permesso di approfondire l'interazione esistente tra la struttura profonda e la sedimentazione della successione sedimentaria dal Pliocene all'attuale. Questa interazione è stata studiata prevalentemente nell'ottica di definire l'influenza che la tettonica ha sulla divagazione del reticolo idrografico in superficie come già evidenziato da altri autori (vedi Cap. 1.2; Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999; Ciucci et al, 2002; Burrato et al, 1999; 2003; 2012). Perciò la superficie di inconformità che separa il pre-sintettonico dal sintettonico, mappata tramite il database di profili sismici (Fig. 5.16), è stata comparata con le carte di divagazione fluviale redatte per questo lavoro (Fig. 5.3). Ne risulta un confronto che sottolinea il rapporto tra aree in sollevamento da dove i tracciati fluviali si allontanano e aree in subsidenza che attraggono il passaggio dei fiumi (Fig. 6.9).

Nel dettaglio, i sistemi a thrust di Pilastrini e San Martino hanno favorito lo spostamento del Fiume Po verso Nord; il sistema di Mirandola, invece, ha favorito lo spostamento del Reno verso Ovest, e la confluenza del Fiume Panaro verso la zona subsidente poco a Sud di Finale Emilia passando sul fianco occidentale dell'anticlinale di San Martino. In ultimo, sembra che la parte terminale del Fiume Panaro, prima della confluenza con il Fiume Po, si inserisca lungo una zona di transfer tra due zone in sollevamento leggermente dislocate lungo l'asse

Nord-Sud, circa parallelo al Cavo Napoleonico, corrispondente a un vecchio tracciato del Fiume Po. Questa zona di transfer cade nella fascia di interferenza tra il sistema di thrust di Pilastri ed il sistema di San Martino.

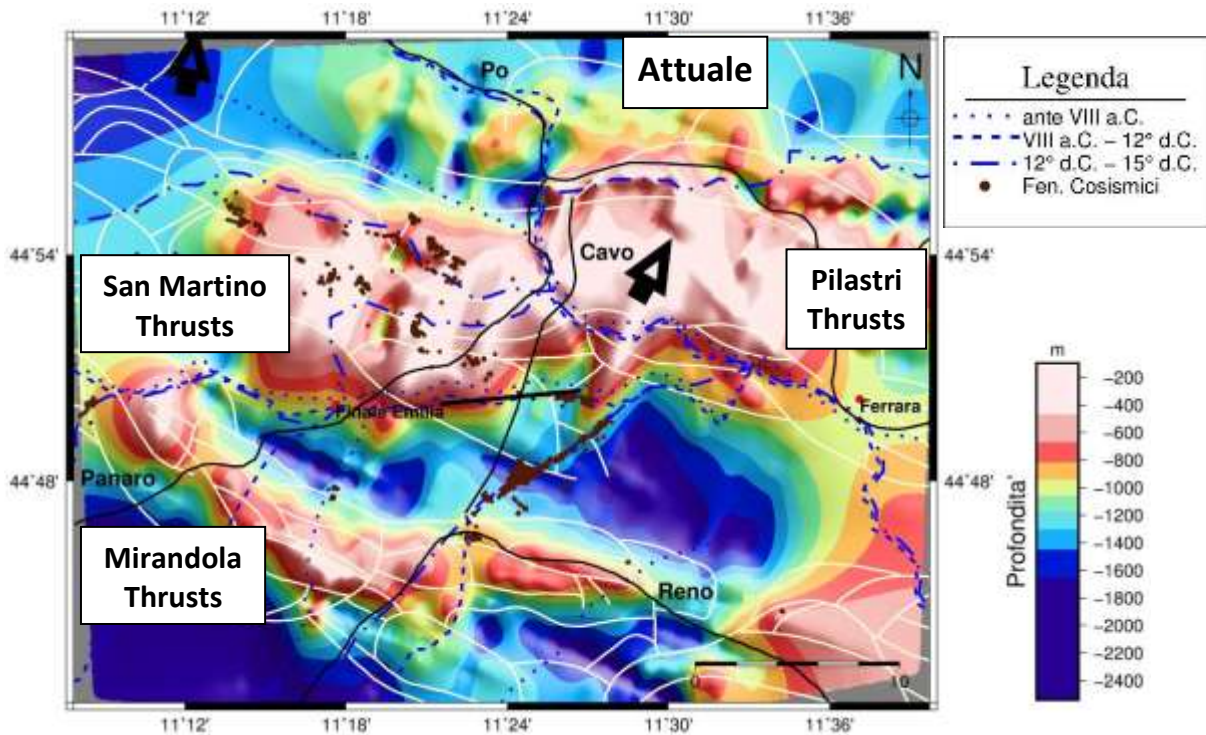


Fig. 6.9 – Confronto tra la superficie di inconformità marcata dall'onlap di sedimenti sui fianchi delle anticlinali e le carte di divagazione fluviale (vedi “Attuale” in Fig. 5.3). In nero, il reticolo idrografico attuale; in bianco, la Carta Strutturale d’Italia (Bigi et al, 1992). In blu, le divagazioni dei principali corsi fluviali a partire dall’VIII sec. a.C. A Est di Finale Emilia, in nero è riportata la traccia del pannello delle correlazioni stratigrafiche (fig. 6.10).

Questa interazione tra tettonica e sedimentazione è evidente anche nel confronto tra la superficie di inconformità e il pannello delle correlazioni stratigrafiche redatto all’intorno del Cavo Napoleonico (Fig. 5.10). Se tracciamo il profilo altimetrico della superficie di inconformità in corrispondenza della posizione del pannello delle correlazioni (Fig. 6.10) è evidente come la zona depressa al centro del profilo altimetrico, corrispondente a una zona di prevalente subsidenza a SO di Ferrara e alla terminazione SE del sistema di thrust di San Martino, coincida con una zona di depressione degli orizzonti argillosi dell’unità delle paludi, sulla quale si imposta l’unità sabbiosa dei canali fluviali. Questo confermerebbe la tendenza delle zone depresse (più subsidenti) ad attirare i tracciati fluviali in divagazione, inclusi i paleoalvei segnalati lungo il Cavo Napoleonico afferenti alla divagazione dei fiumi Secchia e Panaro.

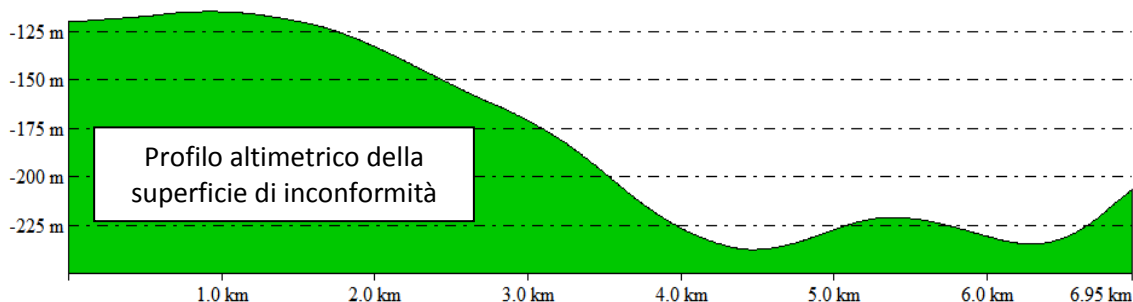
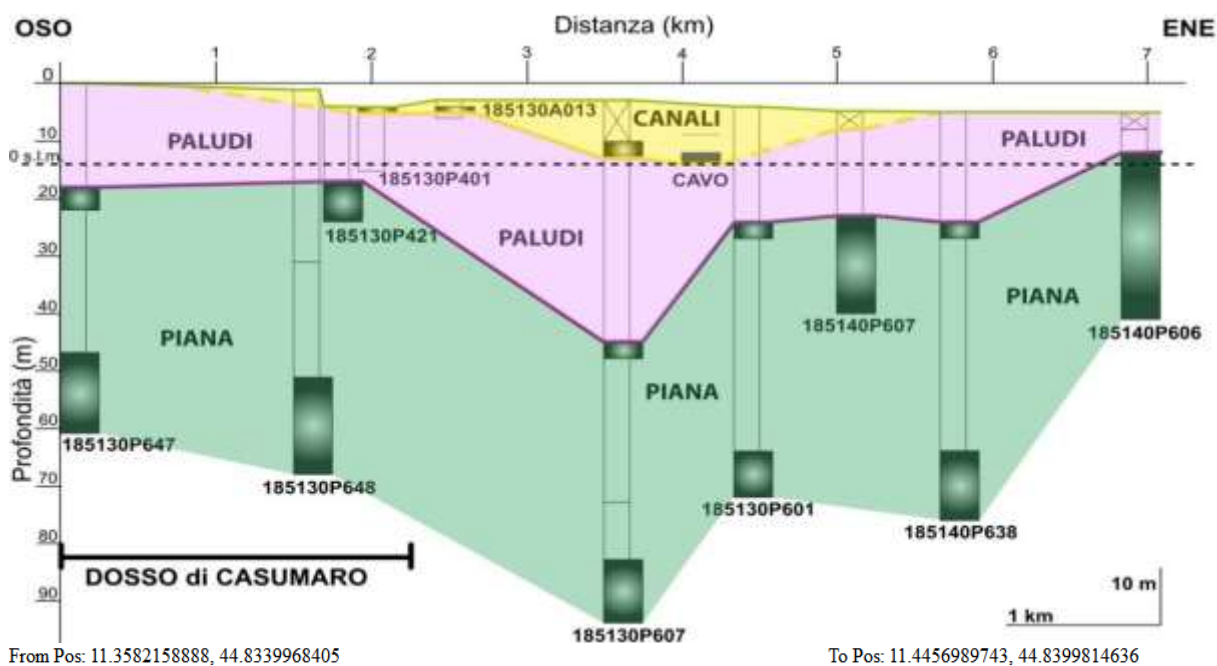


Fig. 6.10 – Confronto tra il profilo altimetrico della superficie di inconformità (in basso), in corrispondenza della posizione del pannello delle correlazioni stratigrafiche, e il pannello stesso (in alto). La zona subsidente al centro del profilo altimetrico coincide con la zona depressa del pannello in corrispondenza del log 185130P607. Al di sopra della depressione si impostano (in giallo) i tracciati fluviali del Secchia/Panaro in divagazione (unità dei canali fluviali di Calabrese et al, 2012).

6.5 Tassi relativi di uplift e sedimentazione dell'anticlinale di San Martino negli ultimi 800.000 anni

L'analisi dell'interazione tra l'attività tettonica dalle strutture profonde e la sedimentazione e la deformazione della successione stratigrafica tra il Pliocene e l'attuale ci ha permesso di stimare i tassi di sollevamento per l'anticlinale di San Martino nei vari intervalli per i quali si dispone di vincoli cronostatigrafici affidabili. I risultati sono qui discussi in comparazione con quelli ottenuti da Scrocca et al (2007) e Maesano et al (2015) su strutture vicine.

Per la struttura di Mirandola, nell'intervallo da 0.8 Ma-attuale, Scrocca et al (2007) misurano tassi di sollevamento relativo, corretti per la compattazione, che vanno da 0.53 a 0.21 mm/anno. Nel nostro caso, per l'anticlinale di San Martino, i valori sono compresi tra 0.5 e 0.24 mm/anno (Fig. 6.11). In entrambi i casi ne risulta un sollevamento tettonico in diminuzione ma tuttora attivo. Nel caso della struttura di Mirandola la diminuzione è più

costante, mentre per l'anticlinale di San Martino il calo è più drastico nell'intervallo tra 0.65 e 0.4 milioni di anni, per poi mantenersi piuttosto costante e in leggero aumento. Per l'adiacente struttura di Poggio Renatico, a est, Maesano et al (2015) ottengono valori di slip cumulativo di 0.29 mm/anno nell'intervallo tra 0.82 Ma-attuale. Anche in questo caso, i tassi sono comunque paragonabili a quelli ottenuti sull'anticlinale di S. Martino.

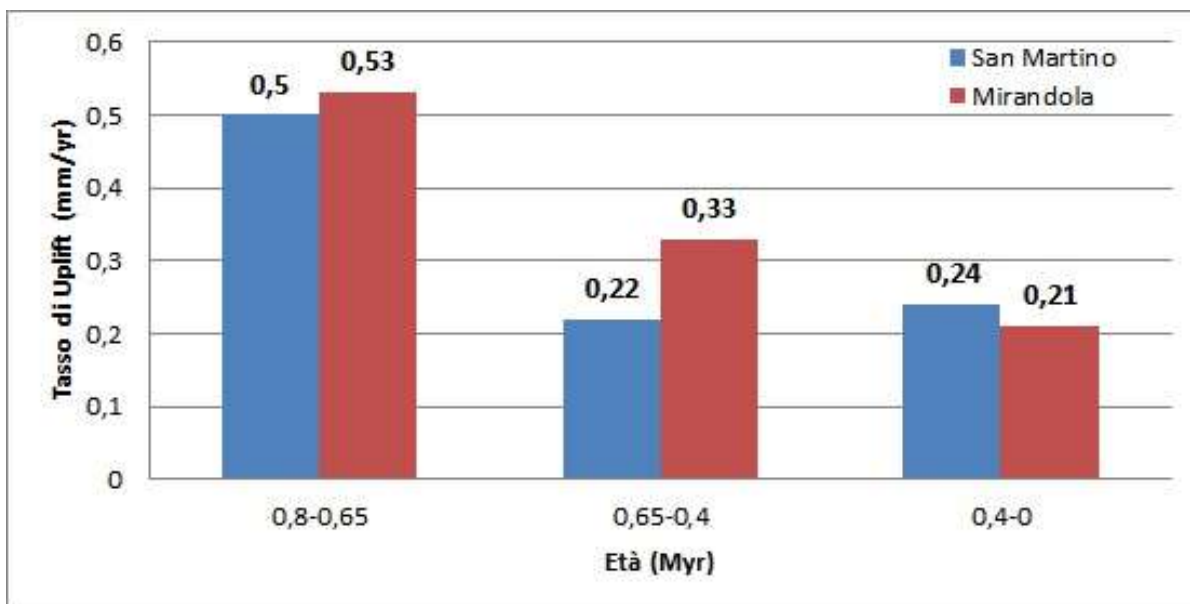


Fig. 6.11 – Tassi di uplift relativi corretti per la compattazione, per l'anticlinale di San Martino (blu) e l'anticlinale di Mirandola (rosso).

Bisogna però considerare che tali risultati vanno sommati al tasso di subsidenza regionale, pari a circa 1 mm/anno, che fanno dell'area una zona in prevalente subsidenza (Scrocca et al, 2007).

Sono stati anche calcolati i tassi di sedimentazione durante il Quaternario corretti per la compattazione, ricavati dividendo lo spessore decompattato dei sedimenti (misurato nella sinclinale adiacente) per il relativo intervallo temporale. Anche questi risultati sono stati confrontati con i dati di Scrocca et al (2007) (Fig. 6.12). Ne risultano dei tassi in netta diminuzione nel passaggio da 0.65 a 0.4 milioni di anni per Scrocca et al (2007), per poi rimanere costanti fino all'attuale, con valori compresi tra 1.96 e 0.86 mm/anno. Nel nostro caso il calo nel passaggio dal primo al secondo intervallo è ancora più drastico (da 4.79 a 1.16 mm/anno), per poi continuare con una diminuzione più blanda (fino a 0.67 mm/anno) ma comunque più marcata del lavoro precedentemente citato.

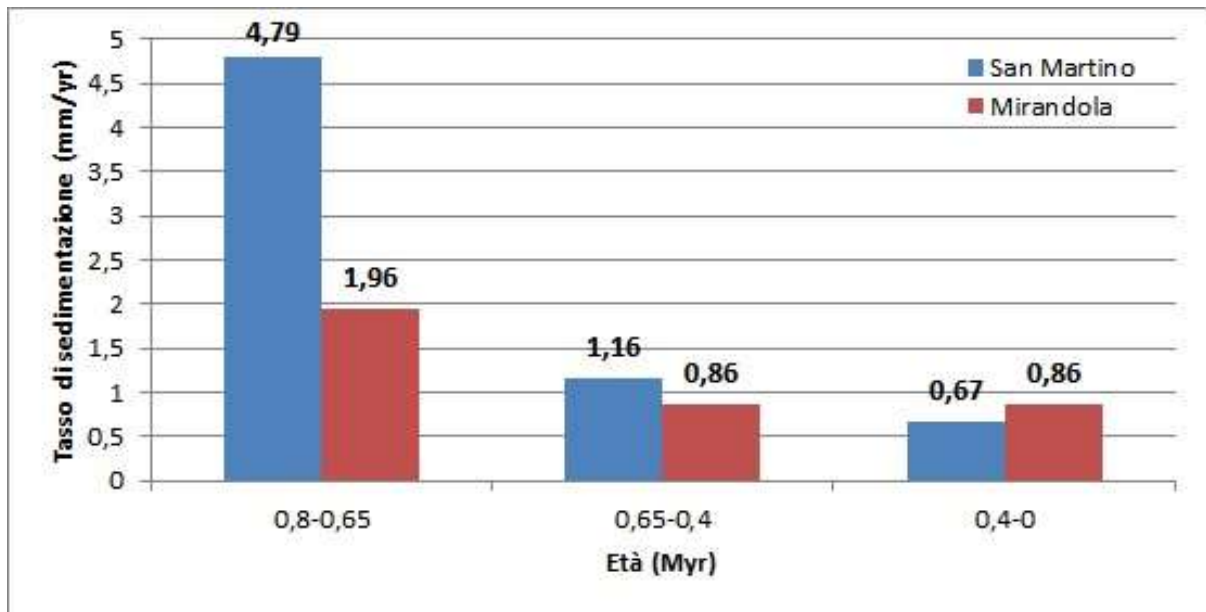


Fig. 6.12 – Tassi di sedimentazione corretti per la compattazione per l’anticlinale di San Martino (blu) e l’anticlinale di Mirandola (rosso).

6.6 Tassi di deformazione e Ciclo sismico

Dalla sequenza sismica emiliana del 2012 abbiamo ricavato l’informazione che nell’area epicentrale un terremoto di $M_w=5.9$ genera in superficie un sollevamento massimo di circa 15 centimetri in corrispondenza del culmine dell’anticlinale (vedi Cap. 2). D’altra parte, dall’analisi della struttura effettuata sulla base dell’analisi combinata di profili sismici e informazioni stratigrafiche, abbiamo calcolato i tassi geologici di sollevamento per gli ultimi 0.8 Ma. Proviamo a collegare queste informazioni per avere indicazioni su come il terremoto del Maggio 2012 si colloca in una prospettiva geologica.

Nel paragrafo 6.5 abbiamo calcolato i tassi di uplift dell’anticlinale di San Martino nel periodo dall’attuale fino a 0.8 Ma, diviso in 3 intervalli principali (0.4, 0.6 e 0.8 Ma) (Fig. 5.20). Dividendo il tasso di sollevamento cosismico relativo all’evento del 20 Maggio 2012 (15 cm), per i tassi di sollevamento calcolati nei vari intervalli stratigrafici, e assumendo (in modo del tutto arbitrario) che il terremoto del 2012 sia un terremoto “tipico” per la struttura analizzata, otteniamo una stima del tempo di ritorno per un sisma di magnitudo ca. 6 nella zona dell’anticlinale di San Martino. Se utilizziamo questi dati, e sulla base delle assunzioni descritte, otteniamo cicli sismici di:

- 625 anni per l’intervallo dall’attuale a 0.4 Ma (Inconformità G);
- 682 anni per l’intervallo da 0.4 a 0.65 Ma (Inconformità F);
- 300 anni per l’intervallo da 0.65 a 0.8 Ma (Inconformità D).

Ovviamente ci aspettiamo che le stime per gli intervalli più superficiali siano le più rappresentative dell'attuale assetto cinematico della struttura, quindi possiamo fare riferimento per la discussione a un tempo di ritorno tra i 600 e i 700 anni per un terremoto di $M_w \approx 6$.

Nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI11>) e nel Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (<http://storing.ingv.it/cfti4med/>) sono descritti 10 eventi nelle vicinanze dell'epicentro del 2012 tra il 1574 e il 1987, tutti di magnitudo inferiore a quella del sisma del 2012. Solo 4 eventi ricadono sullo stesso sistema di *thrust* (San Martino), o molto vicini all'anticlinale di San Martino, e sono datati 1574 (M_w 4.72), 1908 (M_w 4.27), 1922 (M_e 3.9) e 1963 (M_w 4.09) (Fig. 6.13). L'unico terremoto nelle vicinanze di magnitudo paragonabile a quella del sisma del 20 Maggio 2012 è quello di Ferrara del 1570, 445 anni fa, con M_L 5.5. (Camassi et al, 2012; Albarello et al, 2013). Tale terremoto ha però insistito su strutture più esterne della Dorsale Ferrarese (sistema di Pilastri), situate circa 20 km a Est rispetto all'anticlinale di San Martino (Fig. 6.13).

a	Luogo	Anno	Longitudine	Latitudine	Magnitudo
	Ferrara	1570	11.632	44.824	5.46
	Finale Emilia	1574	11.294	44.833	4.72
	Finale Emilia	1908	11.329	44.835	4.27
	Bassa Modenese	1910	11.162	44.821	4.30
	Ferrarese	1922	11.408	44.821	4.90
	Finale Emilia	1963	11.267	44.833	4.09
	Bassa Modenese	1970	11.167	44.853	4.09
	Bondeno	1986	11.344	44.879	4.35
	Bassa Modenese	1987	11.157	44.861	4.56
	Finale Emilia	2012	11.228	44.889	5.90



Fig. 6.13 – (a) Terremoti con epicentro nelle vicinanze di Finale Emilia riportati nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI) e nel Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (CFTI). (b) Mappa con la posizione dei sismi elencati in (a) con evidenziati i sistemi di thrust (come descritti nel paragrafo 5.7.1.1) e la posizione del Cavo Napoleonico.

7. Conclusioni

L'obiettivo principale del presente lavoro è stato dimostrare come l'integrazione di dati a varia scala, dalla superficie a profondità di qualche km, possa fornire vincoli importanti per la caratterizzazione geomorfologica, geologica e geofisica delle porzioni più superficiali (< 20 m) del terreno in aree a rischio sismico, dove si manifestano fenomeni cosismici primari e secondari che possono risultare particolarmente distruttivi anche nel caso di magnitudo moderate. Il confronto fra dati geomorfologici superficiali e dati geofisici profondi ha permesso di migliorare la nostra immagine del sottosuolo nelle vicinanze dell'epicentro di un terremoto che ha causato gravi danni, fornendo informazioni supplementari nella definizione delle forme di superficie, così come della successione sedimentaria. Per il raggiungimento di tale obiettivo, si è contribuito alla messa a punto e sperimentazione di una metodologia innovativa di indagine geofisica in acque interne (vedi Cap. 4). Tale metodo innovativo di indagine ha seguito lo sviluppo di un drone autonomo, maneggevole e di ridotte dimensioni, denominato SWAP (*Shallow-WATER Prospector*) (Fig. 4.6), per le indagini in ambienti terrestri di acque basse, come canali, fiumi o laghi.

Abbiamo applicato queste tecniche allo studio delle deformazioni e della stratigrafia superficiali (< 20 m) nell'area epicentrale del terremoto del 20 Maggio 2012 (Mw 5.9) durante la Sequenza Sismica Emiliana, compresa tra Finale Emilia (MO) e Ferrara (FE) approfittando del fatto che questa è intersecata da una via d'acqua importante, il Cavo Napoleonico che congiunge il Fiume Po al Fiume Reno.

L'utilizzo del nuovo sistema Chirp sviluppato dall' ISMAR-CNR congiuntamente al Consorzio Proambiente dei Tecnopoli E.R., ha permesso di ottenere delle immagini del sottosuolo di altissima risoluzione (vedi Cap. 6.1), laddove con le tecniche standard di rilievo a terra non è possibile ottenere la stessa qualità del dato. Tramite il nuovo SWAP e gli strumenti installati sul veicolo, che includevano un sistema sismico a riflessione Chirp, un ecoscandaglio di precisione e un Side-Scan Sonar, sono stati rilevati elementi morfologici e stratigrafici riconducibili all'attività sismica del 2012 lungo il Cavo Napoleonico, quali sollevamenti, depressioni e risalite di sabbia, così come forme sepolte, quali paleoalvei e dislocazioni del substrato, molto prossime alla superficie topografica. Queste nuove tecniche si sono dimostrate promettenti per l'esplorazione di altre zone di pianura dove è impossibile o

estremamente costoso acquisire dati con tecniche convenzionali di sismica a riflessione a terra.

L'analisi di dati pregressi ha permesso la creazione di un database di dati geomorfologici, cartografici storici e attuali, dati telerilevati da satellite e foto aeree. Queste informazioni sono state riassunte in una serie di carte tematiche che mettono in risalto l'evoluzione del fenomeno della divagazione fluviale nell'area di studio, confrontando le variazioni nei tracciati fluviali in un intervallo di tempo compreso tra l'VIII secolo a.C. e l'attuale (Fig. 5.3). In dettaglio, il Fiume Po ha spostato il suo tracciato verso Nord mantenendo inalterata la sua direzione principale E-O. In compenso, ha disattivato la diramazione che lo portava ad attraversare la città di Ferrara, formando un bivio a Nord di questa città prima di giungere alla foce. I fiumi Secchia e Panaro hanno subito varie fasi evolutive che hanno lasciato le tracce in vari percorsi occupati e abbandonati tra l'epoca romana e l'attuale. Fra le cause principali delle divagazioni si possono invocare le variazioni climatiche oloceniche e l'influenza antropica, ma sono state decisive anche le deformazioni del suolo dovute ai movimenti delle strutture del sottosuolo che in quest'area hanno governato l'idrografia padana. Fra le principali evidenze lasciate dai due fiumi si possono citare: 1) lo spostamento delle confluenze con il Fiume Po, a seconda della sua antica posizione; 2) da un lato, l'avvicinamento di tratti di percorso fluviale a NE di Modena (in corrispondenza della depressione strutturale) e dall'altro, il progressivo spostamento del F. Secchia a ovest e poi a nord, mentre il F. Panaro si dirige dapprima a NE e poi a N (aggirando le strutture sepolte delle anticlinali emiliane in sollevamento); 3) lo spostamento repentino, verso nord, del F. Po avvenuto nel 12° secolo. In particolare, il Fiume Secchia porta la sua orientazione principale da E-O a N-S in modo piuttosto secco, mentre il Fiume Panaro prosegue il suo percorso in direzione antiappenninica, collocando la parte finale del tracciato in una zona di transfer tra due alti strutturali tra l'abitato di Bondeno (FE) e il F. Po. In ultimo, per quanto riguarda il F. Reno, esso ha divagato secondo numerosi percorsi verso Ovest, subendo in epoca moderna numerose variazioni antropiche per mitigare le numerose e catastrofiche piene che procurava nella piana a SO di Ferrara. L'ultima deviazione antropica risale al 18° secolo quando è stato deviato all'altezza dell'abitato di Sant'Agostino in direzione di Rimini e Ravenna. Tutte queste informazioni sono riassunte in Figg. 5.2 e 5.3 e ci hanno permesso di identificare i paleoalvei rilevati tramite indagine geofisica al di sotto del Cavo Napoleonico

come appartenenti alle divagazioni dei fiumi Secchia e Panaro in un lasso di tempo compreso tra l'età romana e il 1200.

Lo studio del sottosuolo "profondo" è stato svolto tramite l'analisi di un dataset di profili sismici a riflessione multicanale acquisiti dalla società ENI-AGIP, sia a terra sia lungo l'alveo del Fiume Po, per una lunghezza totale di 1263 km (Fig. 5.11). I profili acquisiti lungo il F. Po, mai elaborati in precedenza, sono stati processati durante un soggiorno presso l'istituto "Geomar - Helmholtz Centre for Ocean Research" di Kiel (Germania) per migliorare la qualità del segnale sismico delle porzioni più superficiali del profilo che spesso mancavano nei profili dello stesso dataset a terra. L'analisi strutturale e sismo-stratigrafica del database sismico ha permesso di compilare una mappa morfostrutturale dei principali sistemi di pieghe legate a thrust (sistema di Mirandola, sistema di San Martino, sistema di Pilastrini e sistema di Ficarolo) (Fig. 5.13) e mappare le principali superfici di inconformità comprese tra il Pliocene medio-superiore e l'attuale (Fig. 5.18), oltre alla superficie di inconformità che separa la fase pre-sintettonica da quella sintettonica (Fig. 5.16). Il confronto della posizione di questi alti strutturali con la divagazione del reticolo idrografico nel corso del tempo (Fig. 6.9) ha confermato un quadro in cui le zone in sollevamento tendono ad allontanare i tracciati fluviali, i quali convergono verso le zone a prevalente subsidenza.

L'interpretazione strutturale dei profili sismici "profondi" ha, inoltre, permesso di mappare ed evidenziare un fitto reticolo di fratture che si diramano sia dai fianchi che dalle creste delle anticlinali legate ai thrust fino in prossimità del piano campagna. Tale reticolo è stato confrontato con la posizione dei fenomeni cosismici superficiali seguiti al sisma del 2012 (Fig. 6.2) evidenziando un controllo tettonico e litologico sulle manifestazioni superficiali. Le fratture localizzate lungo fianchi e creste delle anticlinali, alcune delle quali propagatesi fino in superficie (Fig. 5.6), hanno in qualche caso intercettato i corpi sabbiosi legati a paleoalvei sepolti, che sono considerati la sorgente delle risalite sabbiose in superficie per liquefazione a causa dello shaking sismico (Fig. 6.7).

L'analisi di tutti i dati di nuova acquisizione o rielaborazione, e dei dati pregressi ha permesso di definire uno schema sedimentologico-stratigrafico dei depositi presenti all'intorno del Cavo Napoleonico. Questo schema è mostrato nel pannello delle correlazioni stratigrafiche che evidenzia alcune fasi deposizionali nella parte superficiale (< 100 m) della successione sedimentaria, con il passaggio da una deposizione di piana alluvionale a paludosa e infine all'impostarsi di tracciati fluviali legati alla divagazione del reticolo idrografico più recente

(Fig. 5.10). Queste correlazioni, confrontate con la superficie di inconformità che marca le zone a prevalente sollevamento sintettonico in corrispondenza del fianco dell' anticlinale di San Martino (Figg. 6.9, 6.10), confermano l'attitudine delle zone caratterizzate da prevalente subsidenza ad attirare il reticolo idrografico. Ciò è particolarmente evidente per le aste fluviali oloceniche, che tendono a localizzarsi in corrispondenza del Cavo Napoleonico (Unità dei canali fluviali in Fig. 5.10), in una zona a prevalente subsidenza dal Pliocene medio-superiore (Fig. 6.9).

L'integrazione dei dati stratigrafici e sismostratigrafici ha permesso di calcolare i tassi di sollevamento e sedimentazione relativi all'anticlinale di S. Martino, la struttura che ha subito il massimo sollevamento a seguito del sisma del 20 Maggio 2012. L'intervallo analizzato va dagli 0.8 Ma all'attuale (Fig. 6.11). Da queste stime risulta una netta diminuzione dei tassi di sollevamento tra 0.8 e 0.4 Ma (da 0.5 a 0.22 mm/a), e un lieve incremento (che però non compensa un trend progressivamente in decrescita) tra 0.4 Ma e l'attuale (da 0.22 a 0.24 mm/a). I tassi di sedimentazione, invece, calano drasticamente nel passaggio tra 0.8 e 0.4 Ma (da 4.79 a 1.16 mm/a), per poi continuare a calare in maniera moderata fino al presente (da 1.16 a 0.67 mm/a). Ciò ha permesso di mostrare come i sistemi di thrust presenti nell'area del sisma del maggio 2012 siano persistenti e attivi da almeno 0.8 Ma. Sulla base di questi tassi, e assumendo la deformazione cosismica relativa al terremoto del Maggio 2015 come "tipica" per l'anticlinale di San Martino, otteniamo periodi di oltre 600 anni per la ciclicità sismica.

L'integrazione delle informazioni ottenute e compilate nel presente lavoro ha permesso di confrontare e correlare fenomeni diversi, sia per natura che per archi temporali all'interno cui agiscono, fornendo informazioni aggiornate sugli effetti di un terremoto "tipico" per l'area compresa tra Mirandola e Ferrara. In particolare, è stato possibile mettere in relazione fenomeni "istantanei" come i fenomeni cosismici superficiali legati alla sequenza sismica del 2012 con fenomeni che agiscono a scala secolare o millenaria come la divagazione fluviale, in quanto entrambi legati all'influenza che le strutture profonde (thrust e fratture) operano sulla morfologia superficiale e sulla distribuzione dei corpi sabbiosi. Inoltre, emerge anche come un'analisi integrata permetta di operare stime e dedurre informazioni che aiutino a comprendere meglio la natura e i fattori di controllo dei fenomeni cosismici e l'evoluzione delle strutture presenti nell'area del sisma del maggio 2012. Il calcolo dei tassi di uplift e

sedimentazione (vedi Cap. 6.5) fornisce un'idea della variazione nel tempo del sollevamento, tuttora in atto, delle strutture profonde e, unitamente a una serie più completa di dati di sottosuolo (ulteriori profili sismici a diversa penetrazione; pozzi profondi con stratigrafie di dettaglio...), permette di inferire stime sull'attività sismica dell'area, potendo contribuire al calcolo della ciclicità sismica per terremoti di una determinata magnitudo (vedi Cap. 6.6).

I risultati ottenuti nel corso di questo lavoro possono essere utili in due modi. Il primo, e più ovvio, è stato contribuire in qualche modo a fornire informazioni utili alla caratterizzazione del rischio sismico in aree dove le strutture generatrici risultano sepolte e i tassi di deformazione e ricorrenza dei sismi principali sono limitati. L'altro aspetto che questo lavoro ha messo in evidenza con forza, è l'importanza di integrare informazioni di tipo diverso, geomorfologiche, geologiche e geofisiche, e realizzare indagini di dettaglio con maglie osservative molto fitte, data l'estrema eterogeneità del sottosuolo.

Un approccio "integrato" tra varie discipline, e "multiscala", è probabilmente l'unico modo di combinare dati così diversi tra loro, e contribuire ad arricchire il patrimonio di conoscenze che possano servire a formulare stime più attendibili di rischio e suggerire pratiche più efficaci di prevenzione. Nel caso dell'area di studio, molte delle informazioni necessarie sono già disponibili, e si potrebbe migliorare la sinergia tra enti pubblici e privati per una migliore e più efficiente organizzazione delle indagini conoscitive sul territorio, pianificando ove necessario le eventuali integrazioni. In questo senso, lo sviluppo di metodi innovativi di indagine, a basso costo e di facile diffusione presso gli enti preposti alla gestione e al monitoraggio del territorio, potrebbe rappresentare un valido contributo.

8. Bibliografia

- AA.VV. (2001) – *Note illustrative della carta geomorfologica della Pianura Padana: Illustrative notes of the geomorphological map of the Po Plain (Italy)*. Edito da G.B. Castiglioni, G.B. Pellegrini. Suppl. IV, Geogr. Fis. Din. Quat., Comitato glaciologico italiano, pp. 207.
- Albarelo, D., Pacor, F. e Camassi, R. (2013) – *Sismicità storica dell'area e dati strumentali della sequenza sismica*. Convegno "Effetto SISMA 2012 – suolo e strutture". Bologna, 21 Maggio 2013. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/eventi/eventi-2013/effetto-sisma-2012-suolo-e-strutture>
- Alessio, G., Alfonsi, L. Brunori, C.A., Burrato, P. e l' EMERGEO Working Group (2013) – *Liquefaction phenomena associated with the Emilia earthquake sequence of May-June 2012 (Northern Italy)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 13, 1-13.
- Amorosi, A. e Farina, M. (1995) – *Large-scale architecture of a thrust-related alluvial complex from subsurface data: the Quaternary succession of the Po Basin in the Bologna area (northern Italy)*. Giornale di Geologia, 57, 3-16.
- Amorosi, A. e Pavesi, M. (2010) – *Aquifer stratigraphy from the middle-late Pleistocene succession of the Po Basin*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It., XC, 7-20.
- Amorosi, A., Colalongo, M.L., Pasini, G. e Preti, D. (1999b) – *Sedimentary response to Late Quaternary sea-level changes in the Romagna coastal plain (Northern Italy)*. Sedimentology, 46, 99-121.
- Amorosi, A., Farina, M., Severi, P., Preti, D., Caporale, L. e Di Dio, G. (1996) – *Genetically related alluvial deposits across active fault zones: an example of alluvial fan-terrace correlation from the upper Quaternary of the southern Po Basin, Italy*. Sedimentary Geology, 102, 3, 275-295.
- Amorosi, A., Colalongo, M.L., Fiorini, F., Fusco, F., Pasini, G., Vaiani, S.C. e Sarti, G. (2004) – *Palaeogeographical and palaeoclimatic evolution of the Po Plain from 150-ky core records*. Global and Planetary Change, 40, 55-78.
- Amorosi, A., Caporale, L., Cibir, U., Colalongo, M. L., Pasini, G., Ricci Lucchi, F., Severi, P. e Vaiani, S.C. (1998) – *The Pleistocene litoral deposits (Imola Sands) of the Northern Apennines foothills*. Giornale di Geologia, 60, 83-118.
- 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, 453, 20-43.
- Bertolini, G. e Fioroni, C. (2012) – *Aerial inventory of surficial geological effects induced by the recent Emilia earthquake (Italy): preliminary report*. Ann. Geophys., 55, 4, 705-711.
- Biavati, G., Mazzini, E., Mori, G., Ghirotti, M., Todini, E. e Simoni, G. (2009) – *Il Cavo Napoleonico: una sfida per la sicurezza idraulica del basso Bacino del Fiume Reno (Emilia-Romagna, Italia)*. Engineering, Hydro, Environmental Geology, 01, 11, 31-43.
- Biavati, G., Mori, G., Mazzini, E., Ghirotti, M., Todini, E. e Simoni, G. (2010) – *Valutazione delle condizioni di sicurezza idraulica del Canale "Cavo Napoleonico"*. Il Geologo dell'Emilia-Romagna, 37, 7-15.

- Bigi, G., Bonardi, G., Catalano, R., Cosentino, D., Lentini, F., Parotto, M., Sartori, R., Scandone, P. e Turco, E. (1992) – *Structural Model of Italy 1:500.000*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica.
- Bigi, G., Castellarin, A., Catalano, R., Coli, M., Cosentino, D., Dal Piaz, G. V., Lentini, F., Parotto, M., Patacca, E., Pratlun, A., Salvini, F., Sartori, R., Scandone, P. e Vai, G.B. (1989) – *Synthetic structural-kinematic map of Italy*. CNR-Progetto Finalizzato Geodinamica. Ristampato in: Vai, G. B. e Martini, I. P. (Ed) (2001), *Anatomy of an Orogen: the Apennines and Adjacent Mediterranean Basins*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 495-512.
- 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*. Ann. Geophys., 55, 4, 788-795.
- Boccaletti, M. e Sani, F. (1998) – *Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines*. Tectonics, 17, 1, 112-130.
- Boccaletti, M., Corti, G. e Martelli, L. (2011) – *Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy)*. Int. J. Earth Sci., 100, 1331-1348.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Corti, G., Gasperini, P., Martelli, L., Piccardi, L., Tanini, C. e Vannucci, G. (2004) – *Carta sismotettonica della Regione Emilia-Romagna, Scale 1:250.000*. Note Illustrative. RER, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli. SELCA, Firenze.
- Boccaletti, M., Coli, M., Eva, C., Ferrari, G., Giglia, G., Lazzarotto, A., Merlanti, F., Nicolich, R., Papani, G. e Postpischl, D. (1985) – *Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines*. Tectonophysics, 117, 7-38.
- Bolzoni, A. (1758) – *Corografia del Ducato di Ferrara con la delineazione delle città, castelli, terre, ville e luoghi del medesimo, e di parte degli stati circonvicini, con suoi fiumi, valli, condotti, argini, e strade, fatta mediante l'unione delle più esatte e moderne...* [online]. Disponibile a: <http://www.igmi.org/ancient/scheda.php?cod=8683> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].
- Bondesan, M., Ferri, R. e Graziani, S. (1992) – *Aspetti geomorfologici e problemi paleogeografici della zona fra Bondeno, Finale Emilia e Mirabello nel quadro degli antichi domini idrografici del Secchia, del Panaro e del Reno*. In Gelichi, S. - "Un mito e un territorio: Ansalaregina e l'Alto Ferrarese nel Medioevo". All'Insegna del Giglio (ed), Firenze, 1992, pp. 13-44.
- Bonini, L., Toscani, G. e Seno, S. (2014) – *Three-dimensional segmentation and different rupture behavior during the 2012 Emilia seismic sequence (Northern Italy)*. Tectonophysics, 630, 33-42.
- Borgatti, L., Bracci, A.E., Cremonini, S. e Martinelli, G. (2012) – *Searching for the effects of the May-June 2012 Emilia seismic sequence (northern Italy): medium-depth deformation structures at the periphery of the epicentral area*. Ann. Geophys., 55, 4, 717-725.
- Bruno, P.P.G., Pazzaglia, F.J. e Picotti, V. (2011) – *Evidence for active folding and faulting at the northern Apennines mountain front near Bologna, Italy from high resolution seismic reflection profiling*. Geophys. Res. Lett., 38, L16302.

- Burg, J.P. (2014) – *Folding*. Geologisches Institut, ETH Zurich and Universitat Zurich, inedito [online]. Disponibile a: <http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/> [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].
- Burnett, A.W. e Schumm, S.A. (1983) – *Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi*. Science, 222 (4619), 49-50.
- Burrato, P, Ciucci, F. e Valensise, G. (1999) – *Un approccio geomorfologico per la prima individuazione di strutture potenzialmente sismogenetiche nella Pianura Padana*. Atti del 18° Conv. Naz. GNGTS, pp. 18. <http://www2.ogs.trieste.it/gngts/gngts/convegniprecedenti/1999/>
- 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*. Ann. Geophys., 5, 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)*. Ann. Geophys., 55, 4, 525-531.
- Burrato, P., Poli, M.E., Vannoli, P., Zanferrari, A., Basili, R. e Galadini, F. (2008) – *Sources of Mw 5+ earthquakes in northeastern Italy and western Slovenia: an updated view based on geological and seismological evidence*. Tectonophysics, 453, 157-176.
- Calabrese, L., Martelli, L. e Severi, P. (2012) – *Stratigrafia dell'area interessata dai fenomeni di liquefazione durante il terremoto dell'Emilia (maggio 2012)*. 31° Conv. Naz. GNGTS, Potenza, 20-22 Novembre 2012. Atti 2, 119-126.
- Camassi, R., Rovida, A., Locati, M., Castelli, V., Viganò, D. e Stucchi, M. (2012) – *I terremoti del Maggio 2012 nel contesto della sismicità dell'area*. Progettazione sismica, 2, 53-61.
- Camera dei Deputati (2015) – *Autorizzazione della spesa di lire 5.500.000.000 per la sistemazione del "Cavo Napoleonico" a scolmatore delle piene del fiume Reno* [online]. Disponibile a: <http://storia.camera.it/documenti/progetti-legge/19510315-1905-autorizzazione-della-spesa-lire-5#nav> [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].
- Caporali, A. e Ostini, L. (2012) – *Workbook: The 2012 seismic sequence in Emilia (Northern Italy)*. Dipartimento di Geoscience, Università di Padova. Padova, Giugno 2012.
- 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, 655, 107-123.
- Carminati, E. e Di Donato, G. (1999) – *Separating natural and anthropogenic vertical movements in fast subsiding areas: the Po plain (N. Italy) case*. Geophysical Research Letters, 26, 15, 2291-2294.
- Carminati, E. e Martinelli, G. (2002) – *Subsidence rates in the Po Plain (northern Italy): the relative impact of natural and anthropogenic causation*. Eng. Geol., 66, 241-255.
- Carminati, E. e Doglioni, C. (2012) – *Alps vs Apennines: the paradigm of a tectonically asymmetric Earth*. Earth-Sci. Rev., 112, 67-96.

- Carminati, E., Scrocca, D. e Doglioni, C. (2010) – *Compaction-induced stress variations with depth in an active anticline: Northern Apennines, Italy*. J. Geophys. Res., 115, B02401.
- Casoli, L. (1726) – *Valli e inondazioni del Bolognese* [online]. Disponibile a: <http://ilmuseodimirabello.com/materiale-didattico/sezione-il-territorio/pannello-4/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].
- Cassano, E., Anelli, A., Fichera, R. e Cappelli, V. (1986) – *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geologici e geofisici*. 73° Congresso della Società Geologica Italiana. Roma 29/09-4/10/1986.
- Castaldini, D. (1987) – *Evoluzione della rete idrografica centropadana in epoca protostorica e storica*. In: Convegno “Insediamenti e viabilità nell’Alto Ferrarese dall’età romana al medioevo”. Cento, 8-9 Maggio 1987.
- Castaldini, D. (1989) – *Geomorfologia della Bassa Pianura Padana modenese e dei territori limitrofi*. In “Mirandola e le valli, immagini e documenti”. Tip. Golnelli, Mirandola, 25-37.
- Castaldini, D. e Raimondi, S. (1985) – *Geomorfologia dell'area di Pianura Padana compresa fra Cento, Finale Emilia e S. Agostino*. Atti della Società dei Naturalisti e Matematici di Modena, 116, 147-176.
- Castaldini, D., Mazzucchelli, M. e Pignatti, V. (1992) – *Geomorfologia e geochimica dei sedimenti del paleovalveo dei Barchessoni (San Martino Spino, bassa pianura modenese)*. Gli Etruschi nella Bassa Modenese, Gruppo studi Bassa modenese, 207-224.
- 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*. Ann. Geophys., 55, 4, 519-524.
- Castiglioni, G.B. (1999) – *Geomorphology of the Po Plain*. Fourth Intern. Conf. on Geomorphology, Italy, 1997. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat., III, T.3, 7-20.
- Castiglioni, G.B., Ajassa, R., Baroni, C., Biancotti, A., Bondesan, A., Bondesan, M., Brancucci, G., Castaldini, D., Castellaccio, E., Cavallin, A., Cortemiglia, F., Cortemiglia, G.C., Cremaschi, M., Da Rold, O., Elmi, C., Favero, V., Ferri, R., Gandini, F., Gasperi, G., Giorgi, G., Marchetti, G., Marchetti, M., Marocco, R., Meneghel, M., Motta, M., Nesci, O., Orombelli, G., Paronuzzi, P., Pellegrini, G.B., Pellegrini, L., Rigoni, A., Sommaruga, M., Sorbini, L., Tellini, C., Turrini, M.C., Vaia, F., Vercesi, P.L., Zecchi, R., Zorzin, R. (1997) – *Carta Geomorfologica della Pianura Padana. 3 Fogli alla scala 1:250.000*. Edito da S.EL.CA., Firenze. <http://hdl.handle.net/10281/46289>.
- Castiglioni, G.B., Biancotti, A., Bondesan, M., Cortemiglia, G.C., Elmi, C., Favero, V., Gasperi, G., Marchetti, G., Orombelli, G., Pellegrini, G.B. e Tellini, C. (1999) – *Geomorphological map of the Po Plain, Italy, at a scale 1:250.000*. Earth Surf. Proc. Land., 24, 1115-1120.
- Chiarabba, C., De Gori, P., Improta, L., Lucente, F. P., Moretti, M., Govoni, A., Di Bona, M., Margheriti, L., Marchetti, A. e Nardi, A. (2014) – *Frontal compression along the Apennines thrust system: The Emilia 2012 example from seismicity to crustal structure*. Journal of Geodynamics, 82, 98-109.
- Cibin, U. e Segadelli, S (Ed) (2009) – *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 203 Poggiorenetico*. ISPRA, Servizio Geologico d’Italia, pp 104.

Ciucci, F. Burrato, P. e Valensise, G. (2002) – *Complex geomorphic response to blind thrust faulting along the northern margin of the Apennines near Mirandola (Po Plain)*. XXVIII General Assembly of the European Seismological Commission, Genoa, Italy 1-6 September 2002, Book of Abstracts, 203.

CNR IREA (2012) – *Terremoto in Emilia Romagna: il sollevamento dell'area è arrivato a 15 centimetri*. [online]. Disponibile a: http://www.irea.cnr.it/index.php?option=com_k2&view=item&id=403:terremoto-emilia-romagna&Itemid=64. [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici (2008) – *Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni*. http://www.cslp.it/cslp/index.php?option=com_content&task=view&id=66&Itemid=1.

Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno (2013) – *Bando di Napoleone, 1807* [online]. Disponibile a: <http://www.bonificarenana.it/Gallerie/Editti/index.html> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Consorzio di Bonifica delle Valli Vecchio Reno (1982) – *Carta geomorfologica* [online]. Disponibile a: <http://ilmuseodimirabello.com/materiale-didattico/sezione-il-territorio/pannello-0a/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Costa, C., Audemard, F., Bezerra, H., Lavenu, A., Machette, M. e Paris, G. (2006) – *An overview of the main Quaternary deformation of South America*. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61, 4, 461-479.

Delughter, J., Thorne, J., Beeson, D., Klonsky, L., Williams, L. e Kempner, W. (2000) – *Facies analysis using seismic data, Coalinga Field, California*. *AAPG Bulletin*, 84, 6, 865-871.

Devoti, R., Esposito, A., Pietrantonio, G., Pisani, A. R. e Riguzzi, F. (2011) – *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. *Earth and Planetary Science Letters*, 311(3), 230-241.

Di Manna, P., Guerrieri, L., Piccardi, L., Vittori, E., Castaldini, D., Berlusconi, A., Bonadeo, L., Comerci, V., Ferrarrio, 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*. *Ann. Geophys.*, 55, 4, 697-703.

Dipartimento di Protezione Civile (2015) – *Mappa di classificazione sismica del territorio italiano*. Aggiornata al Marzo 2015. www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/classificazione.wp.

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*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

EMERGEO Working Group (2012) – *Rilievi geologici di terreno effettuati nell'area epicentrale della sequenza sismica della Pianura Padana Emiliana del maggio-giugno 2012*. Rapporto preliminare, 4 Giugno 2012.

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

- ENI (2013) - *Imaging sismico avanzato per la ricerca di idrocarburi* [online]. Disponibile a: http://www.eni.com/it_IT/innovazione-tecnologia/focus-tecnologico/seismic-imaging/seismic-imaging.shtml [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].
- Ennas, M. (2013) – *Breve introduzione all’elaborazione dei dati geofisici* [online]. Disponibile a: <http://www.mauroennas.eu/> [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].
- Fantoni, R. e Franciosi, R. (2008) – *Geological framework of Po Plain and Adriatic foreland system*. In 70th EAGE Conference & Exhibition (<http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=10092>).
- Fantoni, R. e Franciosi, R. (2010) – *Tectono-sedimentary setting of the Po Plain and Adriatic foreland*. Rend. Fis. Acc. Lincei, 21, 1.
- Facciorusso, J., Madiari, C. e Vannucchi, G. (2012) – *Risposta sismica locale e pericolosità sismica di liquefazione a San Carlo e Mirabello (FE)*. Report UniFi, Università degli Studi di Firenze-Facoltà di Ingegneria, Sezione Geotecnica.
- Ferrante, V. (2007) - *Rapporto tecnico sull’attività di elaborazione sismica della linea CROP M-6A*. ISMAR Bologna Technical Report N. 103.
- Galadini, F., Falcucci, E., Galli, P., Giaccio, B., Gori, S., Messina, P., Moro, M., Saroli, M., Scardia, G. e Sposato, A. (2012) – *Time intervals to assess active and capable faults for engineering practices in Italy*. Engineering geology, 139, 50-65.
- Galli, P. (2000) – *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*. Tectonophysics, 324, 169-187.
- Galli, P., Castenetto, S. e Peronace, E. (2012) – *May 2012 Emilia earthquakes (Mw 6, Northern Italy): macroseismic effects distribution and seismotectonic implications*. Alpine Mediterr. Quat., 25, 2, 105-123.
- Galloway, W.E. (1989) – *Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units*. AAPG bulletin, 73, 2, 125-142.
- Gasperi, G. e Pellegrini, M. (1985) – *Lineamenti geologici della Pianura Padana in riferimento all’area del delta del fiume Po*. Atti della Tavola Rotonda sul tema: il Delta del Po (Bologna, 24 Novembre 1982), 5-19.
- Gasperini, L. (2005) – *Extremely shallow-water morphobathymetric surveys: The Valle Fattibello (Comacchio, Italy) test case*. Mar. Geophys. Res., 26, 97-107.
- Gasperini, L. (2014) – *Interpretazione di Sezioni Sismiche e Bilanciate* (dispense). Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Bologna, inedito.
- Gasperini, L. e Stanghellini, G. (2009) – *SEISPRHO: an interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles*. Computers & Geosciences, 35, 7, 1497-1507.
- Gasperini, L., Del Bianco, F., Stanghellini, G. e Priore, F. (2014) – *Acquisition of geophysical data in shallow-water environments using autonomous vehicles: state of the art, perspectives and case histories*. Atti del 33° Convegno del GNGTS, pp. 9. Bologna, 25-27 Novembre.

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*. Mar. Petr. Geol., 42, 50-81.

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)*. Rend. Lincei-Sci. Fis. Nat., 21, 1, 131-166.

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, 622, 44-55.

Guccione, M.J., Mueller, K., Champion, J., Shepherd, S., Carlson, S.D., Odhiambo, B. e Tate, A. (2002) – *Stream response to repeated coseismic folding, Tiptonville dome, New Madrid seismic zone*. Geomorphology, 43, 313-349.

Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G. e Valensise, G. (2007) – *CFTI 4 Med. Catalogue of strong earthquakes in Italy 461 BC-1977 and Mediterranean area 760 BC-1500*. <http://storing.ingv.it/cfti4med/>

Haynes, R., Huws, D.G., Davis, A.M. e Bennell, J.D. (1997) – *Geophysical sea-floor sensing in a carbonate sediment regime*. Geo-Marine Letters, 17, 253-259.

Holbrook, J. e Schumm, S.A. (1999) – *Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings*. Tectonophysics, 305, 287-306.

INGV (2012) – INGV Peak Accel. Map (in %g) : MODENA [online]. Disponibile a: <http://shakemap.rm.ingv.it/shake/772691/pga.html> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

INGV (2012) – INGV Peak Accel. Map (in %g) : MODENA [online]. Disponibile a: <http://shakemap.rm.ingv.it/shake/841091/pga.html> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

INGV Terremoti (2012) – *I terremoti dell'Emilia 2012, l'effetto della liquefazione e le conoscenze pregresse*. [online]. Disponibile a: <https://ingvterremoti.wordpress.com/2014/06/06/i-terremoti-dellemilia-2012-leffetto-della-liquefazione-e-le-conoscenze-sismiche-pregresse/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

INGV Terremoti (2014) – *I terremoti dell'Emilia 2012, l'effetto della liquefazione e le conoscenze sismiche pregresse*. [online]. Disponibile a: <https://ingvterremoti.wordpress.com/2014/06/06/i-terremoti-dellemilia-2012-leffetto-della-liquefazione-e-le-conoscenze-sismiche-pregresse/>. [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

ISIDe Working Group (2010) – *Italian seismological instrumental and parametric database*. <http://iside.rm.ingv.it>.

ISPRA, Servizio Geologico d'Italia (2012) – *Geological effects induced by the seismic sequence started on May 20, 2012, in Emilia (Mw=5.9)*. Preliminary report. Roma, 31 Maggio 2012.

- Kastelic, V., Vannoli, P., Burrato, P., Fracassi, U., Tiberti, M.M. e Valensise, G. (2013) – *Seismogenic sources in the Adriatic domain*. Mar. Petr. Geol., 42, 191-213.
- Lavecchia, G., Boncio, P. e Creati, N. (2003) – *A lithospheric-scale seismogenic thrust in central Italy*. J. Geodyn., 36, 79-94.
- Lavecchia, G., de Nardis, R., Cirillo, D., Brozzetti, F. e Boncio, P. (2012) – *The May-June 2012 Ferrara Arc earthquakes (northern Italy): structural control of the spatial evolution of the seismic sequence and of the surface pattern of coseismic fractures*. Ann. Geophys., 55, 4, 533-540.
- Livio, F.A., Berlusconi, A., Michetti, A.M., Sileo, G., Zerboni, A., Trombino, L., Cremaschi, M., Mueller, K., Vittori, E., Carcano, C. e Rogledi, S. (2009) – *Active fault-related folding in the epicentral area of the December 25, 1222 (Io = IX MCS) Brescia earthquake (Northern Italy): seismogenic implications*. Tectonophysics, 476, 1-2, 320-335.
- Lo Presti, D.C.F., Sassu, M., Luzi, L., Pacor, F., Castaldini, D., Tosatti, G., Meisina, C., Zizioli, D., Zucca, F., Rossi, G., Saccorotti, G. e Piccinini, D. (2012) – *A report on the 2012 seismic sequence in Emilia (Northern Italy)*. In 7th International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, 1-30.
- Lombardi, D. e Bhattacharya, S. (2014) – *Liquefaction of soil in the Emilia-Romagna region after the 2012 Northern Italy earthquake sequence*. Natural Hazards, 73, 3, 1749-1770.
- Macelloni, L. (2005) – *La sismica ad alta risoluzione digitale a mare: vincoli teorici, elaborazione numerica, nuovi sviluppi*. Tesi di Dottorato in Geofisica Applicata e Geologia Marina, XVII Ciclo, Università di Roma "La Sapienza".
- Maesano, F., Toscani, G., Burrato, P., Mirabella, F., D'Ambrogi, C. e Basili, R. (2013) – *Deriving thrust fault slip rates from geological modeling: examples from the Marche coastal and offshore contraction belt, Northern Apennines, Italy*. Mar. Petr. Geol., 42, 122-134.
- Maesano, F., D'Ambrogi, C., Burrato, P. e Toscani, G. (2015) – *Slip-rates of blind thrusts in the Po sedimentary basin (Northern Apennines, Italy)*. Tectonophysics, 43, 8-25.
- Magini, G. A. (1599) – *Il Ducato di Ferrara* [online]. Disponibile a: <http://ilmuseodimirabello.com/materiale-didattico/sezione-il-territorio/pannello-4/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].
- Malagnini, L., 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*. Geophysical Research Letters, 39, 19, pp 6.
- Malinverno, A. e Ryan, W.B.F. (1986) – *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, 5, 2, 227-245.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Cenni, N., Tamburelli, C., Vannucchi, A., Falciani, F., Fianchisti, G., Baglione, M., D'Intinosante, V., Fabbroni, P., Martelli, L., Baldi, P. e Bacchetti, M. (2013) – *Assetto tettonico e potenzialità sismogenetica dell'Appennino Tosco-Emiliano-Romagnolo e Val Padana*. Regione Toscana e Regione Emilia-Romagna, Centro Stampa-Regione Emilia-Romagna, pp. 168 (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/pubblicazioni/sismica/Assetto-tettonico-potenzialita-sismogenetica>).

- Marchetti, M. (2002) – *Environmental changes in the central Po Plain (northern Italy) due to fluvial modifications and anthropogenic activities*. *Geomorphology*, 44, 361-373.
- Martelli, L. (2013) – *Microzonazione sismica dei Comuni $I_{MCS} > 6$ (Ordinanza 70/2012)*. Convegno “Effetto SISMA 2012 – Suolo e strutture”. Bologna, 21 Maggio. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/eventi/eventi-2013/effetto-sisma-2012-suolo-e-strutture>
- Massoli, D., Koyi, H.A. e Barchi, M.R. (2006) – *Structural evolution of a fold and thrust belt generated by multiple décollements: analogue models and natural examples from the Northern Apennines (Italy)*. *J. Struct. Geol.*, 28, 185-199.
- Mazzini, E., Luciani, P. e Simoni, G. (2006) – *The 'Cavo Napoleonico' Channel: from the past to the present, hydraulic risk reduction programmes*. In: Culshaw, M. et al (ed): IAEG “Engineering geology for tomorrow’s cities”. Nottingham, 6-10 Settembre. Geological Society of London, 99.
- Mazzoli, S., Santini, S., Macchiavelli, C. e Ascione, A. (2015) – *Active tectonics of the outer northern Apennines: Adriatic vs Po Plain seismicity and stress fields*. *J. Geodyn.*, 84, 62-76.
- Meghraoui, M. e Doumaz, F. (1996) – *Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold*. *Journ. Geophys. Res.: Solid Earth* (1978–2012), 101(B8), 17617-17644.
- Michetti, A.M., Giardina, F., Livio, F., Mueller, K., Serva, L., Sileo, G., Vittori, E., Devoti, R., Riguzzi, F., Carcano, C., Rogledi, S., Bonadeo, L., Brunamonte, F. e Fioraso, G. (2012) – *Active compressional tectonics, Quaternary capable faults, and the seismic landscape of the Po Plain (Northern Italy)*. *Ann. Geophys.*, 55, 5, 969-1001.
- Ministero dell’Ambiente (2013) – *Geoportale Nazionale* [online]. Disponibile a: <http://www.pcn.minambiente.it/viewer/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].
- Molinari, F.C. e Pizziolo, M. (Ed) (2009) – *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000, Foglio 202 San Giovanni in Persiceto*. ISPRA, Servizio Geologico d’Italia, pp. 104.
- Molinari, F.C., Severi, P., Boldrini, G., Dugoni, G., Rapti-Caputo, D, Martinelli, G., Colombani, N., Gargini, A., Mastrocicco, M. e Messina, A. (2007) – *Risorse idriche sotterranee della Provincia di Ferrara*. Regione Emilia-Romagna, Provincia di Ferrara, Università degli Studi di Ferrara (Ed) (<http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/divulgazione/pubblicazioni/cartografia-geotematica/risorse-idriche-sotterranee-della-provincia-di-ferrara>).
- Montone, P e Mariucci, M.T. (1999) – *Active stress in the NE external margin of the Apennines: the Ferrara arc, northern Italy*. *J. Geodyn.*, 28, 2-3, 251-265.
- Montone, P, Mariucci, M.T. e Pierdominici, S. (2012) – *The Italian present-day stress map*. *Geophys. J. Intern.*, 189, 705-716.
- Muttoni, G., Carcano, C., Garzanti, E., Ghielmi, M., Piccin, A., Pini, R., Rogledi, S. e Sciunnach, D. (2003) – *Onset of major Pleistocene glaciations in the Alps*. *Geology*, 31, 11, 989-992.

Nardon, S., Marzorati, D., Bernasconi, A., Cornini, S., Gonfalini, M., Mosconi, S., Romano, A. e Terdich, P. (1991) – *Fractured carbonate reservoir characterization and modelling: a multidisciplinary case study from the Cavone oil field, Italy*. *First break*, 9, 12, 553-565.

Ninfo, 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*. *Ann. Geophys.*, 55, 4, 727-733.

Obermeier, S. F. (1996) – *Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis—an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes*. *Engineering Geology*, 44, 1, 1-76.

Olivieri, B. (1821) – *Legazione apostolica di Ferrara* [online]. Disponibile a: http://www.anticacartografia.it/web/le-mappe.html?page=shop.product_details&flypage=flypage.tpl&product_id=65&category_id=22 [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].

Ouchi, S. (1985) – *Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96, 4, 504-515.

Paolini, S., Martini, G., Carpani, B., Forni, M., Bongiovanni, G., Clemente, P., Rinaldis, D. e Verrubbi, V. (2012) – *The May 2012 seismic sequence in Pianura Padana Emiliana: hazard, historical seismicity and preliminary analysis of accelerometric records*. *Energia, Ambiente e Innovazione*, 4-5/2012, 6-22.

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*. *Ann. Geophys.*, 55, 4, 735-742.

Pavesi, M. (2008) – *Architettura stratigrafica dei depositi medio- e tardoquaternari del bacino padano, finalizzata alla caratterizzazione geometrica degli acquiferi*. Tesi di Dottorato in Geologia, Stratigrafia e Sedimentologia, XX Ciclo, Università di Bologna.

Pellegrini, M. e Vezzani, L. (1978) – *Faglie attive in superficie nella Pianura Padana presso Correggio (RE) e Massa Finalese (MO)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 1, 141-149.

Petricca, P., Carafa, M.C., Barba, S. e Carminati, E. (2013) – *Local, regional, and plate scale sources for the stress field in the Adriatic and Periadriatic region*. *Mar. Petr. Geol.*, 42, 160-181.

PetroWiki (2015) – *Seismic attributes* [online]. Disponibile a: http://petrowiki.org/index.php?title=Seismic_attributes&printable=yes [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].

Petrucchi, F. e Tagliavini, S. (1969) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia, F. 61 – Cremona*. Istituto Poligrafico Zecca dello Stato, Roma.

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. (2012) – *The Emilia 2012 seismic sequence: deformation and source modeling from SAR and GPS measurements*. *Atti del 31° Convegno del GNGTS*, Potenza, 20-22 Novembre 2012, 75-80.

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*. Seism. Res. Lett., 84, 4, 645-655.

Picotti, V. e Pazzaglia, F.J. (2008) – *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*. J. Geophys. Res., 113, B08412, 10.1029/2007JB005307.

Pieri, M. e Groppi, G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy*. In Progetto Finalizzato Geodinamica, CNR. Publ. n. 414.

Pizzi, A. e Scisciani, V. (2012) – *Analysis of the pattern distribution and origin of the liquefaction features induced by the May 2012 Emilia earthquakes*. Atti del 31° Convegno del GNGTS, 87-93. Potenza, 20-22 Novembre.

Pizzi, A. e Scisciani, V. (2012) – *The May 2012 Emilia (Italy) earthquakes: preliminary interpretations on the seismogenic source and the origin of the coseismic ground effects*. Ann. Geophys., 55, 4, 751-757.

Pondrelli, S., Salimbeni, S., Ekström, G., Morelli, A., Gasperini, P. e Vannucci, G. (2006) – *The Italian CMT dataset from 1977 to the present*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 159, 3, 286-303.

Pondrelli, S., Salimbeni, S., Perfetti, P. e Danecek, P. (2012) – *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence*. Ann. Geophys., 55, 4, 615-621.

Posamentier, H.W., Jervey, M.T. e Vail, P.R. (1988) – *Eustatic controls on clastic deposition I: conceptual framework*. In: Wilgus, C. K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. e Van Wagoner, J.C. (Ed), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 42, 109-124.

Priore, F., Dal Passo, E., Del Bianco, F., Gallerani, A., Stanghellini, G. e Gasperini, L. (2013) – *Technical report on the seismostratigraphic survey of the Cavo Napoleonico, across the epicenter of the 2012 Emilia earthquake*. Rapporto tecnico N.105, Bologna, Giugno 2013.

QUEST Working Group (2012) – *Rapporto macrosismico sui terremoti del 20 (MI 5.9) e del 29 Maggio 2012 (MI 5.8 e 5.3) nella Pianura Padano-Emiliana*. [online]. Disponibile a: <http://terremoti.ingv.it/it/ultimi-eventi/842-terremoti-in-pianura-padana-emiliana.html>. [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna (2015) – *Il rilievo LIDAR* [online]. Disponibile a: <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/costa/il-rilievo-lidar> [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna (2013) – *Mappe delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica dei 17 Comuni con IMCS >6*. [online] Disponibile a: <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro/mappe-delle-microzone-omogenee-in-prospettiva-sismica-dei-17-comuni-con-imcs-2265-6>. [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna (2013) – *Cartografia storica* [online]. Disponibile a: <http://www.regione.emilia-romagna.it/entra-in-regione/archivio-cartografico/storica> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna (2013) – *Geoportale – Prove geognostiche* [online]. Disponibile a: <http://geoportale.regione.emilia-romagna.it/it/mappe/informazioni-geoscientifiche/geologia/prove-geognostiche> [Ultimo accesso 15 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna (2015) – *Sezioni geologiche e prove geognostiche della pianura emiliano-romagnola* [online]. Disponibile a: https://applicazioni.regione.emilia-romagna.it/cartografia_sgss/user/viewer.jsp?service=sezioni_geo [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP (1998) – *Riserve idriche sotterranee della regione Emilia-Romagna*. Regione Emilia-Romagna – ENI Divisione Agip. SELCA – Firenze pp. 120.

Ricci Lucchi, F., Colalongo, M.L., Cremonini, G., Gasperi, G., Iaccarino, S., Papani, G., Raffi, S. e Rio, D. (1982) – *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. Guida alla geologia del margine appenninico-padano. Soc. Geol. It, 17-46.

Rosaspina, G. (1816) – *Il progetto del Cavo Napoleonico* [online]. Disponibile a: <http://ilmuseodimirabello.com/materiale-didattico/sezione-il-territorio/pannello-5/> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Rossi, M., Minervini, M., Ghielmi, M. e Rogledi, S. (2015) – *Messinian and Pliocene erosional surfaces in the Po Plain-Adriatic Basin: Insights from allostratigraphy and sequence stratigraphy in assessing play concepts related to accommodation and gateway turnarounds in tectonically active margins*. Mar. Petr. Geol., 66, 192-216.

Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P. e Stucchi, M. (eds) (2011) – *CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Bologna. DOI: <http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI11>.

Saccenti, C. (1700) – *Ferrarese parte di Romagna e di Bolognese* [online]. Disponibile a: <http://www.igmi.org/ancient/scheda.php?cod=9829> [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

Salvador, A. (Ed.). (1994) – *International stratigraphic guide: a guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure* (No. 30). Geological Society of America.

Salvi, S., Vignoli, S., Serra, M. e Zoffoli, S. (2010) – *Use of satellite SAR data for seismic risk management: results from the pre-operational ASI-SIGRIS Project*. Proc. ESA Living Planet Symposium, Bergen, NO, ESA SP-686.

Salvi, S., Tolomei, C., Boncori, J. P. M., Pezzo, G., Atzori, S., Antonioli, A., Trasatti, E., Giulini, 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*. Ann. Geophys., 55, 4, 797-802.

Sarà, A. e Peruzza, L. (2012) – *Fault-plane solutions from moment-tensor inversion and preliminary Coulomb stress analysis in the Emilia Plain*. Ann. Geophys., 44, 4, 647-654.

- Schumm, S.A. e Khan, H.R. (1972) – *Experimental study of channel patterns*. Geological Society of America Bulletin, 83, 6, 1755-1770.
- Schmoker, J.W. e Halley, R.B. (1982) – *Carbonate porosity versus depth: a predictable relation for south Florida*. AAPG Bulletin, 66, 12, 2561-2570.
- Schwab, A. e Dall, A. (1997) – *Seismic signature of an accommodation cycle in the Niger Pleistocene shelf margin delta*. AAPG Bulletin, 81, 8, 1410-1411.
- Scisciani, V. e Pizzi, A. (2012) – *The seismogenic sources of the 2012 Emilia earthquakes (northern Italy): some preliminary results*. Atti del 31° Convegno del GNGTS, Potenza, 20-22 Novembre 2012, 126-134.
- Sclater, J. G. e Christie, P. (1980) – *Continental stretching: An explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central North Sea basin*. Journ. Geophys. Res.: Solid Earth (1978–2012), 85(B7), 3711-3739.
- 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*. Ann. Geophys., 55, 4, 549-559.
- Scrocca, D., Carminati, E., Doglioni, C. e Marcantoni, D. (2007) – *Slab retreat and active shortening along the central northern Apennines*. In: Lacombe, O., Lavé, J., Roure, F. e Verges, J. *Thrust belts and Foreland Basins: from fold kinematics to hydrocarbon systems*, Springer, 471-487.
- Serpelloni, E., Anzidei, M., Baldi, P., Casula, G. e Galvani, A. (2005) – *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: new results from the analysis of permanent and non-permanent GPS networks*. Geophys. J. Intern., 161, 861-880.
- Serpelloni, E., Vannucci, G., Pondrelli, S., Argnani, A., Casula, G., Anzidei, M., Baldi, P. e Gasperini, P. (2007) – *Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data*. Geophys. J. Intern., 169, 1180-1200.
- 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*. Ann. Geophys., 55, 4.
- Stefani, M., Minarelli, L., Pavanati, A., Furin, S., Tarabusi, G. e Gamberi, S. (2014) – *Studio di microzonazione sismica di dettaglio dell'area del comune di Mirabello (FE) basata sull'interpolazione tridimensionale di dati geologici e geofisici puntuali*. Atti del 33° Convegno del GNGTS, 281-289. Bologna, 25-27 Novembre.
- Tele-Rilevamento Europa (2012) – *Dopo l'interferogramma, la mappa di spostamento del terremoto in Emilia*. [online]. Disponibile a: <http://treuropa.com/it/news/tre-produces-first-c-band-co-seismic-interferogram-of-italian-earthquakes/>. [Ultimo accesso 14 Gennaio 2016].

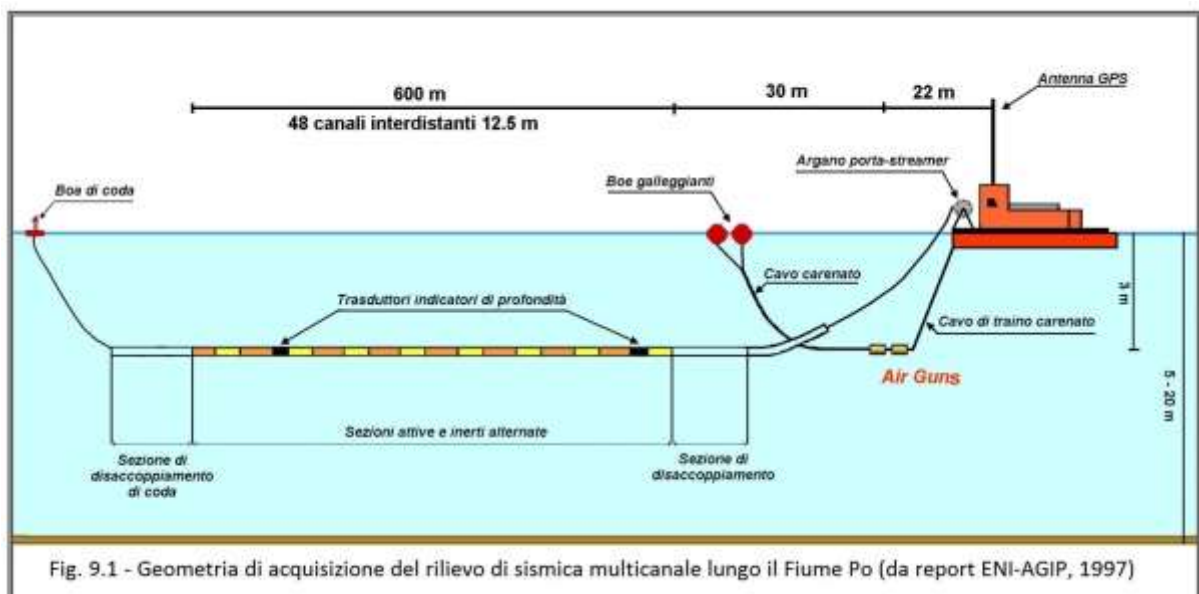
- Tizzani, P., Castaldo, R., Solaro, G., Pepe, S., Bonano, M., Casu, F., Manunta, M., Manzo, M., Pepe, A., Samsonov, S., Lanari, R. e Sansosti, E. (2013) – *New insights into the 2012 Emilia (Italy) seismic sequence through advanced numerical modeling of ground deformation InSAR measurements*. *Geophysical Research Letters*, 40,10, 1971-1977.
- Toscani, G, Burrato, P., Di Bucci, D., Seno, S. e Valensise, G. (2009) – *Plio-Quaternary tectonic evolution of the northern Apennines thrust fronts (Bologna-Ferrara section, Italy): seismotectonic implications*. *It. J. Geosc.*, 128, 605-613.
- Turrini, C., Lacombe, O. e Roure, F. (2014) – *Present-day 3D structural model of the Po Valley basin, Northern Italy*. *Marine and Petroleum Geology*, 56, 266-289.
- Vail, P. R. (1987) – *Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure*. In: Bally, A.W., *Atlas of Seismic Stratigraphy, Vol. I*. AAPG Stud. Geol., 27, 1-10.
- Valensise, G., Basili, R., Mucciarelli, M. e Pantosti, D. (eds) (2001) – *Database of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Europe, a compilation of data collected by partners of the EU project FAUST* (http://www.ingv.it/~roma/banche/catalogo_europeo).
- Van Hinte, J. E. (1978) – *Geohistory analysis--application of micropaleontology in exploration geology*. AAPG Bulletin, 62, 2, 201-222.
- Vannoli, P., Basili, R. e Valensise, G. (2004) – *New geomorphic evidence for anticlinal growth driven by blind-thrust faulting along the northern Marche coastal belt (central Italy)*. *J. Seismol.*, 8, 297-312.
- 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*, 172, 5, 1105-1142.
- Veggiani, A. (1974) – *Le variazioni idrografiche del basso corso del fiume Po negli ultimi 3000 anni*. *Padusa*, 1-2, 30-60.
- Veggiani, A. (1985) – *Il delta del Po e l'evoluzione della rete idrografica padana in epoca storica*. *Accademia delle Scienze dell'Istituto di Bologna*, 37-68.
- Vialon, P., Ruhland, M. e Grolier, J. (1976) – *Eléments de tectonique analytique*. Masson (Ed), Barcelone, pp. 118.
- Wessel, P., e Smith, W. H. (1991) – *Free software helps map and display data*. *Eos Trans. AGU*, 72, 441, 445-446.
- Yeats, R.S. (1986) - *Active faults related to folding*. *Active Tectonics: Impact on Society*. Washington, DC: The National Academies Press, 63-79. doi:10.17226/624.

APPENDICE A

9. Sequenza di processing dei profili ENI acquisiti lungo l'alveo del Fiume Po

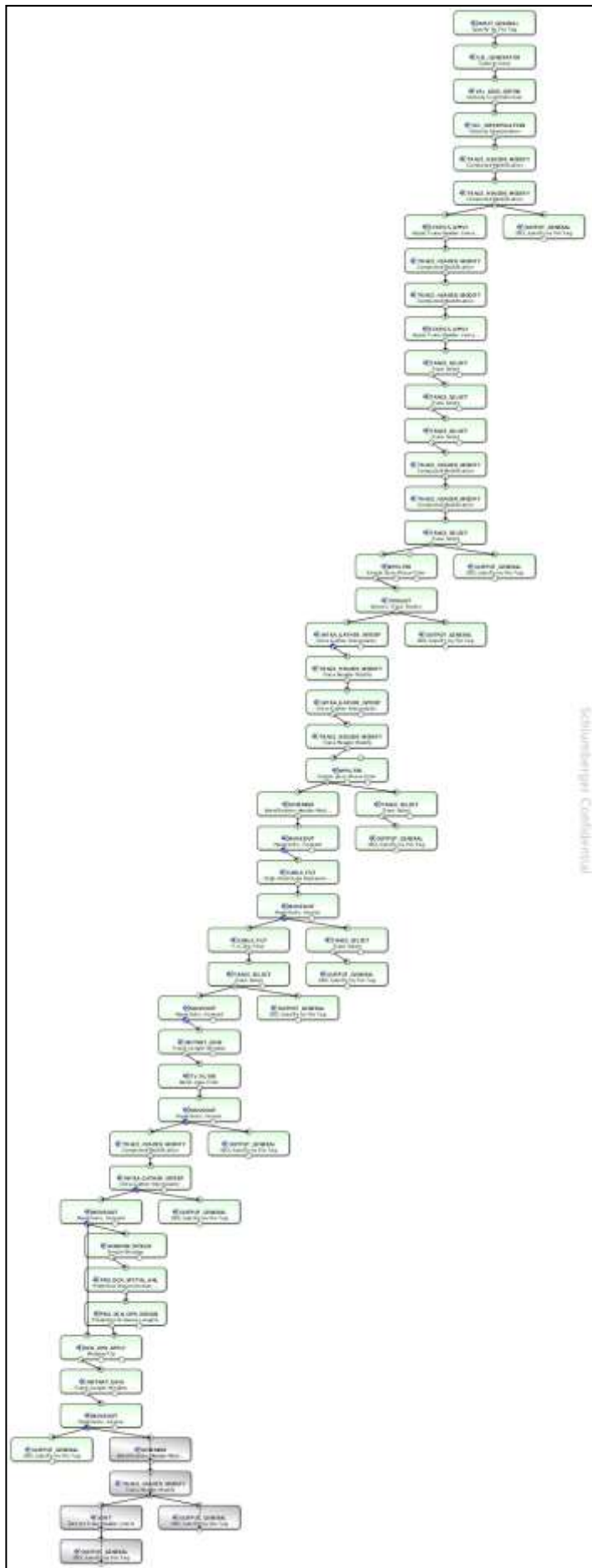
9.1 Acquisizione dei profili sismici

La configurazione di acquisizione comprendeva una sorgente di energia costituita da due G.I.-gun in array distanziati 2 metri a una profondità di 2-3 metri per un volume complessivo di 420 in³, tra Pila e Bottrighe, e 565 in³, tra Bottrighe e Ostiglia. La pressione di esercizio è stata di 2000 psi. Gli air gun erano alimentati da due pacchi bombole di 3000 psi su cui pompavano due compressori raffreddati ad acqua. Il sistema di registrazione comprendeva un cavo sismico ITI allo stato solido formato da due sezioni da 300 metri ciascuna per un totale di 48 canali su una lunghezza complessiva di 600 metri (Fig. 9.1). Ai due estremi del cavo erano posizionate sezioni di disaccoppiamento di 50 metri, e in coda una boa di segnalazione del cavo. La distanza di scoppio di 12.5 metri era pari alla distanza tra i ricevitori ottenendo una copertura del 2400%. Il cavo era programmato per navigare a 2-3 metri di profondità. Il rilievo sismico è stata condotto con l'intera sezione di 600 metri di cavo tra Pila e Sermide e terminato con soli 300 metri tra Sermide e Ostiglia a causa del danneggiamento del cavo stesso. L'acquisizione dei dati sismici è avvenuto con un valore di campionamento pari a 1 millisecondo su una lunghezza di registrazione di 5 secondi.



9.2 Sequenza di processing

Fatto salvo per un solo segmento ("linea 5"), il database non era mai stato elaborato. Dei 25 spezzoni totali acquisiti sono stati scelti i 5 segmenti che ricadevano nella zona Nord dell'



area di studio (da Ovest verso Est: “linea 1”, “linea 2”, “linea 3”, “linea 4”, “linea 5”). Essendo contigui e molto ridotti in estensione, i profili “linea 3” e “linea 4” sono stati accorpate in un unico profilo (“linea 3_4”). Un accurato lavoro di elaborazione effettuato presso l’Istituto GEOMAR - Helmholtz Centre for Ocean Research di Kiel (Germania) ha permesso di ottenere delle sezioni sismiche pre-stack ad alta risoluzione migrate in tempi utilizzando il software commerciale Omega 2015 della società Schlumberger.

Prima di giungere alla sequenza definitiva di processing, molte variabili sono state testate e almeno 5 iterazioni si sono susseguite. Quella descritta di seguito è l’iterazione definitiva utilizzata per il processing dei profili (Fig. 9.2).

Essendo i profili acquisiti lungo l’alveo del Fiume Po e non a terra lungo una linea retta predefinita, è stato necessario adattare il file di navigazione dei profili in modo tale da ottenere la posizione reale degli

Fig. 9.2 – Workflow della fase di editing dei profili sismici del Fiume Po, precedente alla fase di migrazione, tramite il software Omega 2015.

shot acquisiti lungo una traiettoria curvilinea che seguisse l'andamento del fiume (Fig. 9.3). Questo per evitare che nel calcolo delle distanze tra gli shot il software calcolasse automaticamente la distanza più breve al posto di quella reale. Questo lavoro è stato effettuato tramite uno script impostato in ambiente Linux, per poi importare i profili nel software Omega con il file di navigazione aggiornato. Allo stesso tempo si è utilizzato un espediente per aumentare la risoluzione del dato su cui lavorare: consiste nell'impostare una distanza inferiore di acquisizione tra sorgente e ricevitori rispetto al dato reale, passando da 12.5 metri di distanza a 6.25 metri. Questo lavoro di interpolazione dei dati ha creato un maggior numero di shot su cui lavorare con una distanza tra i Common Depth Point di 3.125 metri, dimezzata rispetto all'originale. I valori di batimetria dell'alveo fluviale e di profondità del battente d'acqua sono stati ricavati tramite i grid di batimetria acquisiti durante il rilievo sismico e disponibili insieme al database sismico.

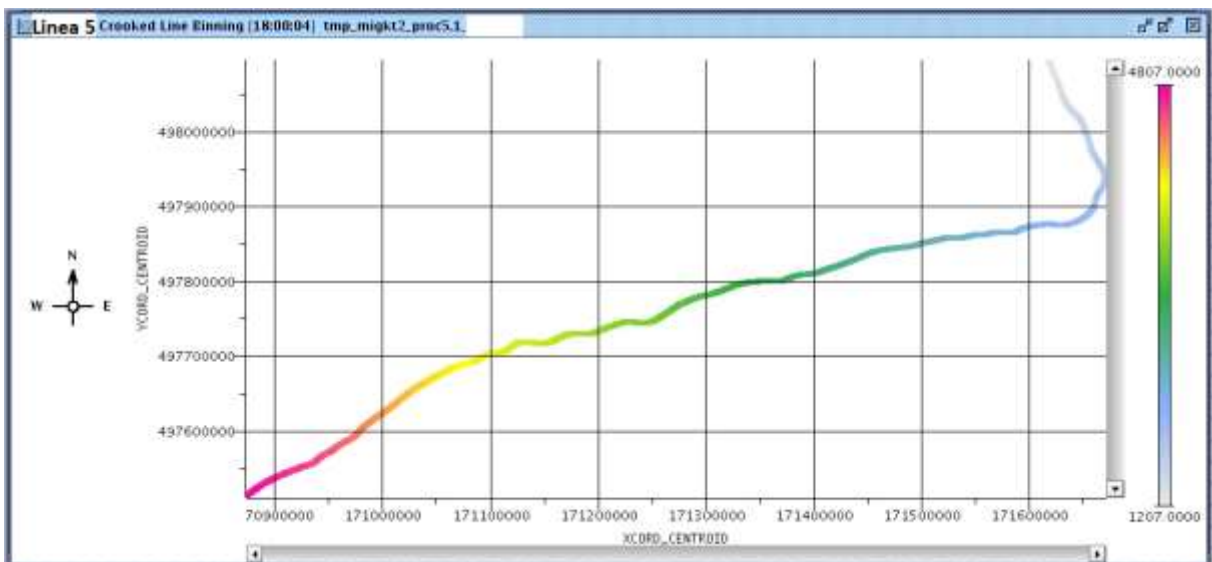


Fig. 9.3 – Esempio di file di navigazione del profilo “linea 5” aggiornato secondo la posizione reale degli shot. Il colore del profilo indica il numero crescente degli shot da Est verso Ovest.

Fatto ciò, i profili sismici sono stati importati all'interno del software Omega con i file di navigazione aggiornati. Il profilo di velocità è stato creato impostando interattivamente le velocità di propagazione delle onde in un'area definita dalle dimensioni dell'area coperta dal file di navigazione. Il primo file di velocità consisteva di layer orizzontali uniformi di aumento delle velocità lungo la verticale del profilo sismico. Questo modello spesso non corrisponde alle velocità reali e genera delle pendenze errate dei riflettori. Pertanto nelle iterazioni successive è stata utilizzata la funzione di *autopicking*: il software “modella” il profilo di velocità secondo la pendenza degli strati, a partire dalle velocità indicate dall'utente. Le velocità iniziali sono state stimate partendo dall'analisi della velocità del

suono in acqua effettuata durante il rilievo e fornita unitamente al database sismico (Fig. 9.4).

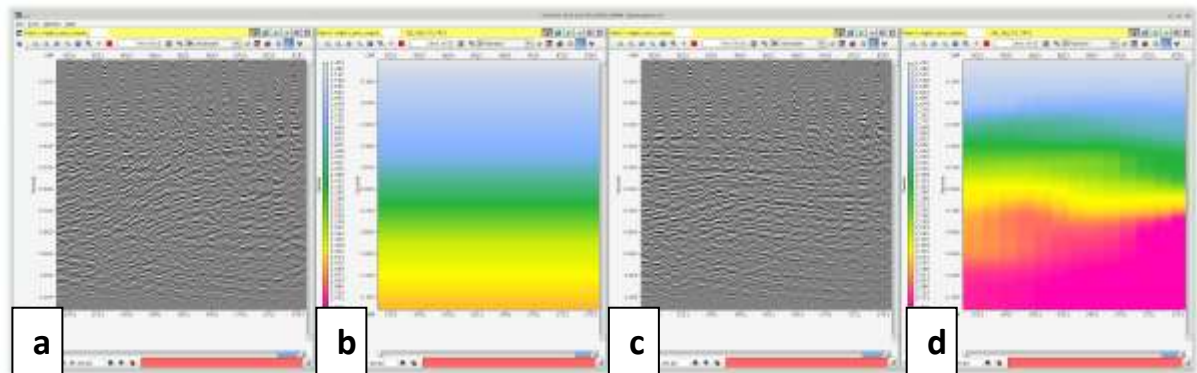


Fig. 9.4 – Esempio di variazione del profilo di velocità da interattivo ad automatico per il profilo “linea 5”. La pendenza irreal dei riflettori (a) deriva dal modello di velocità interattivo (b) definito dall’utente. Le pendenze risultano più vicine ad una configurazione reale (c) secondo il profilo definito dal software (d) tramite autopicking.

Non avendo a disposizione dei dati reali derivanti da carotaggi, il profilo di velocità rimane una stima e può non corrispondere esattamente con le velocità reali delle unità sedimentarie (Fig. 9.5), nonostante le numerose iterazioni che lo avvicinano sempre più alla realtà. Questa difformità va considerata nel calcolo degli errori nell’elaborazione dei profili sismici.

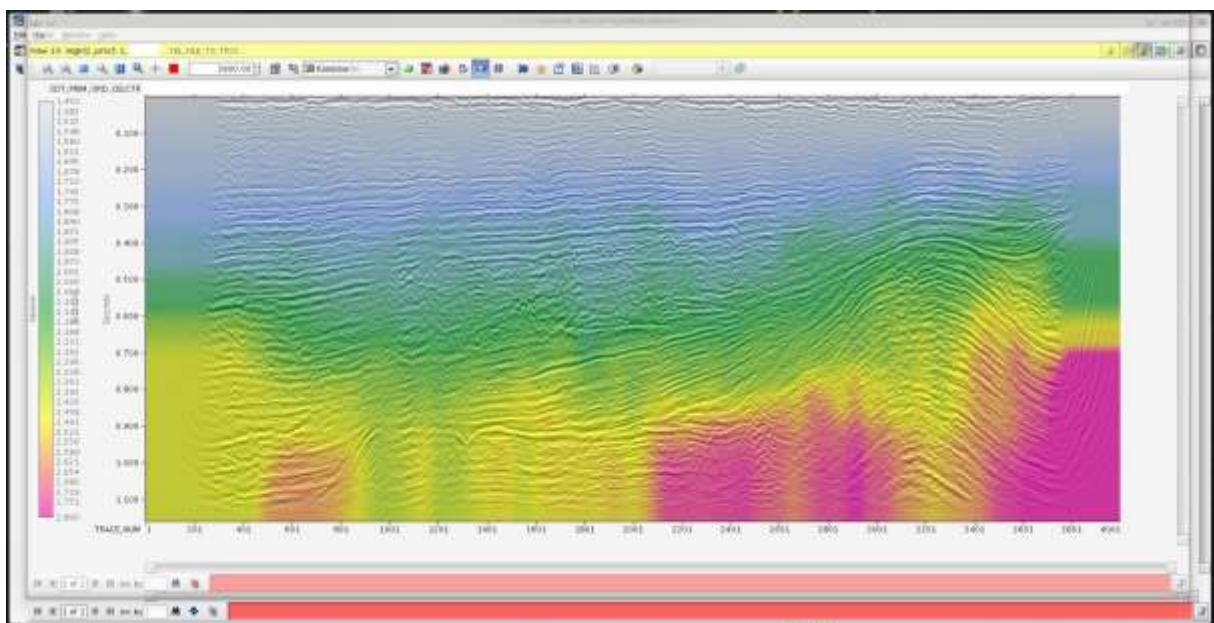


Fig. 9.5 – Confronto tra il profilo sismico “linea 5” (sullo sfondo) e il relativo file di velocità (colorato in primo piano). I colori indicano una velocità crescente con la profondità, definita secondo le pendenze dei riflettori. Si evince come la stima delle velocità può non corrispondere esattamente alle litologie presenti e alle loro caratteristiche.

Per alcuni profili è stato necessario shiftare i tempi di registrazione degli shot. Questo perché in fase di acquisizione si sono verificate variazioni nei tempi di registrazione degli scoppi e

del segnale riflesso, portando a uno spostamento “a gradini” delle riflessioni lungo il profilo sismico. Per ovviare a questo problema si è dovuto indicare interattivamente gli intervalli che andavano riportati a uno stesso datum comune per l’intero profilo, tramite correzione delle statiche (*Statics_Apply*), traslandoli di 32 millisecondi verso l’alto. A seguire, tracce o interi shot sono stati eliminati perché “rumorosi”, con basso contenuto in frequenza o caratterizzati da polarità inversa e si è applicato un filtro passa-banda per eliminare le basse frequenze (*BPFilter*). Per aumentare la risoluzione e ottenere un quantitativo superiore di dati su cui lavorare, le riflessioni all’interno di ogni shot gather sono state interpolate ogni 4 shot. Con la stessa motivazione il profilo è stato integrato in un algoritmo 3D, nonostante il rilievo fosse di tipo 2D: l’espedito consiste nel creare 2 streamer virtuali ai lati dello streamer reale interpolando i dati e creandone di nuovi virtuali (*Intra_Gather_Interp*).

Tramite *High Amplitude Replacement* e *F-K Filter*, rispettivamente, le alte frequenze sono state abbassate al superamento di una certa soglia e le pendenze dei riflettori sono state filtrate oltre un certo valore giudicato irrealistico rispetto alla pendenza generale degli strati, definita dal file di velocità creato. A questo punto gli streamer virtuali sono stati eliminati per poter operare solo sui dati reali.

A seguito di tali filtraggi si è reso necessario aumentare il guadagno del segnale con una finestra di 100 millisecondi tramite un algoritmo automatico (*Instant_Gain*). Inoltre, è stato applicato un filtro tempo-variante (*TV_Filter*) che permette di eliminare le basse frequenze (20-25-35 Hz) nella porzione più profonda dei profili, lasciando invariate le riflessioni nella parte superficiale. Di volta in volta, a ogni applicazione di filtri o settaggi particolari, è stata applicata e in seguito rimossa la correzione per il Normal Moveout (*Moveout*) utilizzando il profilo di velocità creato all’inizio del processing. Tale correzione rappresenta la quantità della quale devono essere spostate le tracce in modo che possano approssimare la situazione di *zero-offset* (sorgente e ricevitore nella stessa posizione) (Ennas, 2013). Questo processo serve per verificare che le operazioni di elaborazione portino a una pendenza reale dei riflettori, così come a eliminare le riflessioni dovute ad altre cause, come le prime diffrazioni o quelle legate al moto ondoso. In questi casi successivamente si applicano dei filtri che conservano le riflessioni reali in base alla loro pendenza e al contenuto in frequenza, limitando il dato da elaborare solo ai riflettori che ricadono all’interno di determinati parametri (*Fan Filter Dip/Fan Filter F-K Limits*). A seguire sono stati interpolati

nuovamente i dati degli shot gather alla luce dei filtraggi effettuati, ottenendo dei dati più “puliti” (*Intra_Gather_Interp*).

A questo punto sono stati definiti l’operatore e la finestra di deconvoluzione del segnale (Fig. 9.6).

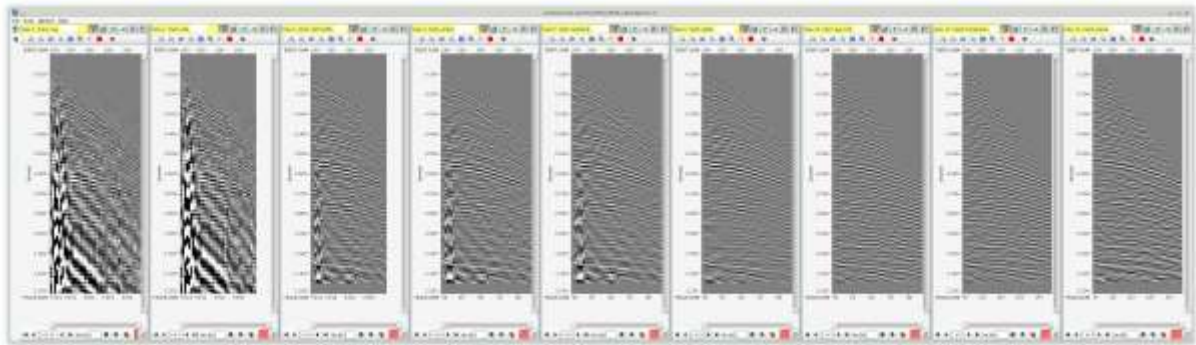


Fig. 9.6 – Esempio di elaborazione di uno shot gather per il profilo “linea 5”. Ad ogni finestra corrisponde il risultato di ogni passaggio dell’elaborazione. Da sinistra, shot gather dei dati grezzi (*raw data*); fase di editing; applicazione della correzione delle statiche e del filtro passa-banda; prima interpolazione degli shot tramite algoritmo 3D; applicazione del filtro per le ampiezze più alte; applicazione del filtro secondo la pendenza degli strati; applicazione del guadagno lineare e del filtro tempo-variante; seconda interpolazione degli shot; applicazione della finestra di deconvoluzione.

La deconvoluzione ha l’obiettivo di aumentare la risoluzione verticale della sezione e attenuare il segnale associato alle multiple. Agisce tramite compressione dell’onda sorgente, riducendo così le possibili ripetizioni periodiche del segnale all’interno di una finestra di predizione (Ferrante, 2007; Gasperini, 2014). Tramite *Window_Design* sono state create una o più finestre in cui è stata effettuata l’operazione di deconvoluzione, impostandole di tipo “iperbolico” per seguire l’andamento curvo dei riflettori. A seguire sono state definite una o più finestre di autocorrelazione (*Prd_Dcn_Spctrl_Anl*): la funzione di autocorrelazione confronta il dato sismico con se stesso, traslandolo sulla verticale. Questo porta a una sommatoria delle impedenze reali e a una sottrazione dei segnali dovuti a rumore o disturbo. Solitamente la finestra di autocorrelazione corrisponde a minimo $\frac{1}{4}$ della finestra totale; in questo caso 2 finestre da 30 e 40 millisecondi sono state settate. In seguito è stato definito l’operatore per la deconvoluzione (*Prd_Dcn_Opr_Design*): l’operatore, espresso in millisecondi, corrisponde a una o più finestre di analisi della wavelet che non devono essere né troppo piccole altrimenti conserverebbero qualsiasi riflettore, né troppo grandi altrimenti non riuscirebbero a riconoscere i riflettori dovuti a rumore, producendo un’immagine distorta dei contrasti di impedenza. Infine, tramite *Dcn_Opr_Apply* si sono applicati i parametri precedentemente impostati. Sono state scelte 2 finestre da 16 e 40 millisecondi

impostate sulla parte più profonda del profilo poiché la parte superficiale era ancora troppo disturbata; ma la deconvoluzione è stata poi applicata all'intera verticale (Fig. 9.7).

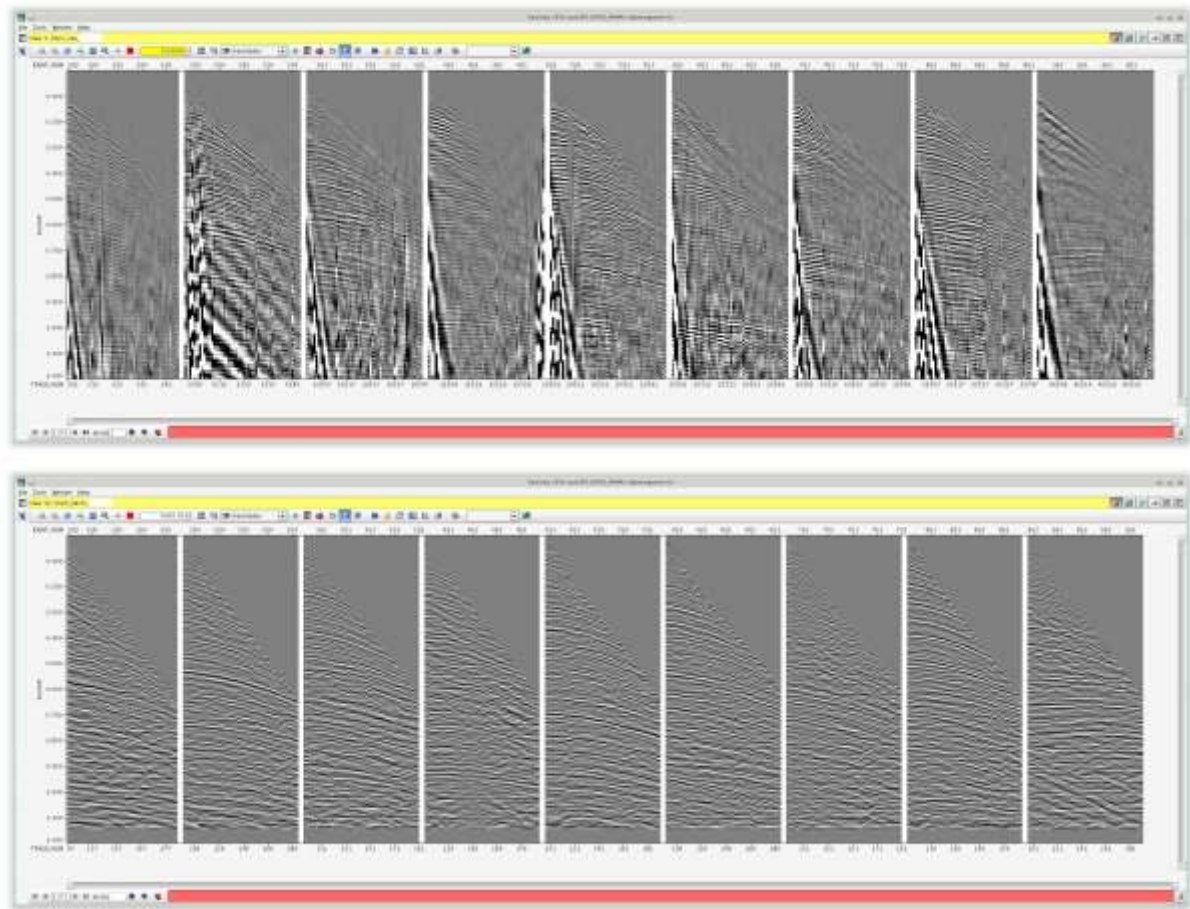
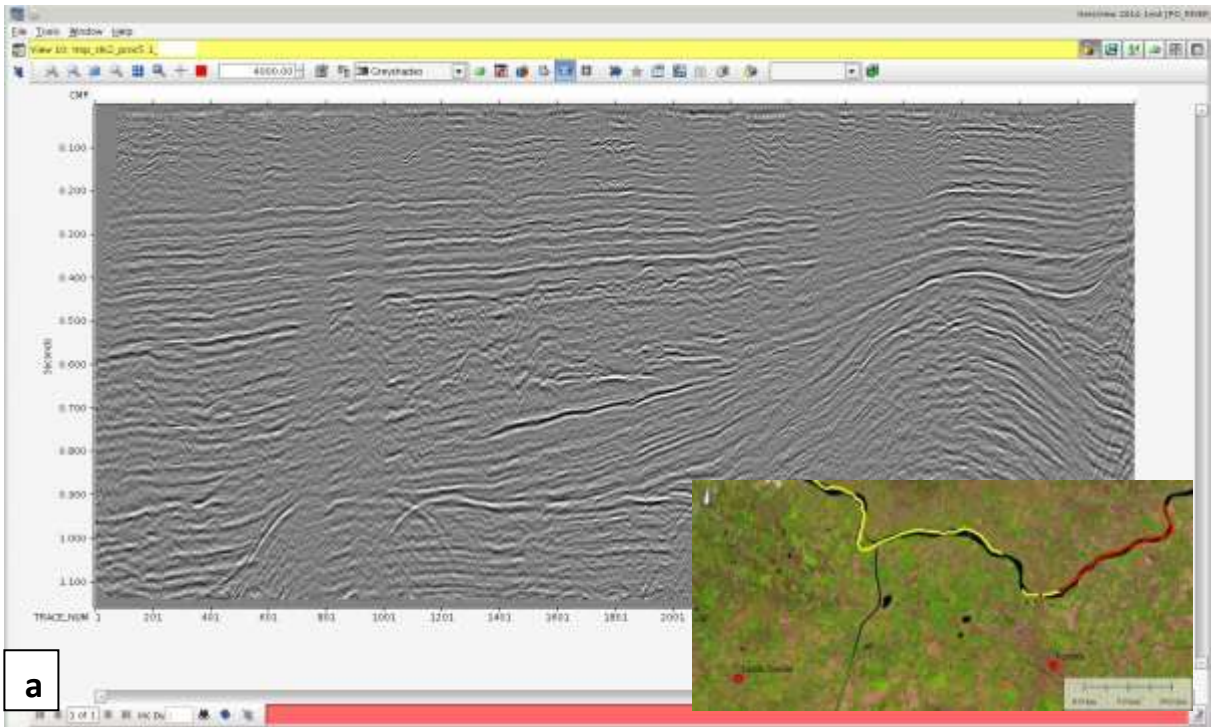


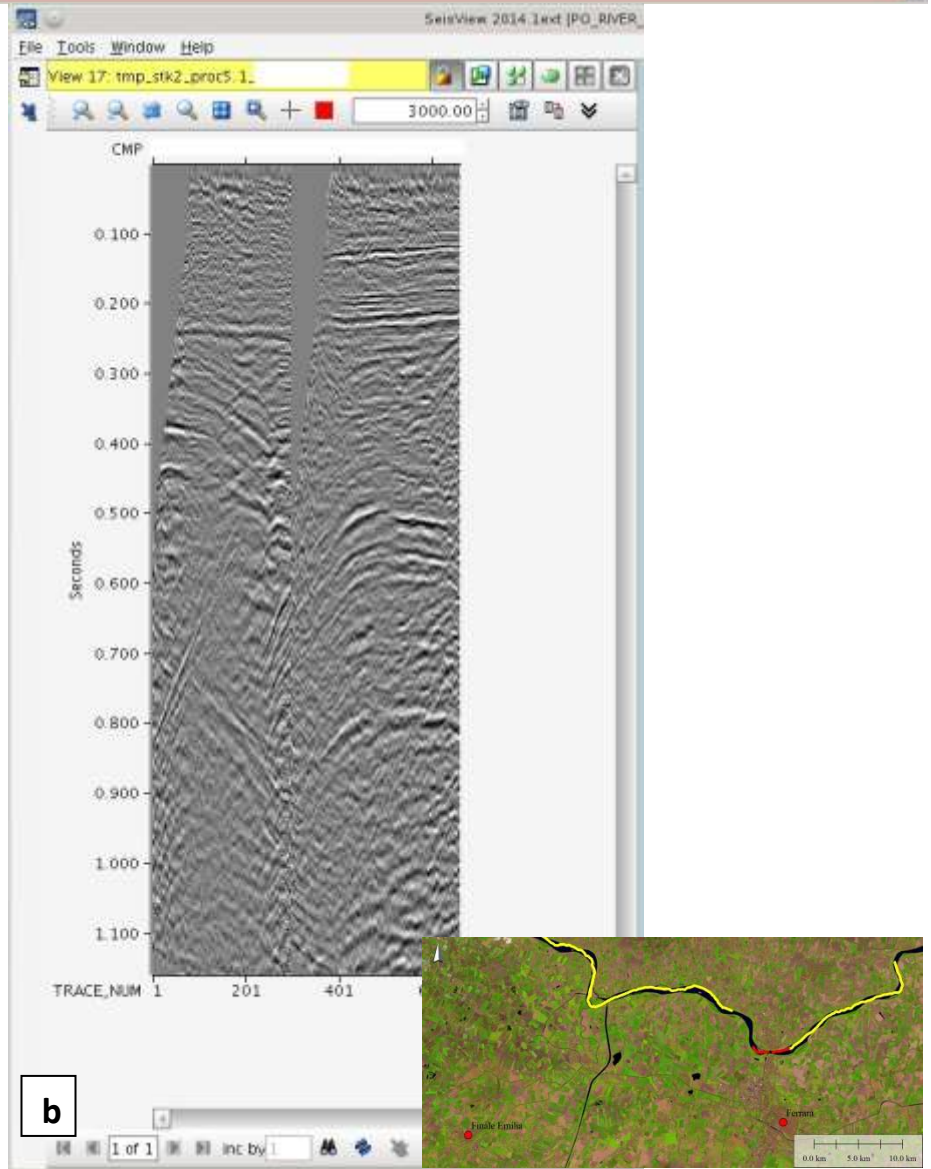
Fig. 9.7 – Confronto tra shot gather dei dati grezzi (in alto) e dopo l'applicazione della deconvoluzione (in basso) per il profilo "linea 5".

A questo punto è stata nuovamente applicata la correzione nel guadagno del segnale (*Instant Gain*) sempre di 100 millisecondi e il profilo è stato sottoposto al *Sorting*. Tale procedura permette di passare da una configurazione di elaborazione per shot gather a una per *Common Mid Point gather* (CMP). In pratica, a ogni traccia viene assegnato un *midpoint* posizionato a metà tra la sorgente e il ricevitore. Tutte le tracce aventi lo stesso *midpoint* vengono raggruppate a formare un CMP gather (Ferrante, 2007). L'output del processo di *Sorting* viene poi utilizzato per lo *Stacking*.

Lo *Stacking* somma le tracce sismiche di un CMP gather amplificando le riflessioni primarie a scapito del rumore, ma non riesce a eliminare tutti gli artefatti dovuti alle riflessioni del segnale sismico durante il suo percorso. Nelle prime iterazioni è risultato utile operare lo *stacking* sia sui dati filtrati che sui dati grezzi, in modo da paragonarne i risultati e verificare la bontà delle operazioni di processing fino allo stadio in corso (Fig. 9.8a-b-c-d).



a



b

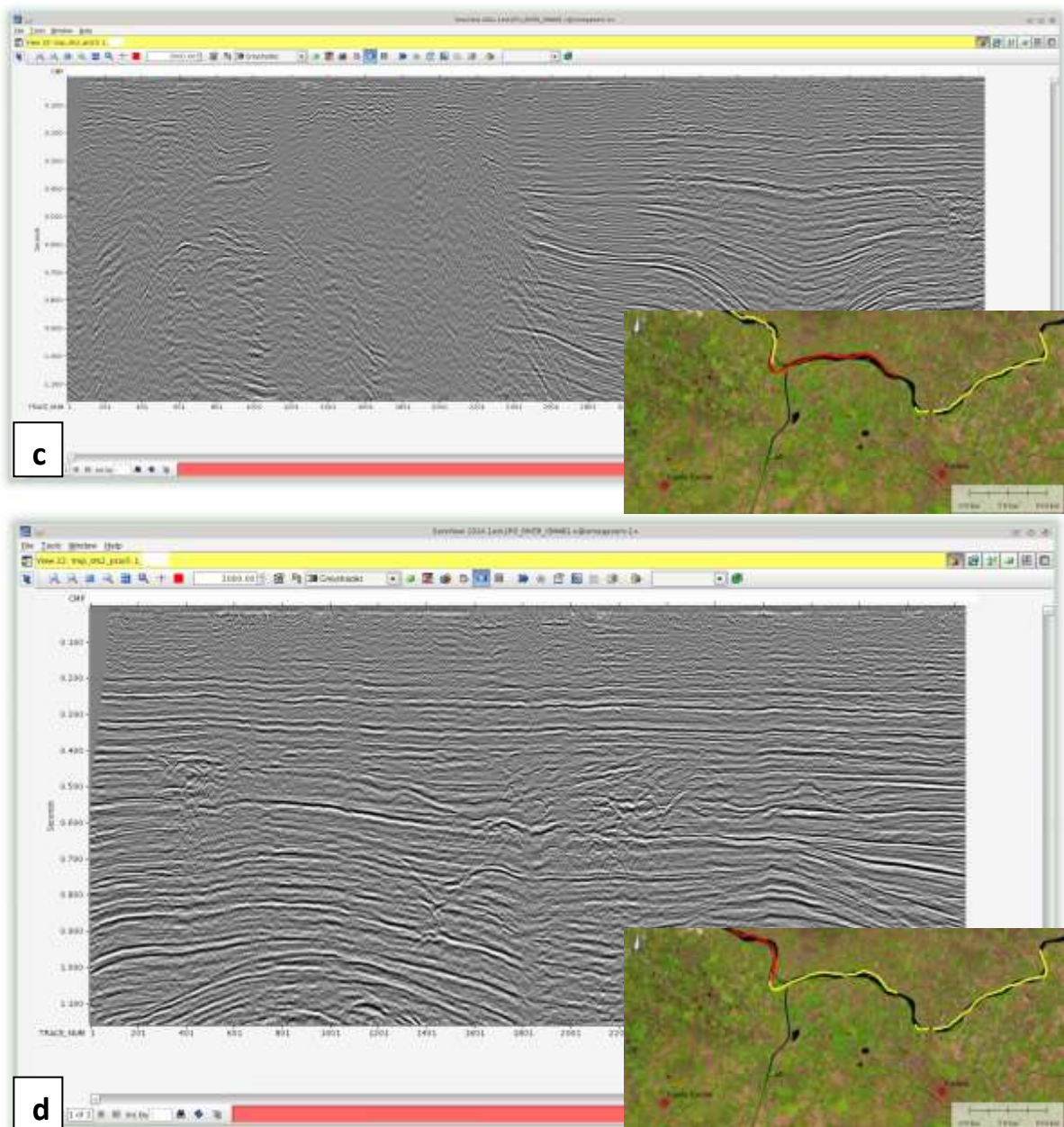


Fig. 9.8 – Sezioni stacked per i profili “linea 5” (a), “linea 3_4” (b), “Linea 2” (c), “linea 1” (d). Nelle mappe di posizione, in rosso il profilo selezionato, in giallo gli altri profili acquisiti lungo il Fiume Po.

A questo punto la sezione stacked (o compressa) è stata sottoposta al processo di migrazione in tempi, un procedimento matematico di correzione delle distorsioni prodotte dalle strutture geologiche presenti nelle sezioni sismiche. In pratica si migliora la risoluzione laterale del profilo sismico riportando i riflettori inclinati alla loro posizione originale (Gasperini, 2014). Da ciò è stato ricavato un modello di riflettività del sottosuolo tanto più preciso quanto più il campo di velocità si avvicinava alla distribuzione dei riflettori in profondità (Ennas, 2013). La migrazione in tempi è maggiormente usata perché permette di confrontare la sezione con il suo equivalente stacked; mentre la migrazione in profondità è utile in caso di importanti variazioni laterali di velocità (Nardon et al, 1991; Gasperini, 2014).

Nel nostro caso è stato utilizzato il metodo di migrazione di Kirchhoff, un algoritmo che si basa sull'assunto che la propagazione delle onde sismiche possa essere matematicamente descritta tramite dei raggi. Questo metodo restituisce risultati accurati se il profilo di velocità risulta sufficientemente omogeneo lungo la verticale del profilo sismico (ENI, 2013), così come avviene per i profili in analisi. Per la migrazione è stato nuovamente effettuato il Sorting delle tracce sismiche in base alla distanza sorgente-ricevitore e ai CMP. È stato riutilizzato il profilo di velocità usato nella sezione stacked e sono stati impostati i limiti sull'estensione delle iperboli laterali di migrazione (*Max Aperture/Max Dip/Max Dip Taper*). Sono stati anche specificati gli offset minimo e massimo, e ogni quanti metri effettuare le elaborazioni matematiche. Infine è stato nuovamente eseguito il *Sorting per Common Mid Point* (Fig. 9.9-10-11-12).

9.3 Risultati

I profili, profondi 1.1 secondi, mostrano con una maggiore risoluzione la successione sedimentaria visibile nei profili a terra, in un intervallo compreso tra il piano campagna e il top delle strutture profonde, per il settore più esterno della Dorsale Ferrarese. In corrispondenza delle anticlinali legate ai thrust la successione è tettonicamente alterata non agevolando il percorso del segnale sismico che pertanto restituisce un'immagine confusa delle strutture e delle geometrie deposizionali interne alle pieghe. Tramite questi profili è stato possibile esaminare la porzione più superficiale della successione, vicina al piano campagna, cosa spesso impossibile nei profili acquisiti a terra nei quali la parte superficiale (fino a massimi di 500 msec) è mancante, eliminata dalla società ENI-AGIP in fase di processing. Purtroppo l'immagine non è molto chiara essendo i dati fortemente disturbati: si presume che lo streamer abbia toccato il fondo in più occasioni durante l'acquisizione per via del ridotto battente d'acqua. Il risultato è un eccessivo *ringing* del segnale registrato che nasconde i reali riflettori. Tramite il lavoro di elaborazione è stato però possibile ridurre il problema, attenuando il *ringing*. Questo ha allo stesso tempo reso meno evidenti i riflettori, i quali sono comunque per la gran parte interpretabili, in modo da poter così effettuare l'analisi stratigrafica e strutturale.

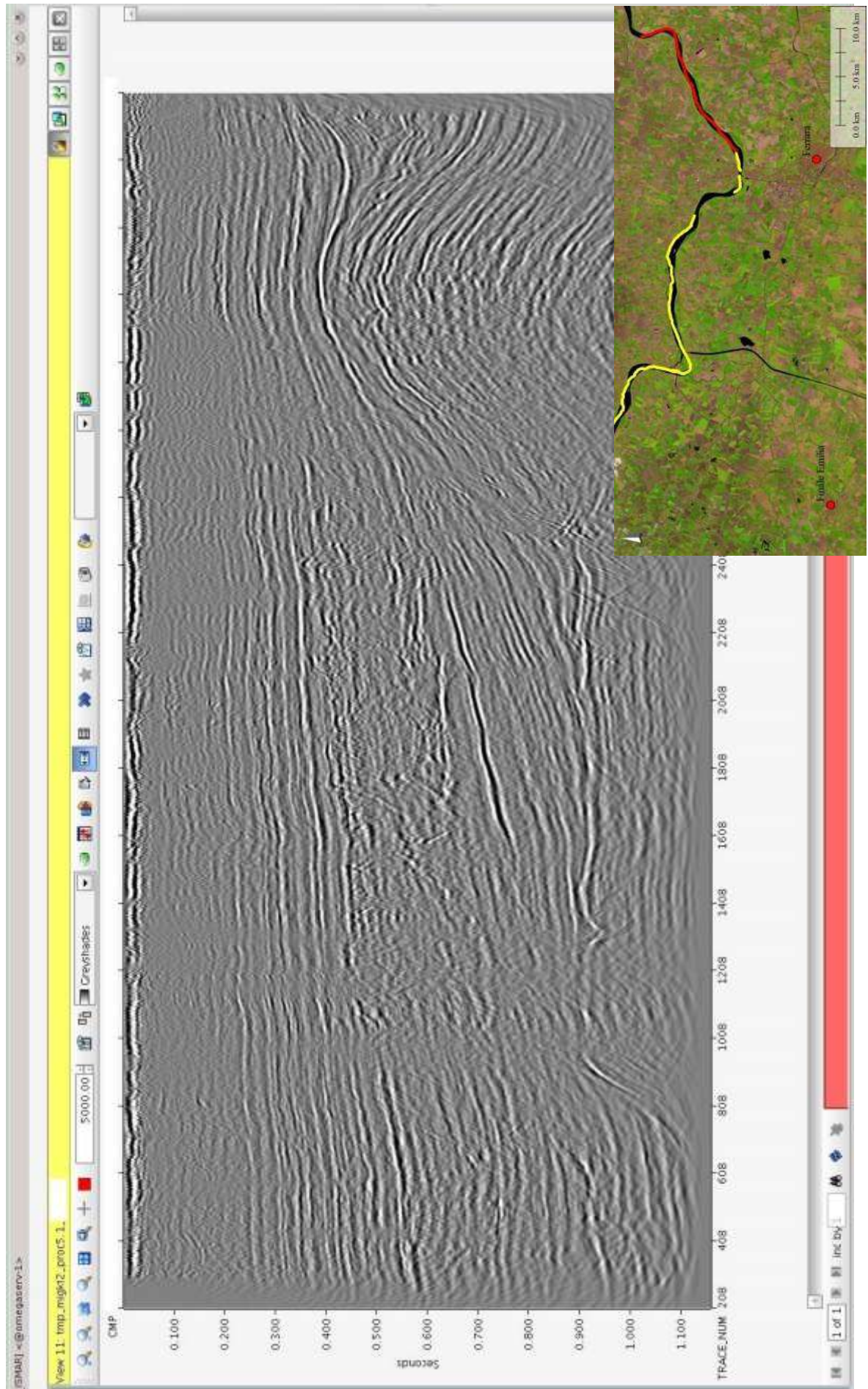


Fig. 9.9 – Seção migrada para o perfil “linha 5”

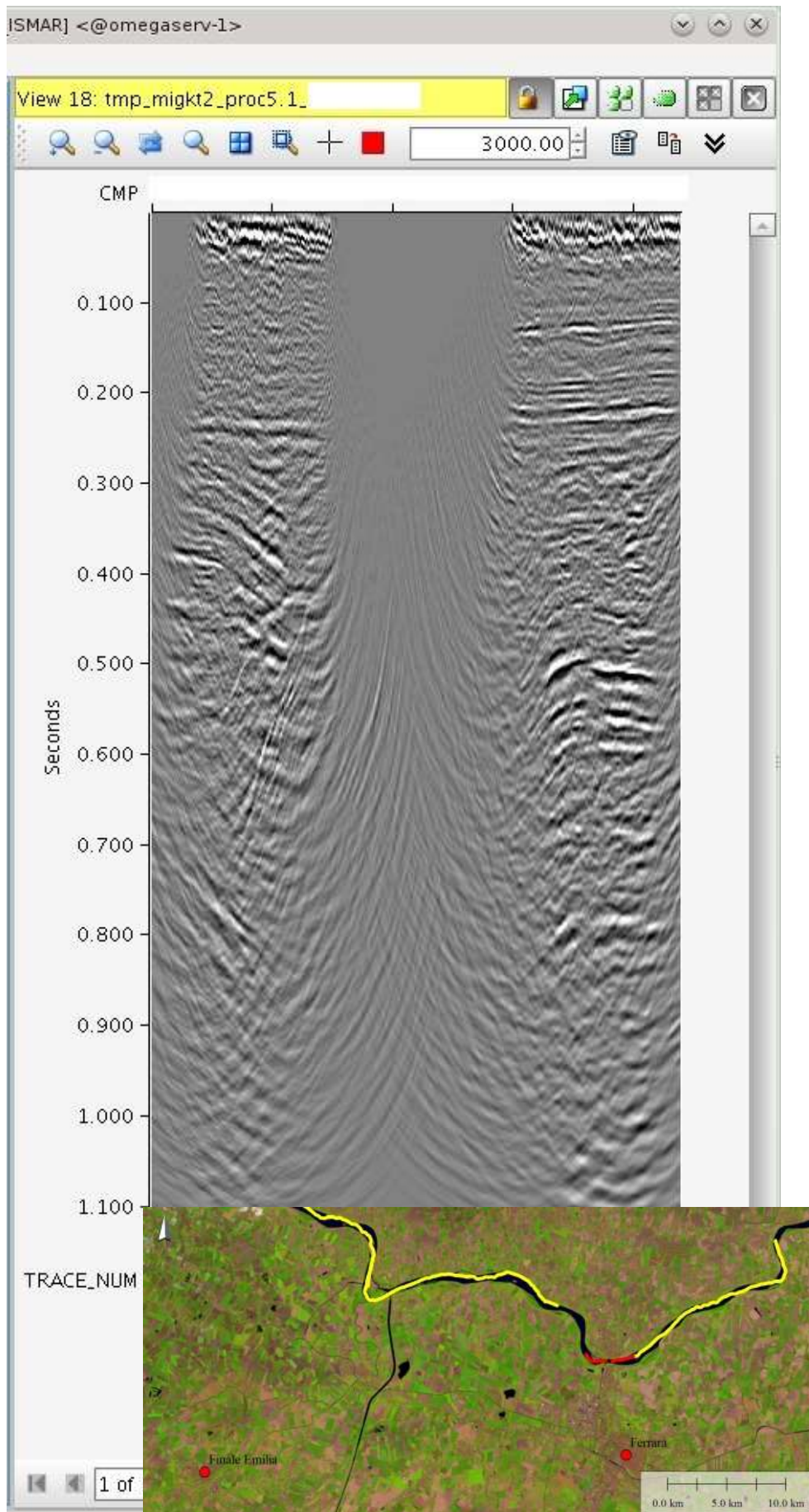


Fig. 9.10 – Sezione migrata per il profilo “linea 3_4”

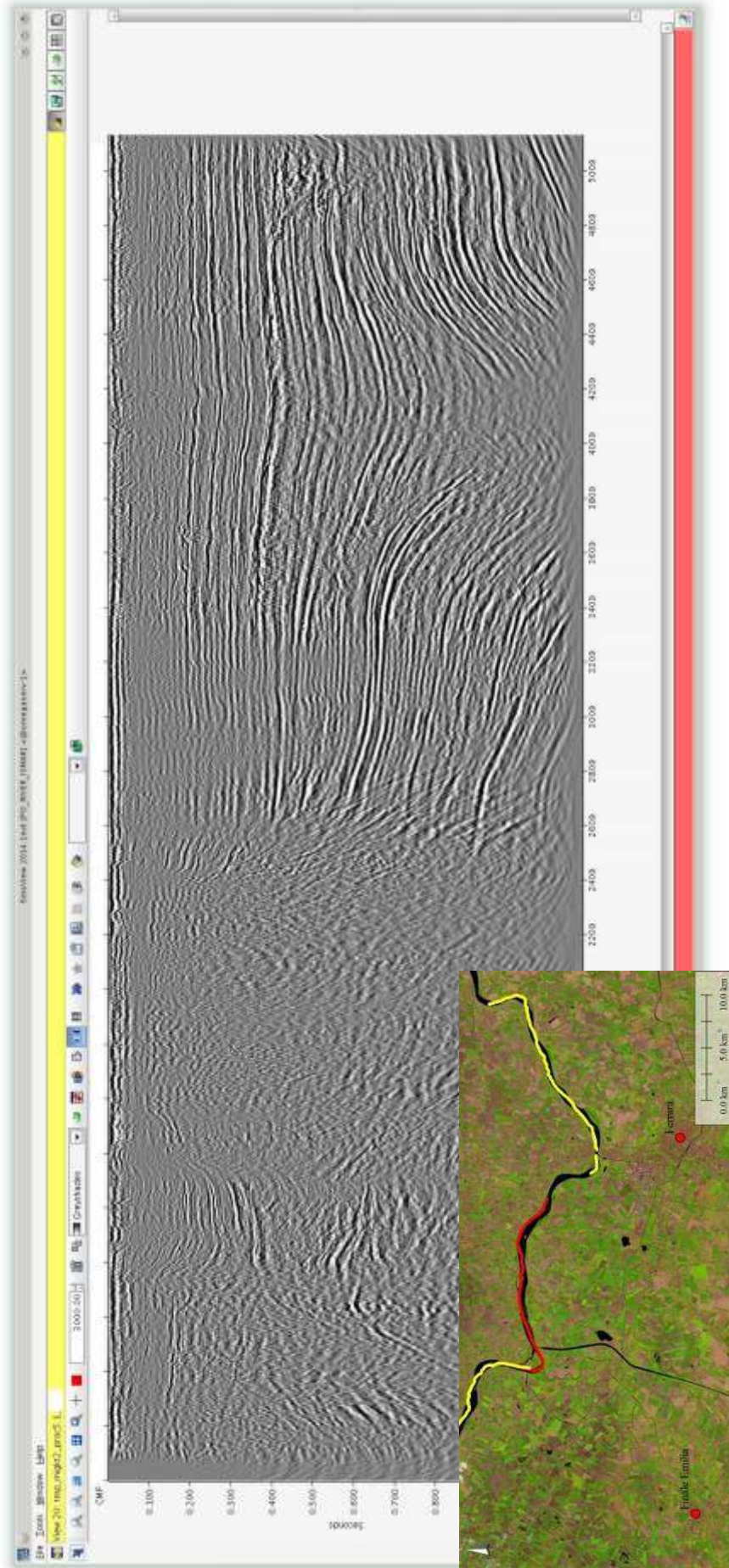


Fig. 9.11 – Sezione migrata per il profilo “linea 2”

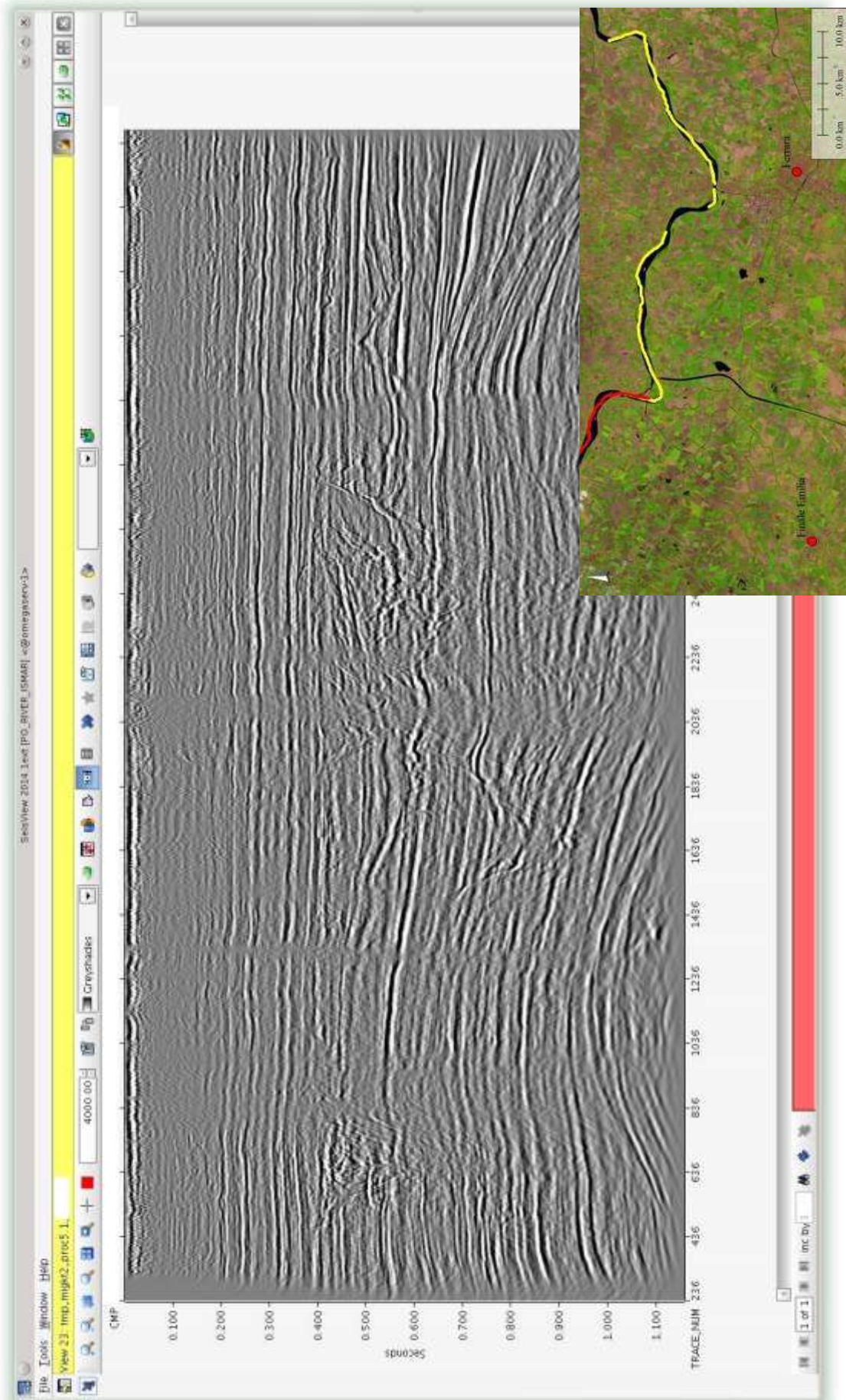


Fig. 9.12 – Sezione migrata per il profilo "linea 1"

APPENDICE B

10. Pubblicazioni

Del Bianco, F., Stanghellini, G., Riminucci, F., Suriano, F., Priore, F. e Gasperini, L. (2016) – *Monitoraggio geofisico robotizzato e laser scanner di un'area lungo il "Cavo Napoleonico" nell'intersezione con un ponte stradale. Rapporto tecnico per il Servizio Tecnico di Bacino del Reno.* <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/suolo-bacino/chi-siamo/servizi-tecnici-di-bacino/stb-reno>

 <p>PROAMBIENTE</p>	<p>Proambiente S.c.r.l. Laboratorio di ricerca e trasferimento tecnologico C/O CNR Area della Ricerca di Bologna Via Gobetti, 101 – 40129 Bologna, Italy Tel +39 051 6399203 Fax +39 051 6399216 info@consorzioambiente.it – www.consorzioambiente.it C.F. e P.VA 03305011201</p>	
		
<p>MONITORAGGIO GEOFISICO ROBOTIZZATO E LASER SCANNER DI UN'AREA LUNGO IL "CAVO NAPOLEONICO" NEL'INTERSEZIONE CON UN PONTE STRADALE</p>		
<p><i>Località Bondeno (FE) - Madonna della Pioppa</i></p>		
<p>Fabrizio Del Bianco, Giuseppe Stanghellini*, Francesco Riminucci, Francesco Suriano, Flavio Priore*, Luca Gasperini*.</p>		
<p><small>*Personale afferente al CNR - ISMAR</small></p>		

Questo rilievo ha lo scopo di effettuare un monitoraggio di un'area caratterizzata dall'interazione tra un'infrastruttura ed un corpo idrico, in particolare un ponte stradale che attraversa un canale artificiale. L'utilizzo combinato di tecniche geofisiche e laser scanner permettono di analizzare rispettivamente la parte sommersa ed emersa.

Attraverso queste tecniche, è possibile ottenere modelli digitali del terreno (DTM) sia della parte emersa che sommersa, consentendo di avere l'accesso ad una serie di informazioni fondamentali per valutarne lo stato di conservazione e le eventuali anomalie presenti (deformazioni, quantificazione e caratterizzazione del sedimento di fondo, parziali ostruzioni delle vie idriche, presenza di oggetti sommersi, stato dell'alveo nei pressi delle fondazioni del ponte).

L'uso combinato in alveo di sensori geofisici a bassa ed alta frequenza (un ecoscandaglio e un sub-bottom, rispettivamente) forniscono, oltre che le profondità puntuali e precise, informazioni circa l'eventuale presenza sul fondale di sedimenti stratificati e la loro distribuzione nell'alveo del canale.

In questo caso applicativo, su indicazione del Servizio Tecnico Bacino Reno, è stato investigato un tratto del Cavo Napoleonico di circa 450 m lineari, a ridosso dell'intersezione con il ponte stradale di Via Madonna della Pioppa in località Bondeno (FE).

Gasperini, L., Del Bianco, F., Stanghellini, G. e Priore, F. (2014) – *Acquisition of geophysical data in shallow-water environments using autonomous vehicles: state of the art, perspectives and case histories*. Atti del 33° Convegno del GNGTS, pp. 9. Bologna, 25-27 Novembre.



GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

Atti del

33° Convegno Nazionale

Tema 3: Geofisica applicata

Bologna, 25-27 novembre 2014
Palazzo della Regione



ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE



EAGE
SEZIONE ITALIANA
14° Convegno Nazionale



Regione Emilia-Romagna
SERVIZIO GEOLOGICO, SISMICO E DEI SUOLI



GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA



33^o convegno
nazionale

Bologna
25-27 novembre 2014
Palazzo della Regione



ATTI
Tema 3: Geofisica Applicata



ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE

In collaborazione con





33°Convegno Nazionale Atti - Tema 3: Geofisica Applicata

Comitato organizzatore

D. Slejko
D. Albarello
A. Argnani
F. Bianco
E. Cardarelli
A. Del Ben
D. Di Bucci
M. Dolce
E. Eva
G. Florio
P. Galli
A. Manzella
L. Martelli
P. Mazzucchelli
G. Naso
F. Pacor
R. Petrini
V. Socco
U. Tinivella

A cura di: D. Slejko, A. Riggio,
E. Cardarelli, G. Florio,
A. Manzella, P. Mazzucchelli,
V. Socco, U. Tinivella

Con la collaborazione di:
M. Bobbio e P. Giurco

Copertina: M. Sedmach

Impaginazione:
Stella - Arti grafiche, Trieste
Stampa: Centro Stampa della Regione
Emilia-Romagna, Bologna

Finito di stampare nel mese di novembre 2014

www.2.ogs.trieste.it/gngts

- Malcolm, A. E., B. Ursin, and M. V. de Hoop, 2009, *Seismic imaging and illumination with internal multiples*: Geophysical Journal International, 176, 847–864.
- Muijs, R., Robertsson, J. O. A., Holliger, K.: 2007: *Prestack depth migration of primary and surface-related multiple reflections: Part I – Imaging*. Geophysics 72, S59–S69.
- Neut, J., A. Bakulin, S. Arameo, and D. Alexandrov, 2013, *Acoustic wavefield separation using horizontal receiver arrays deployed at multiple depths on land*: SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013, 4601–4607.
- Ravasi, M., and A. Curtis, 2013, *Nonlinear scattering based imaging in elastic media: theory, theorems and imaging conditions*: GEOPHYSICS, 78.
- Schuster, G. T., 2010, *Seismic interferometry*: Cambridge University Press.
- Vasconcelos, I. Snieder, R., and B. Hornby, 2008, *Imaging internal multiples from subsalt vsp data examples of target-oriented interferometry*: GEOPHYSICS, 73.
- Verschuur, E., Berkhout, A.J., Wapenaar, C.P.A.: 1992: *Adaptive surface-related multiple elimination*. Geophysics 57, 1166–1177.
- Verschuur, E.: 2006: *Seismic multiple removal techniques - past, present and future*. EAGE publications, ISBN 90-73781-51-5.

ACQUISITION OF GEOPHYSICAL DATA IN SHALLOW-WATER ENVIRONMENTS USING AUTONOMOUS VEHICLES: STATE OF THE ART, PERSPECTIVES AND CASE HISTORIES

L. Gasperini¹, F. Del Bianco², G. Stanghellini¹, F. Priore³

¹ ISMAR, Istituto di Scienze Marine, U.O. Geologia Marina, CNR, Bologna, Italy

² Consorzio Proambiente, Bologna, Italy

³ Dip. di Fisica e Scienze della Terra "Macedonio Melloni", Università degli Studi di Parma, Italy

Introduction. We present some examples of geophysical data acquisition carried out in different shallow-water environments, including a lake, a coastal lagoon an artificial channel and a river stream, by means of an Unmanned Surface Vehicle (USV) equipped with geophysical sensors that were designed and built for the purpose. First tests indicate that these technologies and methods can be employed to collect densely-spaced grids of high-resolution data, quickly, efficiently, and at a very low-cost, allowing for execution of repeated surveys even in those area not accessible through conventional systems. The intensive use of "open" technologies and software packages for data acquisition and processing has the potential of widening the application of these methods to an increasing audience of earth scientist that study geological processes in these rapidly evolving environments.

A number of underwater natural or artificial environments, including harbours, coastal areas, river streams, natural and artificial lakes, and coastal lagoons, are particularly affected by anthropic pressures. For this reason, they would require periodical monitoring to evaluate whether they are in a state of "equilibrium" from the geo-biological point of view. In fact, it is rather common that unbalances in environmental variables, caused by either human activity or natural process, could produce dramatic crises.

To date, geo-environmental studies of shallow-water environments are not a consolidated practice, because they require a multidisciplinary knowledge and special instruments. Furthermore, the high costs of such complex technologies and methods are out of the budgets of local environmental protection agencies or private consulting enterprises. As a result, such "transitional" zone between the underwater environment and the "onshore" is poorly investigated through geophysical techniques, that most often represent the basis of each geo-environmental study. This lacking is due to several causes, including: 1) shallow-water environments are difficultly accessed by conventional vehicles such as small boats; 2) the narrow water-column constitute an efficient waveguide for acoustic and ultrasonic signals, and limit their penetration

in the substratum; 3) the shallow-water enhances the effect of noise due to propellers or other natural and artificial causes.

However, the economic and societal importance of such environments call for the development of new technologies and scientific methods that could open their study to a wider spectrum of users, on one side simplifying and better standardizing the survey procedures; on the other side, reducing the costs.

The ongoing research and developments in the field of robotics could represent an interesting opportunity. In fact, the relatively recent availability of miniaturized although accurate sensors, such as gyroscopes, GPS receivers, compass, motion sensors, etc., as well as innovative "open" hardware architectures (*Arduino*, *Raspberry*, etc.) facilitate the design and the development of Unmanned Surface Vehicles (USV), that could operate in extremely shallow, difficultly accessed environments, such as small rivers, channels, lakes and coastal lagoons. This is the case of SWAP (Shallow-Water Prospector) developed by ISMAR-CNR and Consorzio Proambiente (Tecnopoli dell'Emilia Romagna) a small, highly flexible vehicle that could be employed in a variety of subaqueous environments. Parallel to the development of the USV, it is also important to test new methods and instruments for the geophysical prospection in such a peculiar conditions, which could be employed on board small-size platforms.

We present some example of geophysical surveys carried out with different instruments and techniques in shallow water environments, including a coastal lagoon, a river stream, an artificial channel and a lake.

Methods. *The Unmanned Surface Vehicle.* SWAP (Fig. 1) is an USV based on a trimaran framework, i.e., a multihulled boat consisting of a main hull and two smaller outrigger hulls, attached to the main hull with lateral bars.



Fig. 1 – The Unmanned Surface Vehicle SWAP (Shallow-Water Prospector), designed and built at ISMAR-CNR in cooperation with Consorzio Proambiente (Tecnopoli dell'Emilia Romagna).

The main hulls hosts the batteries, that supply two brushless engines, controlled by a hybrid speed controller driven by an *Arduino Due* board. The maximum speed reached by SWAP is 3.5-4 knots during a test session carried out in a small lake. Quality check of the data is obtained via sub-sampling of the collected time-series, which are packed and transmitted to a host computer onshore through radio transmission. Although the architecture of the system is modular and could be easily expanded to other USB-based digital sensors, three basic devices were installed on each prototypes: 1) a DGPS receiver; 2) a high-resolution single beam echosounder; and 3) a chirp-sonar subbottom profiler. These are considered "basic sensors" that will be likely employed in most of the survey carried out in shallow-water areas. The vehicle is equipped with a differential GPS system that provide an accuracy of < 1 m in

the x-y positioning. NMEA-183 format strings are transmitted to the host computer onshore to monitor continuously the position of the vehicle and errors in the execution of the mission-related profiles. A HMC5883L magnetometer, an ADXL345 accelerometer, and a ITG3200 gyroscope, interfaced to the ARDUINO-DUE board constitute the basic system for inertial navigation and correction of geophysical data for pitch, roll, heave and heading.

Geophysical sensors. Echosounder. A vertical incidence 200 kHz pinger has been mounted onboard of SWAP. Such sensor is particularly suitable for shallow-water environments because is characterized by high operating frequency, narrow beam width (8°, conical), a short pulse length (350 µs). This configuration lead to a minimum depth range around 0.5 m. However,

since our target is shallow and ultra-shallow waters, we are able to control the echosounder pulse length from 50 to 500 μ s via software. This would widen the use of the system to both shallow and ultra-shallow environments and to deeper areas, such as the coastal zones. Moreover, we implemented a robust bottom detection/depth of the echographic signal [see Gasperini (2005) for further details]. In this way, the shallow-depth limit was reduced to 0.1 m. In order to carry out estimates on the seafloor reflectivity, the echosounder signal is sampled with constant time windows, and the data (the echograms) stored in SEG-Y format (Barry *et al.*, 1995) files using a specific acquisition system based on a *Raspberry-Pi* board.

Subbottom Profiler. A typical chirp-sonar subbottom profiling (SBP) system, operating with standard magnetostrictive transducers, at high-voltage (hundreds to thousands of volts) is not suitable for operating on board of SWAP, either for the heavy weight of the transducers and for the power consumption. For this reason, we developed an innovative SBP system based on electromagnetic resonators (*μ Chirp*, ISMAR-CNR) that show interesting performances in the shallow-water environment, and, due to its lightweight, it is easily installed on the vehicle. The system is composed by: 1) a digital generator of frequency-modulated signals based on an *Arduino Due* board; 2) a 600W RMS power amplifier; 3) an array of waterproof magnetic resonators composed of four 4 Ω MONACOR transducers; 4) an acquisition system based on a hydrophone array, a signal amplifier, and an *Arduino Due* board used as analog-to-digital-converter (ADC). A *Raspberry-Pi* is employed to store the digital data in SEG-Y format on a SD memory card.

Side-Scan Sonar. We employed a Starfish 450F Side-Scan sonar system, interfaced to a PC board through a USB port. The system is powered by a 450 kHz CHIRP transmission, to provide a wide range sonar coverage up to 100 m per channel (200 m total swathe) with good, clear image definition.

All data, including echograms, seismic lines and side-scan sonar records were converted processed and interpreted using the open-source package SeisPrho (Gasperini and Stanghellini, 2009).

Case studies. The Valli di Comacchio Coastal Lagoon. The Valli di Comacchio coastal lagoons are shallow, brackish water environments connected to the Adriatic Sea, which extends south of the Po river between Comacchio and the Reno River. These lagoons (Valli) formed around the tenth Century as a consequence of subsidence and were originally fresh water basins supplied by river floods (Bondesan, 1986). The hydrodynamics of the Valli di Comacchio is controlled by the inflow of freshwater from several sources, but the tidal cycle is a major controlling factor on water circulation in the lagoon, causing water-depth excursions of over 1 m. Because the average depth of the Valli is < 2 m, most of the lagoon areas are not accessible to geophysical surveys performed using conventional vehicles. For this reason, we carried out a combined high-resolution seismic reflection and morphobathymetric survey of the lagoon using the chirp-sonar system and the 200 kHz echosounder mounted onboard of SWAP. The acquisition of the entire echosounder sweep at each sounding point, rather than the simple depth estimate, gave us the opportunity to calculate the bottom reflectivity. Propagation and scattering of high frequency acoustic sound at or near the bottom is controlled by a number of factors, including biological, geological, biogeochemical and hydrodynamic processes operating at the benthic boundary layer (Richardson and Briggs, 1996). However, experimental measurements of compressional wave attenuation suggest that the single most important geotechnical property related to acoustic attenuation is the mean grain size of the insonified sediment (e.g., Shumway, 1960; McCann and McCann, 1969, 1985; Dunlop, 1992). Moreover, a quantitative ground-thruting of relationships between floor reflectivity and mean grain size has been carried out in Valle Fattibello, N of the main lagoon (Gasperini, 2005). Using the reflectivity pattern calculated at each surveyed point of the lagoon floor enabled us to map the distribution of sediments in the Valli di Comacchio lagoon. We note a different distribution of sediments E and W of the Poscoforte Peninsula, that cuts in the N-S direction the lagoon. This could be due to the fact that

water (and sediment) inputs are localized mainly in the W sector of the Valli di Comacchio, and that the peninsula could act as a sill for sediment supply. Moreover, the W part of the lagoon, close to the Adriatic shoreline, is probably supplied probably by aeolian deposits from the coast, which are sheltered by the presence of the peninsula. If this hypothesis is correct, while in the E side the limited circulation could cause anoxia or hypoxia due to the limited water circulation, the W part is more prone to overfeeding of sediment, that could eventually alter the hydrological and ecological equilibrium the lagoon. We note how relatively basic geophysical surveys could give interesting insights for understanding the complex geological processes regulating the equilibrium of such sensitive environments.

The Lake Trasimeno. Lake Trasimeno is located in the Umbria Region of Central Italy is the broadest lake of Central Italy. The extremely low depths, the flat bottom morphology, and the absence of natural outflows and dams along its shorelines caused wide lake-level oscillations and periodical floods since ancient times, only partially attenuated by creation of an artificial outflows. Lake Trasimeno is an interesting geological site for the its peculiar formation (Cattuto and Gregori, 1993), and for the sedimentary succession found below its floor, which records the deformation history of this portion of the Central Apennine since the late Pliocene (Bortoluzzi *et al.*, 2005; Gasperini *et al.*, 2010). Due to its location, the lake area has been a natural crossroad since proto-historical times. Several Neolithic settlements were found along the lake shores (Moroni Lanfredini, 2003) and important historical events took place in the vicinity of the lake, such as the famous Trasimeno battle (217 B.C.), when the Romans were defeated by the Hannibal's army during the Second Punic War (Brizzi and Gambini, 2007). For this reason, the Lake Trasimeno area is an important archeological/historical site, and was surveyed using different geophysical techniques including a close spaced grid of high resolution seismic reflection lines (Gasperini *et al.*, 2009). However, some sectors of the lake, close to the N shore, too shallow to be accessible using conventional vehicles, were surveyed using SWAP. Prior the survey, to test the quality of the data collected by the chirp-sonar mounted onboard of the USV, we performed a comparison with an industry standard chirp-sonar system, the Teledyne Benthos Chirp-III. Result of this benchmark is reported in Fig. 2, where the shallowest part (first 15-20 msec TWT) of the Trasimeno sedimentary sequence is imaged with similar vertical resolutions and penetration by both seismic reflection systems.

The Cavo Napoleonico artificial channel. The *Cavo Napoleonico* an artificial channel connecting the Po and the Reno rivers in the Po plain. The channel is oriented perpendicularly to the thrust-and-fold belt, named *Pieghe Ferraresi*, falling in the area undergoing the maximum superficial deformation after the earthquake. For this reason, it is the site of geophysical data acquisition, to image the surface and the subsurface in search for coseismic deformation of the 2012 Emilia earthquakes and seismogenic structures at depth (Priore *et al.*, 2013). Among other data acquisition, we carried out a side-scan sonar survey of the channel using a Starfish SSS system in search of possible earthquake-related structures, such as fractures, fissures or sediment fluidization. First analysis of side-scan sonar mosaics, combined with results of high-resolution seismic reflection survey indicate a correlation between channel-floor disturbances maximum co-seismic deformation. In particular, we observe the presence of such features in correspondence of paleo-channel incisions imaged by chirp-sonar seismic sections, in agreement with observations carried out on land.

The Reno River. Reno is the river that forms a wide alluvial fan on which the western edge of the town of Bologna (Central Italy), lays. In such part of its course, the river is particularly prone to periodical flows, close to the connection between the alluvial plain (the southern Po plain) and the Apennines. For this reason, the regime of the river has been artificially regulated since the Roman times and the Middle Age (Barbieri, 2003). We investigated a segment of the river stream close to a major bridge, the *Pontelungo* bridge, whose piers are affected by base erosion. A bathymetric and a reflectivity map (Fig. 3) were compiled using data collected by a 200 kHz echosounder onboard of SWAP. These maps highlight the presence of a deep

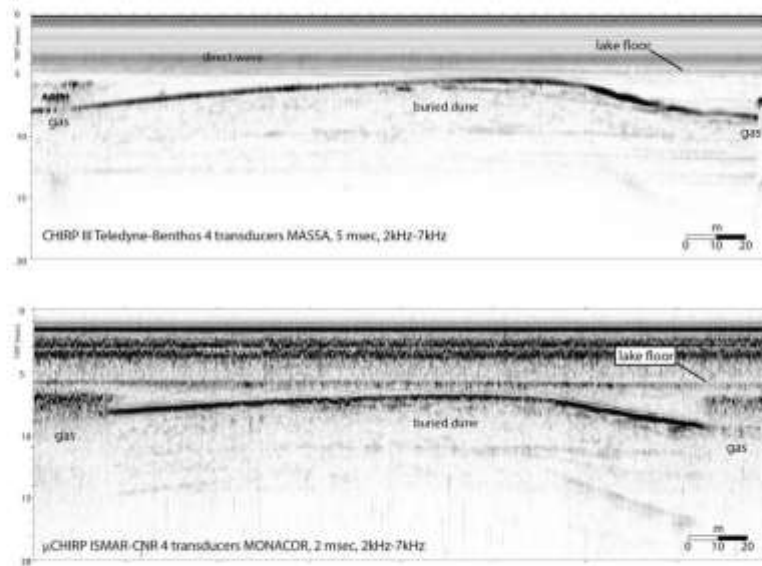


Fig. 2 – Example of seismic reflection profiles collected with two different systems (Chirp III Teledyne-Benthos, Top; ISMAR-CNR μ Chirp, Bottom) along the same track in Lake Trasimeno. We note that lake deposits are penetrated down to 15-20 msec below the lake floor, with high vertical resolution (tens of cm) that enable us to analyze the fine details of the sedimentary structure.

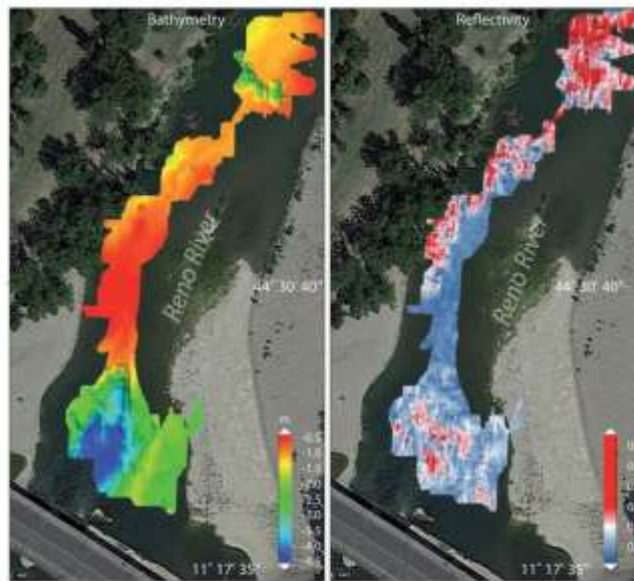


Fig. 3 – Left: morphobathymetric map of the Reno River segment immediately N of the *Pontelungo* bridge (Bologna); blue color indicate maximum depth. We note the presence of a large depression aligned along the river course at the base of the bridge. Right: normalized reflectivity of the river floor obtained by the analysis of the 200 kHz reflected signal. Red colors indicate high reflectivity.

depression (up to 4-5 m of depth) close to the bridge piers, that is probably due to active erosion. We note that areas of prevailing erosion, such as the wide depression immediately N of the bridge, and the external flank of the meandering river towards N, are marked by high-reflectivity patterns, suggesting that this parameter could be useful to study erosional processes in such environments.

Future Improvements. The geophysical instruments payload presently installed onboard of SWAP is not exhaustive of all possible geological processes that could be eventually analyzed in shallow-water areas. In fact, the possibility of installing onboard of SWAP other instruments, such as multibeam echosounders or electromagnetic devices (Ground-Penetrating Radars, Magnetometers, Resistivity-meters, etc.) could represent a dramatic improvement in data collection potential. The peculiar design of the hull is suitable for installing ADCP current-meters, that find a wide range of application in hydraulic and physical oceanographic studies. Furthermore, some basic chemical sensors, such as oxygen, nitrates, PH, etc., now available in small and light containers, could represent interesting payloads to carry out rapid assessment of the surface water quality.

Conclusion. We presented some case studies of geophysical surveys carried out in different shallow-water environments using an Unmanned Surface Vehicle (USV). The possibility of carrying out such kind of surveys quickly, and at a fraction of the cost of conventional surveys, opens the use of these techniques to a wide range of users. Moreover, it allows planning repeated surveys that could give a time-variant perspective to the study of natural process in these rapidly evolving environments.

Acknowledgments. Most figures were compiled using GMT software package (Wessel and Smith, 1991). Part of this work was supported by Consorzio Proambiente, Tecopoli dell'Emilia Romagna.

References

- Barbieri M., 2003. Brevi note storico-geografiche sul Reno, in BARBIERI Magda (a cura di), *Reno, campi e uomini. Rivista periodica della pianura*. Anno I, n. 1, giugno-dicembre 2003, www.pianurareno.org
- Barry, K.M., Cavers, D.A. and Kneale, C.W., 1975. Recommended standards for digital tape formats. *Geophysics*, **40**, 244-352.
- Bortoluzzi, G., Gasperini, L., Bellucci, L.G., Ligi, M., 2005. Ricerche Geofisiche nel Lago Trasimeno, ISMAR-CNR Bologna, Rapporto Tecnico N.97, Novembre 2005, Bologna, pp.49.
- Bondesan, M., Favero, V. and Vignals, M.J., 1995. New evidence on the evolution of the Po-delta coastal plain during the Holocene. *Quaternary International*, **29/30**, 105-110.
- Brizzi G., Gambini E., 2007. Di nuovo sulla battaglia del Trasimeno qualche ulteriore considerazione. *Rivista storica dell'antichità*, ISSN 0300-340X, N° 37, 77-100.
- Cattuto, C., Gregori L., 1993. Origine ed evoluzione del Lago Trasimeno. *Conferenza Auditorium Urbani*. 15 Marzo (Assessorato della cultura - Passignano S.T. Università degli Studi di Perugia).
- Dunlop, J.I., 1992. Measurement of acoustic attenuation in marine sediments by impedance tube. *Jour. Acoust. Soc. Am.*, **91**, 460-469.
- Gasperini L., 2005. Extremely Shallow-Water Morphobathymetric Surveys: The Valle Fattibello (Comacchio, Italy) Testcase. *Marine Geophysical Researches*, p.26:97-107, 2005.
- Gasperini L. and Stanghellini G., 2009 - SeisPrho: an interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles, *Computers and Geosciences*, **35**,1497-1504.
- Gasperini L., 2009 Il rilievo Geofisico-Geologico del Lago Trasimeno (F. 310 Passignano sul Trasimeno) Mem. Descr. Carta Geol. d'It. LXXXVIII (2009), pp. 57 - 60
- Haynes, R., Huws, D.G., Davis, A.M., Bennell, J.D., 1997. Geophysical sea-floor sensing in a carbonate sediment regime, *Geo-Marine Letters*, **17**, 253-259.
- McCann, C. and McCann, D.M., 1969. The attenuation of compressional waves in marine sediments, *Geophysics*, **34**, 882-892.
- McCann, C. and McCann, D.M., 1985. A theory of compressional wave attenuation in noncohesive sediments, *Geophysics*, **50**, 1311-1317.
- Moroni Lanfredini, A. 2003. Il neolitico antico sul lago Trasimeno : il sito di Panicarola (la Lucciola) : l'industria litica. in: *Rassegna di archeologia, A, Preistorica e protostorica*. Firenze : All'insegna del giglio, c2002- 20A (2003), p. [87]-118

- Priore F., Dal Passo E., Del Bianco F., Gallerani A., Stanghellini G., Gasperini L., 2013. Technical Report on the Seismostratigraphic survey of the Cavo Napoleonico, across the epicenter of the 2012 Emilia earthquake-Rapporto Tecnico N.105, Novembre 2005, Bologna, pp.49. Bologna, June 2013.
- Richardson, M.D. and Briggs, K.B., 1996. In situ and laboratory geoaoustic measurements in soft mud and hard-packed sand sediments: implications for high-frequency acoustic propagation and scattering, *Geo-Marine Letters*, **16**, 196-203.
- Shumway, G., 1960. Sound speed and absorption studies of marine sediments by a resonance method, *Geophysics*, **25**, 451-467.
- Wessel, P., and Smith W.H.F., 1991. Free software helps map and display data, *EOS Trans. Amer. Geophys. U.*, **72**, 41, 445-446.

WED EQUATION DATUMING APPLIED TO CRUSTAL LAND DATA: REPROCESSING OF CROP PROFILES ACROSS THE GEOTHERMAL PROVINCE OF TUSCANY

M. Giustiniani¹, U. Tinivella¹, R. Nicolich²

¹ OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy

² Dip. Ingegneria e Architettura, Università di Trieste, Italy

Introduction. Reflection seismic profiles, programmed within the Italian CROP (CROsta Profonda) project for the investigation of the deep crust, where acquired across the two main structural domes and geothermal fields of Larderello and Mt. Amiata during 1993-1995.

The transect CROP-18, split into two lines, identified as CROP 18-A and CROP 18-B, was designed to study the continuity of crustal structures from the Larderello to the Mt. Amiata areas, following a NW-SE direction roughly parallel to the Apennine structural trends. CROP-03 was recorded across the Northern Apennine Arc, with nearly E-W direction, from Tyrrhenian to the Adriatic Seas. The profiles allowed exploring the crust to understand the origin of the main heat flow anomalies, looking also for hidden resources and new exploitable geothermal reservoirs (i.e., Della Vedova *et al.*, 2008).

The first processing of these lines was focused on illuminating the deep crustal features (Accaino *et al.*, 2005, 2006), starting from the major reflector that characterizes the geothermal fields, the K-horizon, based on previous seismic surveys (Batini *et al.*, 1978; Liotta *et al.*, 1998; Brogi *et al.*, 2003, 2005).

On the contrary, our purpose was to reprocess the first 4 s reflection times (6 s for the profile CROP-03), with the aim of better highlighting the upper crust and getting images directly comparable with the drilling information and the industrial seismic profiles, which are of limited extension and designed to inspect specific objectives (Cameli *et al.*, 1993, 2000).

In order to reach the above-mentioned goals, we applied advanced techniques improving signal/noise ratio and extracting information previously hidden by approximate static corrections and near surface noise. In fact, the seismic acquisition did not include techniques to better resolve the shallow subsurface, such as down-hole velocity measurements or refraction profiles, and the group distance of 60 m was chosen to detect reflected energy from deep interfaces ignoring the near surface complexities. Moreover, near surface high-velocity formations, alternate to sub-basins filled with Neogene and Quaternary deposits, did not favor the penetration and the focusing of the seismic energy.

Surprisingly, in contrast with the non-reflective and dispersive, or not resolved upper highly deformed nappes, the area turns out to be characterized by the occurrence of high amplitude reflecting horizons with good lateral continuity in the deeper parts. The reflectivity was attributed by several authors to the degree of metamorphism and to thermal alterations. The origin of possible presence of fluids is still debated and it can be of great importance for the recovery of geothermal fluids of industrial interest.

Gasperini, L., Stanghellini, G., Priore, F. e Del Bianco, F. (2014) – *Rapporto tecnico sulle indagini morfobatimetriche del Fiume Reno in corrispondenza del Pontelungo*. Rapporto Tecnico N. 132, Bologna, Settembre 2014. <http://www.ismar.cnr.it/prodotti/reports-campagne>



Questo rapporto tecnico si riferisce alla campagna di acquisizione di dati sismici a riflessione denominata PONTELUNGO2014, effettuata a più riprese in un tratto urbano del Fiume Reno a Nord e a Sud del Pontelungo (Quartiere Reno, zona Santa Viola) tra l'Agosto e il Settembre del 2014. Obiettivo dell'indagine era acquisire un modello digitale del terreno dell'alveo fluviale propedeutico alla modellizzazione della corrente fluviale in un punto critico a ridosso del Pontelungo. I dati acquisiti sono profili ecografici *single-beam* ad alta risoluzione e hanno consentito di misurare la profondità dell'acqua e la riflettività del fondale dalla quale è possibile risalire ai processi fluviali di erosione/deposizione sedimentaria. Data la difficile accessibilità del sito, per la bassa profondità media, la presenza di ostacoli e la forte corrente, per il rilievo è stato utilizzato un Veicolo Autonomo di Superficie, un "drone" acquatico sviluppato nei laboratori di ISMAR-Bologna in collaborazione con il *Consorzio Proambiente*.

Borgia L., Colombero, C., Comina, C., Del Bianco, F., Gasperini, L., Priore, F., Sambuelli, L., Stanghellini, G. e Trippetti, S. (2013) - *First results of waterborne geophysical surveys around the Malpasso site (Tuoro sul Trasimeno, Italy) for geological and archeological characterization*. Atti del 32° Convegno GNGTS, pp. 186-189. Trieste, 19-21 Novembre 2013. (http://porto.polito.it/2588467/1/9_2012_Trasimeno_GNGTS.pdf)

FIRST RESULTS OF WATERBORNE GEOPHYSICAL SURVEYS
AROUND THE MALPASSO SITE (TUORO SUL TRASIMENO, ITALY)
FOR GEOLOGICAL AND ARCHEOLOGICAL CHARACTERIZATION

L. Borgia¹, C. Colombero², C. Comina², F. Del Bianco³, L. Gasperini³, F. Priore⁴, L. Sambuelli⁵,
G. Stanghellini³, S. Trippetti⁶

¹ Assessore alla cultura, Comune di Tuoro sul Trasimeno, Italy

² DST - Università di Torino, Italy

³ ISMAR - CNR, Italy

⁴ DiFeST - Università di Parma, Italy

⁵ DIATI - Politecnico di Torino, Italy

⁶ Archeologa, Rotta dei Fenici/Cammino di Annibale, Itinerari Culturali del Consiglio d'Europa, Italy

Introduction. Geological characterization of shallow sediments in water-covered areas is a difficult task with traditional survey techniques. Direct investigations are indeed often neither cost-effective nor reasonably quick and adequate in number to cover the whole surface of a basin and to obtain a reliable correlation of data over a wide area. Geophysical techniques can conversely be very useful to investigate sediments which are entirely located beneath a water-covered area. This could allow for an uniformly spaced, even if indirect, investigation of the interested site. The integration of seismic and non-seismic waterborne surveys can be of great aid in defining related geological properties; the use of non-seismic methods to study shallow inland water is relatively recent but is becoming more and more diffused. Indeed electrical resistivity is very sensitive to fluid phases and clay content, while seismic waves are sensitive to the mechanical properties of the soil skeleton. Therefore a combination and integration of the two methodologies can offer a more complete geological characterization. In this respect we present in this paper preliminary results of waterborne seismic and electrical geophysical surveys on the northern shore of the Trasimeno Lake in an area around the Malpasso site (Fig. 1).

The Trasimeno lake, located in the Umbria Region of Central Italy, is the broadest lake of the Italian Peninsula, covering about 120 km². The extremely low depths, the flat bottom morphology, and the absence of natural outflows and dams along its shorelines caused periodical floods since ancient times, only partially attenuated by creation of an artificial outflows. In contrast to most lakes in Central Italy (Bolsena, Vico, Bracciano, Monterosi, Albano) Trasimeno lake does not fill a volcanic crater, but its origin is related to tectonic processes. In fact, it underwent a complex geological evolution, from a marine gulf in the Early Pliocene, to a subsiding tectonic depression starting in Middle Pleistocene to present (Gasperini *et al.*, 2010).

Given this overall interesting geological setting, the area around the Malpasso site (*Fig. 1*) is also particularly characterized by the presence of an emerging sandstone formation protruding towards the lake and is moreover interesting from the archeological point of view. Several historical reconstructions suggest indeed that within this area, and particularly in the Tuoro plain, the Trasimeno battle (217 a.C.) took place. This battle was one of the most important episodes of the II Punic war and it was fought between the army of the Carthaginian general Hannibal and two Roman legions under the command of the consul Caius Flaminius. New evidences related to historical level fluctuations of the lake and more careful reading of the sources and a critical analysis of previous studies have been significant in respect to a positive identification of this site as a most probable location of the battle (Brizzi and Gambini, 2008). The actual shore line leave only a short passage between the lake itself and the Malpasso (*Fig. 1*), while the same should be wider in ancient times to allow for the passage of huge armies. In this respect the findings of several dated ceramic materials has shown that for long periods in the Etruscan and Roman times lake levels were usually lower than the present (Cattuto *et al.*, 2011).

With the aims of both reconstructing the geological setting of the area around the Malpasso site and to eventually find some localized remains of the battle we carried out several waterborne geophysical surveys on the area. Adopted methodologies were: magnetic surveys, seismic reflection Chirp Sonar surveys and Continuous Vertical Electric Soundings (CVES) profiles. Within this paper we report some preliminary results along an example profile (*Fig. 1*) for the last two methodologies underlining the main evidences observed and further planned processing on the data and data integration.

Materials And Methods. Seismic reflection profiles were collected using a Benthos Chirp III system with 4 transducers mounted on board of a small catamaran towed by the boat. Data were collected using a pulse length of 5 ms, a frequency sweep from 2 to 7 kHz, and a digitally sampled at 16 kHz rate. Seismic data were stored in SEG-Y files, after deconvolution and instantaneous amplitudes computation. Data processing was carried out using SeisPrho (Gasperini and Stanghellini, 2009) and included static correction, filtering and automatic gain control. Vertical resolution of acoustic images is <10 cm; maximum penetration reached, about 10 m.

CVES measurements were obtained by the use of an array of nine electrodes fixed on a floating cable dragged by a boat. The array has two current electrodes, in the cable part closest to the boat, followed by seven potential electrodes. The current electrodes were 16 m apart, while the six couples of potential electrodes in dipole-dipole configuration had exponentially increasing spacing from 0.5 to 16 m. The first potential electrode was 0.5 m from the farthest current electrode. This configuration allowed a maximum depth penetration similar to the seismic one. The towed cable floated on the lake surface thanks to appropriate plastic floaters and was kept stretched by a floating anchor fixed at its end. A multichannel georesistivimeter (Syscal-pro by Iris Instruments in Sysmar update) was used to simultaneously acquire the six potential measurements. The acquisitions were treated with a Laterally Constrained Inversion (LCI) process. The LCI approach was developed to invert vertical electrical sounding data acquired along a profile by Auken and Christiansen (2004), using a pseudo-2D layered parameterization of the investigated geological medium and has been implemented in Matlab environment (Sambuelli *et al.*, 2011). The inversion result of LCI is a set of 1D resistivity models, each of which corresponds to a sounding. All the soundings are inverted simultaneously by minimizing a common objective function, which contains the acquired data, the available a priori information and the constraints. Through the lateral constraints, information from one electro-stratigraphic section are then interconnected with the neighboring ones, producing a smoothly varying 2D section.

Both surveys are accurately georeferenced by means of independent GPS acquisition to allow for data integration.



Fig. 1. – Investigated area along the northern shore of the Trasimeno Lake near the Malpasso site. Evidence of the survey line along which the results of geophysical profiles are reported in Fig. 2.

Results and discussions. Both surveys covered the area reported in Fig. 1 in order to obtain a detailed investigation of the surveyed site. We focus here on two almost parallel profiles along a line starting close to the lake northern shore toward the lake center (Fig. 1).

In Fig. 2a the results of the Chirp sonar profile is reported. The lake floor along this profile is almost flat, slightly dipping toward south, and is marked by a weak reflection at about, on average, 3 meter of water depth, partial hidden by the direct wave. We note two main seismic units, a

transparent, fine layered upper unit overlaying a lower more reflective unit, showing high-amplitude internal reflectors. The boundary between these units is a dome-shape reflector (U1), which marks a relatively high acoustic impedance contrast. In the first (northern) part of the profile, the presence of gas in the sediment hamper the penetration of the signal down to few decimeters below the lake floor. The observation that the top of gas-bearing deposits is a strong reflector (U0) might indicate early diagenesis due to fluid circulation. The upper unit is punctuated by hyperbolic reflections in the southern, more distal part of the profiles. Observation that these hyperbolas result aligned in correspondence of U0 might suggests a similar origin for such features.

In Fig. 2b the results of the LCI inversion of CVES data approximately acquired along the same profile are reported. The thickness of the low resistivity water layer (average constant resistivity of $7 \Omega \cdot m$) has been constrained in the inversion thanks to a contemporary acquired bathymetry profile which evidences a lake bottom slightly dipping toward south coherently with the sonar survey. Within the lake sediments it is possible to evidence two low resistivity variations: a reduced increase in resistivity (R1) along an interface which roughly matches the dome-shaped reflector U1 evidenced from the seismic reflection line; this interface can be followed also at the beginning of the profile where the penetration of the seismic signal is hampered by gas bearing sediments. Secondly a slightly more marked decrease in resistivity (R0) is noted towards the lake center with an abrupt change just after the rift of the previous dome. This second resistivity variation appears to be not noted in the seismic reflection line.

Even if these are only preliminary results of the surveys and more accurate and complete comparison over the whole surveyed area, with precise location of each survey line, must be undertaken, it is possible to evidence that both of the surveys have evidenced the presence of a submerged interface within the sediments showing a dome shape that can be related to a more compacted/resistive material probably associable to the ancient shore line. The evidence of lower resistivity sediments in front of this anomaly can support this hypothesis. Moreover electrical surveys mapped this interface for the whole survey area allowing a spatial 2D reconstruction of the this layer; they have also locally evidenced the presence of sandstone formation protruding down the lake bottom near the shore.

Conclusions. Preliminary results of both seismic Chirp Sonar reflection lines and CVES profiles over the survey area have evidenced their potentiality in characterizing the bottom sediments of the area around the Malpasso which is interesting both from the geological and archeological point of views. The results of the two different surveys seem to match in first approximation. However further studies are necessary to allow for an unique reconstruction of the geological setting respectful of both the surveys evidences. In this respect, accurate data

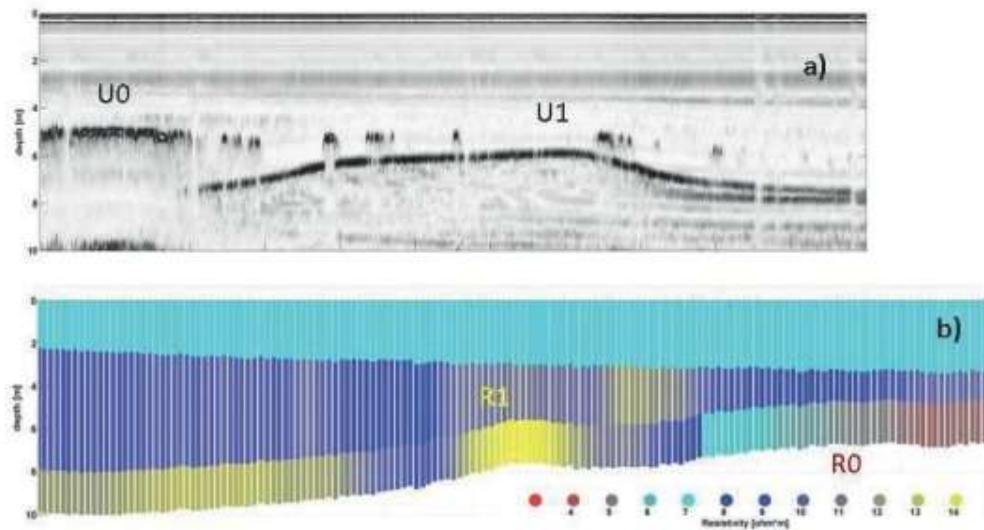


Fig. 2. – Two examples of waterborn geophysical surveys in the investigated area along the survey line of Fig. 1: a) Chirp sonar profile and b) LCI inversion of the CVES survey.

integration must be undertaken; particularly inversions of the CVES data with the a priori constrained interfaces evidenced from the seismic reflection campaigns are planned.

Acknowledgements. The Authors are grateful to the Tuoro sul Trasimeno Municipality, Umbria Region, Perugia county, Soprintendenza per i Beni Archeologici dell’Umbria, Rotta dei Fenici-Cammino di Annibale, Legambiente for their logistic support in field testing.

References

Auken E and Christiansen AV (2004) Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data. *Geophysics*, 69, 752-761.

Brizzi G and Gambini E, (2008) Di nuovo sulla battaglia del Trasimeno: qualche ulteriore considerazione, in G. Brizzi, G. Poma (a cura di), «Rivista storica dell’antichità», XXXVII, 2007, Università degli Studi di Bologna –Dipartimento di Storia Antica, Bologna, Patron Editore, 77-100.

Cattuto C., Gambini E. and Marinelli C., (2011) Il Trasimeno. La complessa gestione di un lago laminare (con contributi di A. Batinti e O. Fillanti; illustrazioni di G. e M. Agabini, E. Pasquali e D. Spedaliere), Perugia, EFFE Fabrizio Fabbri Editore, pp. XV, 502.

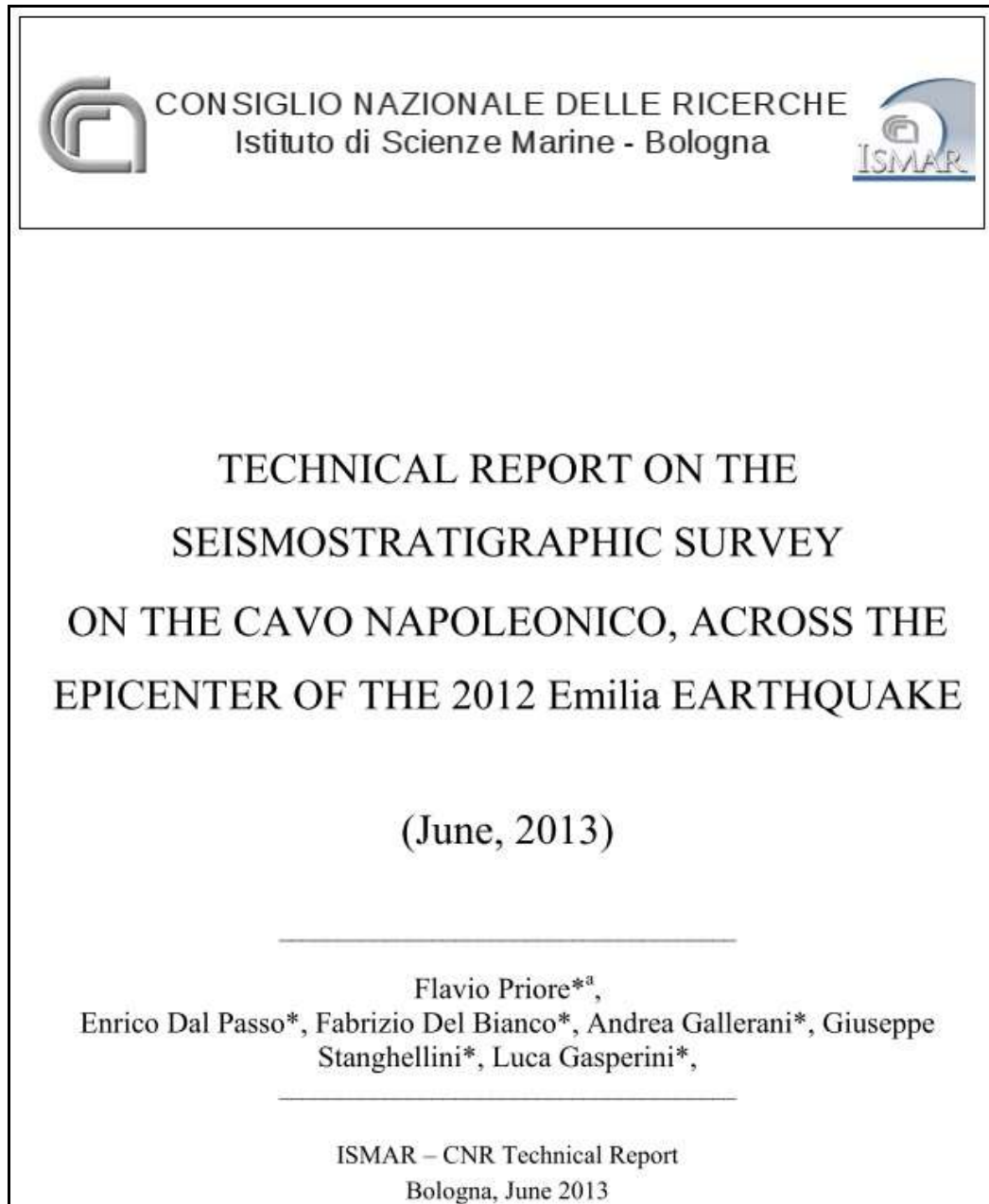
Gasperini L, Barchi MR, Bellucci LG, Bortoluzzi G, Ligi M and Pauselli C (2010) Tectonostratigraphy of Lake Trasimeno (Italy) and the geological evolution of the Northern Apennines, *TECTONOPHYSICS*, Volume: 492 Issue: 1-4,164-174.

Gasperini L, Stanghellini G, (2009) SEISPRHO: An interactive computer program for processing and interpretation of high-resolution seismic reflection profiles, *COMPUTERS & GEOSCIENCES*, 35, 7,1497-1507.

Sambuelli L., Comina C, Bava S and Piatti C (2011) Magnetic, electrical, and GPR waterborne surveys of moraine deposits beneath a lake: a case history from Turin, Italy, *Geophysics*, 76, 1-12.

Priore, F., Dal Passo, E., Del Bianco, F., Gallerani, A., Stanghellini, G. e Gasperini, L. (2013) – *Technical report on the seismostratigraphic survey of the Cavo Napoleonico, across the epicenter of the 2012 Emilia earthquake*. Rapporto tecnico N.105, Bologna, Giugno 2013.

<http://www.ismar.cnr.it/prodotti/reports-campagne>



The present report concerns a geophysical survey carried out in June 2013 along the artificial channel named Cavo Napoleonico. The purpose of the survey was to outline the geophysical and stratigraphic features of the first tens of meters beneath the channel, which lies above a thrust-and-fold belt, named Pieghe Ferraresi. Such belt comprises the structures which generated the May 2012 Emilia earthquake, with main epicenters located around the villages of Finale Emilia and Mirandola. The Cavo Napoleonico channel is oriented perpendicularly to seismogenic structures close to the area that underwent the maximum superficial deformation during the May 29th event (Finale Emilia event). Acquired data

consists of high-resolution seismic reflection profiles investigating the substratum with a maximum penetration of 20 msec TWT (Two-Way travel Time), around 15 m, providing hints on sediment's geometry and seismic facies. Such profiles, and their interpretation through a seismostratigraphical analysis, served three main purposes: 1) mapping the extent of the channel-bed covered by concrete and the variation of acoustic impedance along the channel; 2) identify short and long wavelength superficial deformations possibly generated by deep seismogenic structures, in comparison with co-seismic deformation pattern inferred by remote-sensing data; 3) analyze palaeorivers cutting across the Cavo, whose evolution could have been influenced by tectonic uplift of the buried tectonic structures.

Our seismostratigraphic interpretation will be subsequently verified through integration with geognostic cores, and available geomorphological maps so as to identify main lithologies intercepted.

Data collected along the Cavo Napoleonico constitute a first test to apply techniques and methods of Marine Geophysics to internal continental waters, and are preliminary to the execution of a multichannel reflection seismic survey that will help to define geometry and tectonic style of the structures deep beneath the epicenter of the Emilia 2012 earthquake. High-resolution seismic images already collected will be used to connect deep structures to the superficial deformations pattern. The interesting preliminary results obtained from some of the geological profiles turns us confident at expanding such investigative technique to the dense net of rivers and artificial channels that covers the region.