

STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI DETTAGLIO DELL'AREA DEL COMUNE DI MIRABELLO (FE) BASATA SULL'INTERPOLAZIONE TRIDIMENSIONALE DI DATI GEOLOGICI E GEOFISICI PUNTUALI

M. Stefani¹⁻³, L. Minarelli¹⁻³, A. Pavanati¹, S. Furin¹, G. Tarabusi²⁻⁴⁻⁵, S. Gamberi²

¹ Geotema Srl – Spin-off Università di Ferrara

² Studio di Geologia Tarabusi, Bologna

³ Dipartimento di Architettura, Università di Ferrara

⁴ Dipartimento di Fisica e Scienze della Terra, Università di Ferrara

⁵ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Roma 1

Introduzione. Nella fase immediatamente successiva alla sequenza sismica emiliana del maggio 2012, la Regione Emilia-Romagna, attraverso l'Ordinanza 70/2012, ha realizzato studi di microzonazione sismica nelle aree già urbanizzate, o indicate come suscettibili di urbanizzazione, dei 17 comuni dell'area epicentrale (Martelli *et al.*, 2013). Tra questi, il Comune di Mirabello (FE), a supporto del piano della ricostruzione, ha voluto commissionare uno studio di microzonazione sismica di maggior approfondimento, esteso a tutto il proprio territorio, elaborato secondo i più recenti criteri nazionali e regionali (Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, 2008 e DAL 112/2007).

Lo studio, illustrato nel presente contributo, si è proposto di integrare, approfondire ed estendere arealmente le valutazioni inizialmente operate dalla Regione Emilia-Romagna su ambiti insediativi ben delimitati, utilizzando gli stessi standard per gli elaborati dell'Ordinanza 70/2012 (Martelli *et al.*, 2013).

Come noto, l'area di studio, con estensione di circa 16 km² e appartenente alla porzione occidentale della Provincia di Ferrara, è stata interessata da diffusi fenomeni di liquefazione e dissesti gravitativi co-sismici, indotti dalle scosse del 20 maggio 2012 ed associati a gravi danni all'edificato recente e storico (Galli *et al.*, 2012; Facciorusso *et al.*, 2012). Analoghi ed estesi fenomeni di liquefazione avevano già interessato l'area ferrarese durante il terremoto del novembre 1570 (Guidoboni, 1984, 1987; Guidoboni *et al.*, 2007; Caputo *et al.*, 2012).

Collocazione geografica e contesto geologico. L'area indagata corrisponde al territorio comunale di Mirabello, posto nella parte sud-occidentale della Provincia di Ferrara, a ridosso della ex. Strada Statale 225 di "San Matteo della Decima" che collega Modena a Ferrara.

I significativi dislivelli topografici presenti sono legati a pronunciati dossi morfologici, corrispondenti a corpi di sabbie di canale fluviale. Questi dislivelli, come è risultato evidente da quanto osservato nel maggio 2012 (Papathanassiou *et al.*, 2012), giocano un ruolo importante nello sviluppo dei dissesti da liquefazione cosismica delle sabbie. Nel territorio studiato affiorano solamente sedimenti olocenici di piana alluvionale, depositi in epoca storica dal fiume Reno. Tutti i sedimenti più antichi sono infatti sepolti a causa degli elevati tassi di accumulo sedimentario e della marcata subsidenza; i primi dovuti agli abbondanti apporti solidi fluviali, la seconda legata alla compattazione della successione sedimentaria, oltre che all'attiva deformazione tettonica. L'area indagata corrisponde infatti ad una struttura sinclinalica quaternaria collocata immediatamente a sud della pronunciata anticlinale sepolta di Ferrara e del sovrascorrimento frontale appenninico, qui sviluppato a nord dell'attuale corso del fiume Po (Pieri e Groppi, 1981). Come noto, la sismicità dell'area è dovuta al campo di stress compressivi che induce movimenti inversi, o trascorrenti-inversi (DISS Working Group, 2010), responsabili delle importanti deformazioni dei corpi sedimentari quaternari, depositi dapprima in ambienti marini ed in seguito francamente continentali, che hanno prodotto una serie di superfici di discordanza, anche angolari.

Metodologie. Un problema ricorrente nella valutazione delle proprietà fisiche dei corpi sedimentari in ambito geologico consiste nell'estrapolazione volumetrica tridimensionale di misure puntuali o monodimensionali di sito. Tale questione si pone anche nella valutazione della risposta sismica locale, per la quale occorre utilizzare misure di sito al fine di interpretare la propagazione di onde attraverso volumi.

Il presente lavoro adotta un approccio multidisciplinare finalizzato alla definizione di un modello geologico-stratigrafico di dettaglio dei primi 30 metri di sottosuolo, in grado di fungere da solida base per gli studi di microzonazione sismica. Il modello è stato ottenuto estendendo l'interpretazione classica delle facies sedimentarie e delle geometrie deposizionali, restituita attraverso sezioni stratigrafiche (Fig. 1), con l'interpolazione statistica tridimensionale derivata dall'interezza dei dati geognostici e geofisici disponibili (Fig. 2).

La ricostruzione delle geometrie deposizionali si è basata innanzitutto su un'accurata interpretazione dei rapporti stratigrafici di superficie, mediante la realizzazione di una cartografia geologica che ha integrato indagini di terreno con tecniche di telerilevamento su dati multispettrali e multi temporali, come immagini satellitari ad alta risoluzione (visibile, infrarosso ecc.) o il dataset di punti quotati con tecniche di telemetria laser LIDAR (risoluzione ad un metro - volo AGEA 2008), che costituisce il modello altimetrico digitale più accurato per l'area di studio.

La ricostruzione del sottosuolo è stata realizzata partendo dalla raccolta ed organizzazione in ambiente ArcGIS di un'ampia banca dati geognostica, comprendente oltre 400 prove fra sondaggi stratigrafici, penetrometrie e stratigrafie di pozzo. Ai fini dello studio sono state inoltre realizzate: 10 prove penetrometriche con punta meccanica (CPT) spinte a 30 m, eseguite

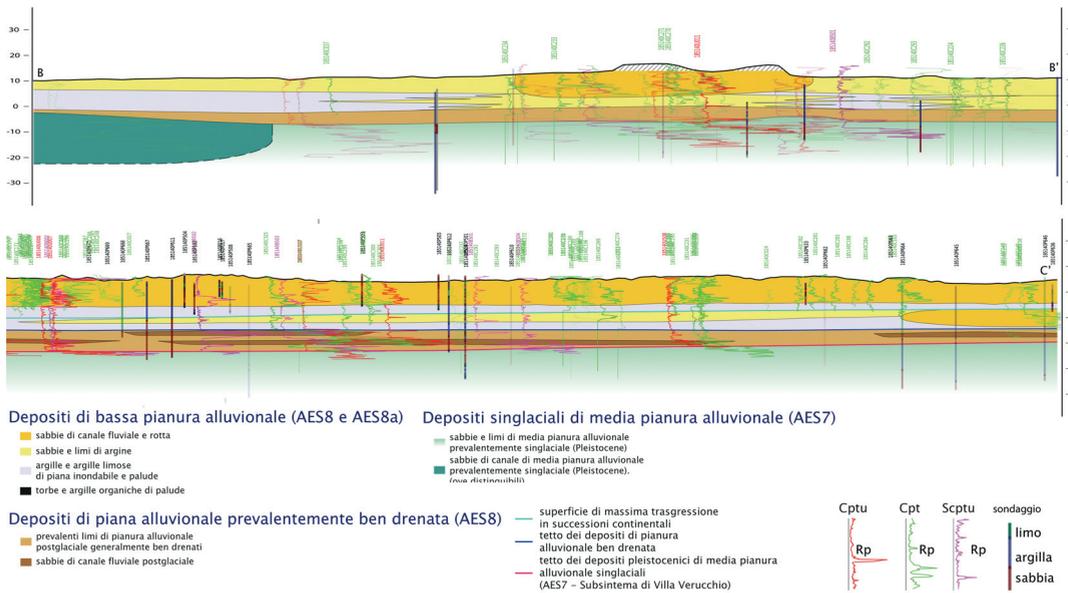


Fig. 1 – Sezioni geologiche superficiali che mostrano le principali caratteristiche stratigrafiche dell’area di studio. Realizzate mediante interpretazione classica delle facies sedimentarie e delle geometrie deposizionali, hanno contribuito alla definizione modello di geologico.

nelle zone rurali con assenza di dati pregressi; 10 prove penetrometriche con punta elettrica e piezocono (CPTU) spinte a 20 m, realizzate in quelle zone di ambito già interessate da microzonazione ma in cui erano disponibili dati di scarso dettaglio e 22 misure di microtremore a stazione singola (HVSr) finalizzate alla realizzazione di una carta delle frequenze naturali dei terreni a scala comunale. Per la ricostruzione, estensione e datazione dei corpi sabbiosi superficiali, si è inoltre attento a numerose fonti storiche quali manoscritti, testi a stampa e carte antiche, che descrivono nel dettaglio l’evoluzione delle dinamiche dei fiumi appenninici e del Po, dal basso Medioevo ad oggi.

Le prove penetrometriche e i carotaggi continui sono stati utilizzati per la ricostruzione del modello sedimentologico-stratigrafico tridimensionale dell’area. Per la realizzazione del modello si è proceduto identificando delle classi con caratteristiche granulometriche comparabili che al contempo potessero essere caratterizzate anche da un comportamento geomeccanico simile. A tal fine, tra le molte classificazioni disponibili, si è scelto di adottare quella derivata dai *Soil Behaviour Type* o SBT di Robertson *et al.* (1986). L’SBT si basa su un’analisi multivariata spuria tra due valori: la resistenza alla punta (q_c/pa) e il rapporto di attrito (Rf). Solamente nelle prove eseguite con piezocono, essendo noto il valore della pressione neutra, si è preferito introdurre nelle correlazioni i valori corretti per tale coefficiente. I due parametri dell’analisi multivariata sono stati restituiti su un diagramma bilogarithmico nel quale sono stati tracciati dei domini riconducibili alle specifiche composizioni dei terreni. Partendo da questa base di dati, per la ricostruzione tridimensionale dei corpi sepolti sono state utilizzate tecniche d’interpolazione tricubica (*natural splines*) in ambiente Matlab. Tale interpolazione consente una riduzione dell’errore massimo atteso, stimato mediante algoritmi di *bootstrapping* statistico, rispetto a interpolazioni computazionalmente meno impegnative come l’interpolazione lineare. Per compensare l’onere computazionale le operazioni d’interpolazione sono state ottimizzate mediante l’adozione di un algoritmo che ben si adatta alla distribuzione disomogenea nello spazio tridimensionale di analisi, denominato *tri-scattered interpolation*. Successivamente l’analisi si è concentrata sulla distribuzione tridimensionale dei corpi sedimentari le cui geometrie sono state inquadrate attraverso il riconoscimento di orizzonti stratigrafici, quali superfici regionali

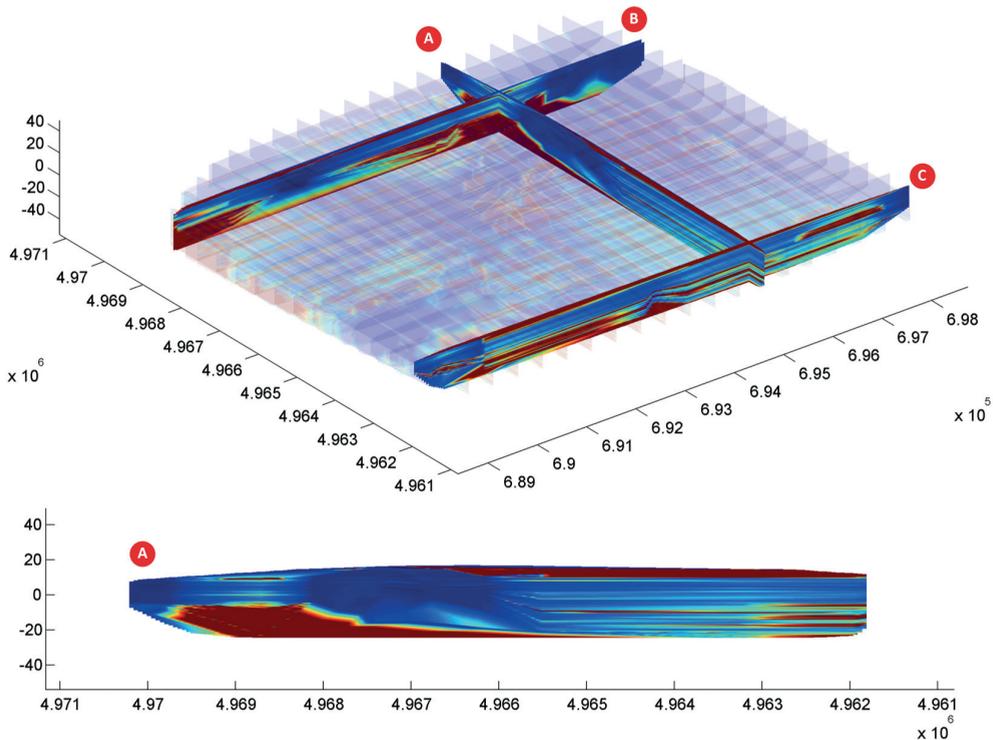


Fig. 1 – Sezioni litologiche derivate dal modello 3D. La sezione “A”, tagliando l’area da nord a sud, mostra le differenze stratigrafiche nella parte settentrionale del comune di Mirabello. La parte inferiore della area settentrionale mostra corpi di sabbia di grandi dimensioni prodotte dalla migrazione di canali singlaciali del fiume Po in ambienti di media pianura alluvionale. La parte meridionale del modello mostra una architettura stratigrafica completamente diversa, con lenti di sabbia più sottili interdigitate a corpi limo. Le strutture registrano la migrazione dei fiumi appenninici, come il fiume Reno, con superficie piana alluvionale centrale.

di discordanza, che corrispondono molto frequentemente a riflettori sismici. I risultati ottenuti sono stati restituiti graficamente come volumi e profili stratigrafici sintetici (Fig. 2) che hanno consentito, ad esempio, una più precisa definizione dell’estensione dei corpi liquefacibili, facilitando così l’elaborazione della cartografia di sintesi di microzonazione sismica.

Lo studio è stato infine integrato da una valutazione del potenziale di liquefazione, realizzata su tutte le 277 prove penetrometriche statiche disponibili, utilizzando gli stessi metodi e criteri adottati per le verifiche eseguite per l’Ordinanza 70/2012 della Regione Emilia-Romagna (Martelli *et al.*, 2013). Il calcolo del valore dell’indice di liquefazione è stato eseguito secondo il metodo proposto da Idriss e Boulanger (2008), che tra i diversi metodi semplificati, fornisce valori di I_L meglio compatibili con gli effetti osservati nel 2012, considerando, come parametri di elaborazione, la PGA risultante dagli studi di microzonazione sismica, la magnitudo massima attesa ($M_{w_{max}} = 6,14$ per la zona 912 di ZS9, Meletti e Valensise, 2004) come suggerito negli indirizzi di microzonazione sismica nazionali (Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, 2008) e la profondità della falda, variabile tra 1 e 3 m a seconda che il sito di verifica ricada in area di piana intercanale o di dosso. I valori puntuali di I_L sono stati poi raggruppati in classi, secondo Sonmez (2003), distinguendo tra siti a rischio di liquefazione basso ($0 < I_L \leq 2$), medio ($2 < I_L \leq 5$) ed elevato ($5 < I_L \leq 15$). Non sono mai stati ottenuti valori di $I_L \geq 15$ (rischio molto elevato) (Martelli *et al.*, 2013).

Come noto, tali metodi semplificati sono stati sviluppati sulla base di dati ottenuti da indagini penetrometriche con punta elettrica. Recenti esperienze e raffronti diretti dimostrano come l’applicazione di tali metodi a dati ottenuti da prove penetrometriche eseguite con punta

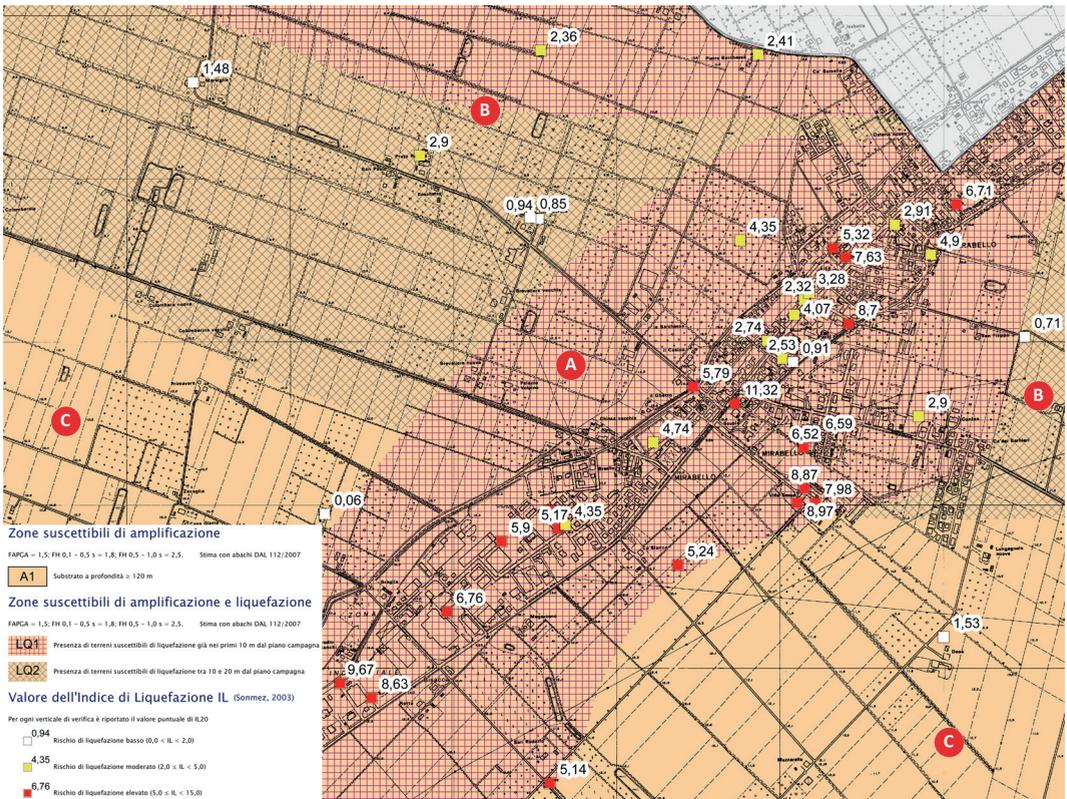


Fig. 3 – Carta dei fattori di amplificazione e del rischio di liquefazione. Sono rappresentate le aree a diversa pericolosità sismica in base alla propensione alla liquefazione (zona A – LQ₁, zona B – LQ₂, zona C – esente da rischio), i valori dell'indice di liquefazione calcolati su tutte le prove penetrometriche statiche a piezocono, oltre ai fattori di amplificazioni stimati per l'area di studio.

meccanica portino a risultati a volte sensibilmente differenti e in genere ad una sottostima del valore di I_L (Veronese e Romagnoli, 2014). Per tale ragione, pur avendo eseguito il calcolo sulle verticali di entrambi i tipi di prove, i risultati sono stati tenuti distinti, riportando nella cartografia finale i soli indici ottenuti da prove penetrometriche con punta elettrica (45), ritenuti maggiormente affidabili (Fig. 3).

Organizzazione stratigrafica ed evoluzione deposizionale.

1. La parte inferiore dei corpi indagati è costituita da sedimenti pleistocenici di media pianura alluvionale (Fig. 1), depositi durante fasi dell'ultima glaciazione quando il livello marino stazionava a quote inferiori di circa 120 m rispetto all'attuale (Trincardi *et al.*, 1994; Waelbroeck *et al.*, 2002). La parte settentrionale dell'area di studio è formata da estesi corpi di sabbie grossolane del Po a notevole trasmissività idraulica e con le più elevate velocità delle onde di taglio volumetriche, anche superiori ai 300 m/sec. Verso sud si passa ad alternanze di sabbie di provenienza appenninica e grossi volumi di limi continentali, con velocità (V_s) mediamente inferiori alle precedenti, comprese tra 200 e 250 m/sec. La profondità del tetto stratigrafico dei corpi sedimentari singlaciali aumenta verso sud, in direzione dell'asse della sinclinale attiva, a causa delle deformazioni indotte dalla subsidenza differenziale. Questa superficie di discordanza è associata ad una brusca riduzione della permeabilità e delle velocità delle onde sismiche, in modo particolarmente marcato nella parte settentrionale del territorio indagato.
2. I sedimenti post-glaciali presentano caratteri notevolmente diversi nella parte meridionale e settentrionale, nonostante la contenuta estensione in senso latitudinale dell'area. A sud

si sviluppa una spessa successione (anche oltre 10 m di spessore) di prevalenti limi continentali, con intercalazioni di sabbie e argille di provenienza appenninica (Fig. 1). Sono presenti importanti livelli di paleosuoli a concrezioni carbonatiche nei quali l'alterazione diagenetica influenza notevolmente i parametri geotecnici di resistenza alla punta e attrito laterale. In corrispondenza di tali orizzonti la valutazione litologica effettuata con i comuni programmi di calcolo è resa alquanto inaffidabile. Di norma, infatti, i principali algoritmi di calcolo non sono in grado di stimare correttamente molti degli effetti indotti dalle modificazioni diagenetiche. Le velocità sismiche tipiche di questa unità superano di poco i 200 m/s, con bruschi incrementi in corrispondenza dei livelli più maturi di paleosuolo. Nella parte settentrionale dell'area di studio, invece, che già risente della presenza del fianco meridionale dell'anticlinale di Ferrara, la successione limosa si assottiglia notevolmente a causa dei diffusi periodi di non deposizione e lacuna stratigrafica connessi al continuo sollevamento della struttura tettonica. Sulla discordanza stratigrafica si sovrappongono sedimenti di piana alluvionale, con influenze sia padane che appenniniche. Corpi di sabbie di meandro di Po possono saldarsi direttamente con contatto erosivo a quelle singlaciali.

3. Intorno a 5000 anni fa la trasgressione marina delle acque dell'Adriatico giunse al proprio culmine. L'area di Mirabello, come peraltro quella di Ferrara, non fu mai direttamente raggiunta dalle acque salmastre, ma le difficoltà di drenaggio del sistema idrografico, indotte dall'elevato livello eustatico, portarono allo sviluppo su scala regionale di amplissime paludi, in cui si depositavano fanghi argillosi organici e torbe assai continue lateralmente (Fig. 1). In termini di stratigrafia sequenziale, questo livello corrisponde alla superficie di massima trasgressione olocenica e rappresenta un'importante soglia a ridotta permeabilità e con i più bassi valori di velocità delle onde sismiche (V_s pari a circa 120 m/s), oltre che le minori densità.
4. I corpi sedimentari depositi negli ultimi 5000 anni possono essere ricostruiti con crescente dettaglio. Buona parte dell'attuale area di studio continuò ad essere interessata da diffuse paludi dolci, in cui fanghi di origine prevalentemente appenninica si depositavano dando origine a livelli che oggi presentano proprietà geofisiche e geotecniche simili a quelle appena descritte, tranne che nella parte superiore fortemente sovraconsolidata dal disseccamento subaereo. L'area fu però nel tempo attraversata da numerosi canali fluviali di origine appenninica, in primis il Reno, ma anche da Secchia, Panaro e altri fiumi minori provenienti dal bolognese. Questi fiumi hanno deposto importanti corpi allungati di sabbie, sabbie limose e limi di riempimento di canale, fiancheggiati da ampi corpi di argine naturale, limoso-sabbiosi. Particolarmente evidente è il corpo affiorante di sabbie deposte dal Reno (Fig. 1) in età molto recente, fra 1450 e 1750 circa, che forma il pronunciato dosso fluviale che innerva il territorio di Mirabello e su cui si è sviluppato l'abitato. Esso è affiancato da argini artificiali, eretti nel XVI secolo dagli Estensi e poi mantenuti ed accresciuti in più fasi dalla Legazione Pontificia di Bologna, fino alla giunzione con quella di Ferrara. Ai lati delle strutture arginali si sviluppano estesi corpi da rotta, come quello delle Pradine nella la porzione sudorientale dell'area comunale, ben noti e precisamente databili grazie le abbondanti fonti storiche, scritte e cartografiche. Il continuo accumulo sedimentario si interruppe solo alla fine del XVIII secolo, in seguito all'inalveamento artificiale del Reno a Sant'Agostino, verso Argenta, e alla costruzione di imponenti arginature fluviali ed opere di bonifica idraulica artificiale.

Suddivisioni areali e microzonazione sismica. Le misure di microtremore a stazione singola distribuite in maniera omogenea sull'intero territorio comunale hanno evidenziato una frequenza fondamentale dei terreni compresa tra 0,75 e 1 Hz, che ha permesso di confermare la presenza di un bedrock relativamente profondo (Martelli *et al.*, 2013). Le numerose misure dirette di $V_{s,30}$ disponibili (18 SCPTU, 7 MASW e 2 ESAC) hanno permesso di confermare che tale valore risulta inferiore a 225 m/s in tutto il territorio indagato. Profondità del bedrock e $V_{s,30}$

sono i parametri richiesti per utilizzare gli abachi regionali (DAL 112/2007) per la stima dei fattori di amplificazione, che per tutto il comune di Mirabello risultano gli stessi: $FA_{PGA} = 1,5$; $FA_{0,1-0,5S} = 1,8$; $FA_{0,5-1S} = 2,5$, confermando quanto già stabilito dallo studio precedente (Martelli *et al.*, 2013).

Il territorio di Mirabello può dunque essere suddiviso in tre distinte aree a diversa pericolosità sismica in base alla propensione alla liquefazione dei primi 20 metri di depositi, aree che chiaramente riflettono in modo fedele la distribuzione tridimensionale dei corpi sedimentari di origine fluviale.

- (A) La parte centrale, comprendente quasi tutto il centro abitato, corrisponde a sabbie e limi di riempimento del Reno, deposte fra 1450 e 1750 e sede di una sviluppata falda freatica non confinata, associati a significativi volumi di riporto antropico. Questa fascia mostra nel primo sottosuolo spessi corpi granulari saturi ad elevato indice di liquefazione (valori puntuali di I_L anche superiore ad 11) e ciò conferma l'attribuzione dell'area alla categoria LQ_1 (Fig. 3), cioè quella con depositi potenzialmente liquefacibili presenti nei primi 10 metri di profondità, già individuata dagli studi di microzonazione dell'Ordinanza 70/2012. I notevoli gradienti topografici, legati alla presenza del dosso fluviale ed ai riporti arginali antropici antichi, favoriscono l'insorgere di movimenti gravitativi di espansione laterale e franamento cosismici, come quelli verificatisi durante le scosse del 20 maggio 2012 e, in precedenza, nel 1570 (Caputo *et al.*, 2012). La fascia centrale, densamente abitata e attraversata dalla ex. Strada Statale 225 e dalla maggior parte delle infrastrutture, appare quindi la più problematica dal punto di vista del rischio da liquefazione. Questo rischio si riduce lateralmente nelle sabbie fini da rotta e tracimazione, dati gli spessori ridotti ed i minori gradienti topografici.
- (B) La parte settentrionale del territorio di Mirabello, confinante con il Comune di Vigarano Mainarda e Bondeno, e quella orientale, confinante con Poggio Renatico, non presenta importanti corpi di sabbie liquefacibili affioranti. Le indagini di sottosuolo hanno però rivelato la presenza di spessi corpi di sabbie fluviali sepolti, riferibili a canali di Po nella parte settentrionale più profonda, a cui localmente si sovrappongono canali di origine appenninica, verosimilmente attribuibili a Secchia, Panaro e Reno a nord-ovest, a Samoggia, Lavino ed altri nella parte orientale. La locale presenza di sabbie appenniniche più prossime alla superficie è responsabile dei moderati indici di liquefazione ottenuti in ristrette aree di questo settore ($2 \leq I_L \leq 5$) e della loro attribuzione alla categoria LQ_1 , definita dagli studi di microzonazione dell'Ordinanza 70/2012. Queste aree sono soggette ad un rischio di liquefazione comunque significativo, anche se meno evidente rispetto a quello dell'agglomerato urbano, confermato dalle eruzioni in superficie di sabbie profonde lungo la Via Correggese, in direzione di Finale Emilia, durante il sisma del 2012. La maggior parte del settore settentrionale, invece, in cui le sole sabbie del Po compaiono a profondità superiori ai 10 metri, è invece stata attribuita alla categoria LQ_2 (Fig. 3). I bassi indici di liquefazione ottenuti sulle verticali analizzate ($0 \leq I_L \leq 2$) dipendono sostanzialmente dalle diverse caratteristiche di assortimento, granulometria e addensamento delle sabbie padane rispetto a quelle appenniniche. La dettagliata ricostruzione geometrica di questi corpi sepolti è però assai più complessa e relativamente incerta rispetto ai corpi affioranti e pertanto tali aree richiedono maggiori attenzioni e approfondimenti di indagine in caso di interventi edilizi.
- (C) Le parti orientali e occidentali, topograficamente depresse, del territorio qui discusso non presentano significativi corpi di sabbie fluviali nei primi 15-20 m di sottosuolo, essendo caratterizzati dalla presenza di sedimenti argillosi coesivi, spesso organici, deposti in condizione di palude e depressione interalvea. Sabbie fluviali possono essere presenti solo a maggiore profondità, comunemente associate alle unità sedimentatesi durante l'ultima glaciazione. Il significativo carico litostatico impedisce però il manifestarsi di fenomeni di liquefazione in superficie. Queste aree possono essere quindi considerate

esenti da rischio di liquefazione cosismica (Fig. 3), ma risultano comunque affette da fenomeni di amplificazione del moto sismico in superficie, come sopra definito.

Correlazione fra distribuzione dell'insediamento antropico e potenziale di liquefazione.

Nella porzione di territorio che comprende l'area di studio esiste una forte correlazione fra la distribuzione degli insediamenti antropici e le zone a più elevato rischio di liquefazione. L'edificato storico, precedente il XX secolo, appare anzi insistere esclusivamente sulle zone con più elevato potenziale di liquefazione. Questa infelice correlazione non è casuale e interessa gran parte dei centri abitati e nuclei storici della bassa Pianura Padano-Veneta, in quanto i fattori che hanno controllato la nucleazione e lo sviluppo degli insediamenti sono gli stessi che hanno prodotto i corpi sabbiosi liquefacibili. In questi vasti territori di bassa pianura i limitati gradienti morfologici e gli alvei fluviali naturalmente pensili rendono lo scolo delle acque molto difficoltoso, particolarmente nelle aree più subsidenti. La diffusione storica di aree umide, paludi, stagni e lagune costiere ha, quindi, fortemente limitato le possibilità di sviluppo agricolo ed insediativo. Qui i corpi arginali e i dossi sabbiosi di paleoalveo costituivano le sole strutture stabilmente emerse e drenate, percorribili anche nei periodi più umidi. La natura continua degli alvei fluviali consentiva il tracciamento di percorsi e strade, mentre gli alvei attivi hanno rappresentato, storicamente, importanti vie di trasporto fluviale. La presenza di falda libera all'interno dei corpi acquiferi freatici consentiva l'approvvigionamento idrico attraverso pozzi superficiali, fornendo al contempo acqua agli apparati radicali delle piante coltivate anche nei periodi siccitosi. La combinazione di questi fattori ha fatto sì che i centri antichi si nucleassero nella quasi totalità dei casi su corpi sabbiosi di alveo fluviale. A seguito delle diffuse bonifiche idrauliche e allo sviluppo economico e tecnologico in epoca più recente, questi condizionamenti territoriali si sono fortemente ridotti, anche se la correlazione fra zone sabbiose liquefacibili e insediamento permane. Infatti le zone morfologicamente depresse con sedimenti fangoso-torbosi presentano scarse caratteristiche geotecniche e gli insediamenti moderni tendono a svilupparsi intorno ai centri preesistenti e buona parte della rete stradale attuale ripercorre percorsi storici su corpi di paleoalveo.

Riconoscimenti. Si ringrazia il Sindaco di Mirabello, Angela Poltronieri, per avere concretamente dimostrato di credere che studi di microzonazione sismica di dettaglio siano un valido strumento per orientare le scelte di pianificazione territoriale.

Bibliografia

- Caputo, R., Iordanidou, K., Minarelli, L., Papanthassiou, G., Poli, M. E., Rapti-Caputo, D., Sboras, S., Stefani, M., and Zanferrari, A.; 2012: *Geological evidence of pre-2012 seismic events, EmiliaRomagna, Italy. Annals of Geophysics, "The Emilia (northern Italy) seismic sequence of May-June, 2012: preliminary data and results"* edited by: Anzidei, M., Maramai, A., and Montone, P., **55**, 743-749. doi: 10.4401/ag-6147
- Delibera dell'Assemblea Legislativa progr. n°112 - oggetto n°3121 del 2 maggio 2007: *Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, c. 1, della L. R. 20/2000 per "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica"*, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna, **64** del 17/5/2007.
- Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica.* ; 3 vol. e 1 DVD.
- 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; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.1.1
- Facciorusso J., Madiati C., Vannucchi G.; 2012: *Rapporto sulla risposta sismica locale e pericolosità di liquefazione a S. Carlo e Mirabello.* 3 ottobre 2012. <http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro>
- Galli P., Castenetto S., Peronace E.; 2012: *Terremoti dell'Emilia - Maggio 2012. Rilievo macrosismico mcs speditivo. Rapporto finale 15 Giugno 2012.* Dipartimento della Protezione Civile <http://www.protezionecivile.gov.it/resources/cms/documents/TerremotoEmiliaMCS.pdf>
- Guidoboni E.; 1984: *Riti di calamità: terremoti a Ferrara nel 1570-74, in Calamità Paure Risposte*, numero mon. di "Quaderni Storici" a cura di A. Caracciolo e G.Calvi, **55**, 107-135.
- Guidoboni E.; 1987: *I terremoti del territorio ferrarese*, in Storia di Ferrara, a cura di F. Bocchi, AIEP, **40**, 625-640.

- Guidoboni, E., Ferrari, G., Mariotti, D., Comastri, A., Tarabusi, G., Valensise, G.; 2007: CFTI4Med, *Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and the Mediterranean Area (760 B.C.-1500)*, INGV-SGA; <http://storing.ingv.it/cfti4med/>.
- Idriss, I.M., Boulanger, R.W.; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes*. Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.
- Martelli L., Calabrese L., Ercolessi G., Severi P., Romani M., Tarabusi G., Pileggi D., Rosselli S., Minarelli L., Pergalani F., Compagnoni M., Vannucchi G., Madiari C., Facciorusso J., Fioravante V., Giretti D., Mucciarelli M., Priolo E., Laurenzano G., Brammerini F., Speranza E., Conte C., Di Salvo G., Giuffrè M., Zuppiroli M., Guidi F., Vona V., Manicardi A., Mengoli B., Ugoletti C., Ricci L.; 2013: *Microzonazione Sismica Dell'area Epicentrale Del Terremoto Della Pianura Emiliana Del 2012 (Ord. 70/2012)*. Atti 32° Convegno Nazionale Gngts, Trieste. Isbn: 978-88-902101-7-4.
- Meletti C. e Valensise G. (a cura di); 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9 - App.2 al Rapporto conclusivo. Gruppo di lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 3274/2003)*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.
- Papathanassiou G., Caputo R., Rapti-Caputo D.; 2012: *Liquefaction phenomena along the paleo-Reno River caused by the May 20, 2012, Emilia (northern Italy) earthquake*. *Ann. Geophysics*, **55**, 735-742. doi: 10.4401/ag-6147
- Pieri, M., Groppi G.; 1981: *Subsurface geological structure of the Po Plain*, CNR, P.F. Geodin., **414**, 278-286.
- Robertson, P.K., Campanella, R.G., Gillespie, D. & Rice, A.; 1986: *Seismic CPT to Measure In-situ Shear Wave Velocity*, *Journal of Geotechnical Engineering, ASCE*, **112(8)**, 791-803.
- Sonmez H.; 2003: *Modification to the liquefaction potential index and liquefaction susceptibility mapping for a liquefaction-prone area (Inegol-Turkey)*. *Environ Geology* **44(7)**, 862-871.
- Trincardi F., Correggiari A., Roveri M.; 1994: *Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: The Adriatic Semienclosed Basin*. *Geo-Marine Letters*, **14**, 41-51.
- Veronese T., Romagnoli M.; 2014 in stampa: "Considerazioni sulla valutazione del rischio di liquefazione indotta da sisma, sui terreni della bassa pianura padana. Il Geologo dell'Emilia-Romagna.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M.; 2002: *Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records*. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 295-305.