GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA
DELLA TERRA SOLIDA



Atti del 34° Convegno Nazionale

Trieste, 17-19 novembre 2015
Palazzo dei Congressi
della Stazione Marittima

Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE

GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

34° convegno nazionale

Trieste

17-19 novembre 2015
Stazione Marittima

ATTI
Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE

GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA

34° Convegno Nazionale
Atti - Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio

Comitato organizzatore

D. Slejko
D. Albarello
A. Argnani
F. Bianco
G. Caielli
G. Cassiani
A. Del Ben
D. Di Bucci
M. Dolce
E. Eva
G. Florio
P. Galli
L. Martelli
P. Mazzucchelli
G. Naso
R. Nicolich
F. Pacor
R. Petrini
L. Sambuelli

ISBN: 978-88-940442-6-3 questo volume
ISBN: 978-88-940442-4-9 collezione completa

A cura di: D. Slejko, A. Riggio, A. Rebez, D. Albarello, D. Di Bucci, M. Dolce, L. Martelli, G. Naso, F. Pacor

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

Copertina: M. Sedmach

Impaginazione e stampa:
Lugliоprint, Trieste

Finito di stampare nel mese di novembre 2015

Ancora a Trieste. Perché l'OGS è di casa, perché la città ospita un palazzo dei congressi bello e adeguato alle necessità, ma anche, o soprattutto, perché Trieste è risultata gradita nel passato ai partecipanti.

Come ben si sa il Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS) ufficialmente non esiste dal 2000, anno in cui il Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) ha deciso di chiudere i suoi Organi. Da allora il GNGTS esiste nella misura in cui i ricercatori hanno creduto, e credono, che esista: si potrebbe dire che il GNGTS è la materializzazione del desiderio dei ricercatori di incontrarsi una volta all'anno e raccontarsi cosa hanno fatto e soprattutto cosa stanno sviluppando. Niente "messa cantata", dunque, ma snella presentazione dei "lavori in corso". Nelle intenzioni di chi coordina il GNGTS, per dar spazio soprattutto ai giovani di "presentarsi in società" e fare il "battesimo del fuoco". Recentemente la partecipazione dei giovani sembra un po' diminuita, probabilmente perché sempre meno giovani trovano posto negli atenei e negli istituti di ricerca e anche perché i fondi sono sempre più risicati e pure trasferte vicine gravano sui bilanci. Oppure, come qualcuno mi ha segnalato recentemente, perché il convegno si è spostato anche su temi di carattere normativo e applicativo coinvolgendo professionisti ed amministratori e perdendo, forse, un po' della sua verginità scientifica.

Il GNGTS, dicevo, non esiste ufficialmente e, dopo esser sopravvissuto 15 anni in questa "terra di mezzo" è giunta l'ora di strutturarlo. Per questo è in fase di realizzazione un accordo fra enti per garantire in futuro l'esistenza di questa realtà, finchè se ne sentirà l'utilità.

L'ubicazione relativamente decentrata di Trieste e il ripetersi per la quinta volta del convegno in questa sede non dovrebbero favorire l'affluenza dei ricercatori, considerando anche i fondi sempre limitati destinati alla ricerca che condizionano da anni la partecipazione, specialmente dei più giovani. I presupposti per una buona riuscita del convegno, comunque, ci sono, visto l'alto numero di note ricevute per la presentazione e il numero di pre-iscritti che un mese prima del convegno sfiora le 200 unità.

La strutturazione del convegno su 3 temi, proposta negli ultimi anni, é stata mantenuta: ci sembra rispecchi le principali discipline geofisiche e risulta di semplice organizzazione. Pertanto anche quest'anno le presentazioni sono state suddivise nei tre temi generali: Geodinamica, Caratterizzazione Sismica del Territorio e Geofisica Applicata, che sintetizzano i grandi filoni lungo i quali si articola la ricerca geofisica italiana. Ogni tema, poi, si sviluppa in tre sessioni specifiche con apertura sia alla componente geologica che a quella ingegneristica. È doveroso segnalare l'interesse che l'argomento sismologico riveste da alcuni anni e che si manifesta in maniera decisa con l'elevato numero di relative presentazioni che spaziano dall'individuazione di faglie potenzialmente attive e lo studio di particolari terremoti alle stime di pericolosità sismica e di risposta locale per giungere alle ricadute in termini normativi atti a salvaguardare la sicurezza di persone e cose nel caso di terremoto.

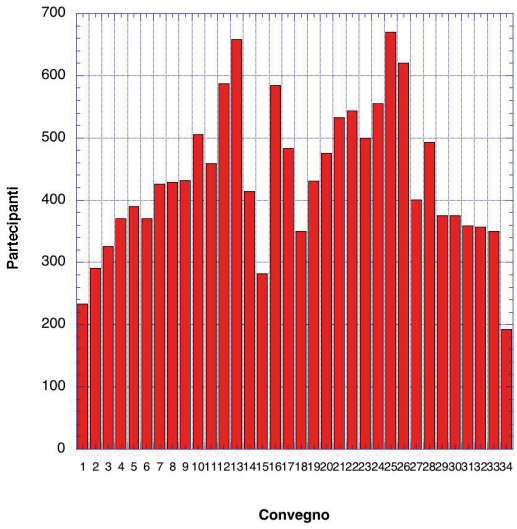


Fig. 1 – Numero di partecipanti ai convegni GNGTS. Il primo convegno si è tenuto nel 1981 e, in seguito, ha avuto cadenza annuale con l'eccezione del 1982. Il numero dei partecipanti all'ultimo convegno è aggiornato ad un mese prima dell'inizio del convegno stesso.

Anche quest'anno è stata fatta la scelta di raccogliere note estese (ma non troppo) a

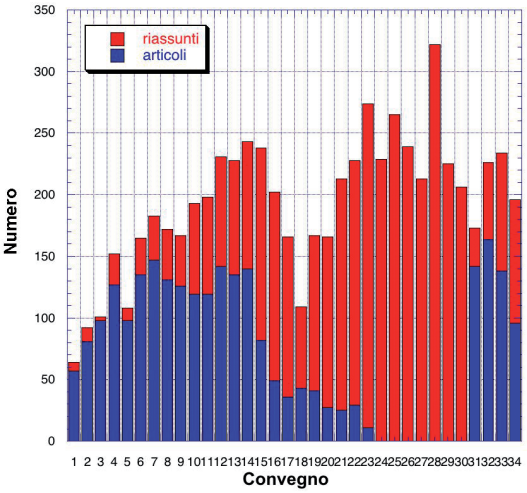


Fig. 2 – Numero di note presentate nei convegni GNGTS. Fino al 2004 è stato pubblicato il volume (dal 1997 sotto forma di CD-Rom) degli atti del convegno contenente in forma estesa le note presentate (barre rosse). In seguito, si è deciso di pubblicare soltanto il volume dei riassunti estesi (barre blu).

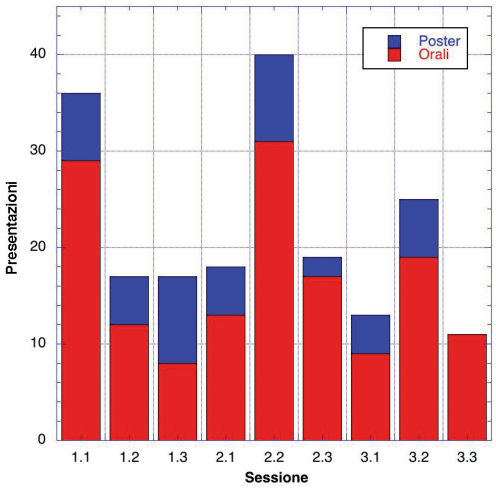


Fig. 3 – Numero di note presentate nelle varie sessioni del 34° convegno. Vengono indicate le comunicazioni orali con il colore rosso e quelle in forma di poster con il colore blu.

formare gli atti del convegno. Ricordiamo che questa scelta è stata dettata dalla necessità di produrre un volume utilizzabile per la valutazione ufficiale dell'attività scientifica dei ricercatori e degli enti. Il presente volume raccoglie ben 96 note, delle 195 che verranno presentate al convegno. Si tratta di una percentuale (49%) decisamente più bassa di quella degli anni passati, che deve far riflettere. La produzione di atti di rilevanza scientifica ha determinato la necessità di avviare un processo di referaggio di tutti i testi. I convenor se ne sono fatti carico e, pertanto, risultano responsabili della qualità del materiale presentato. La notevole mole di materiale da stampare ha fatto confermare la scelta di suddividere gli atti in tre volumi, ciascuno dei quali raccoglie le note relative ad uno dei tre temi. Molte note (64) sono in lingua inglese: ciò permette una diffusione del presente volume anche all'estero. Delle 196 note in programma, ben 149 sono destinate alla presentazione orale.

Anche quest'anno alcune sessioni del convegno GNGTS (quelle di Geofisica Applicata) sono state organizzate in collaborazione con la Sezione Italiana EAGE-SEG, che realizza così il suo 15° Convegno Nazionale.

Una segnalazione degna di nota va all'Associazione Geofisica Licio Cernobori, che ha scelto anche quest'anno il convegno GNGTS quale sede per l'attribuzione del premio in memoria di un caro collega ed amico prematuramente scomparso anni or sono.

Un ringraziamento particolare va ai convenor (Dario Albarello, Andrea Argnani, Francesca Bianco, Grazia Caielli, Giorgio Cassiani, Anna Del Ben, Daniela Di Bucci, Mauro Dolce, Elena Eva, Giovanni Florio, Paolo Galli, Luca Martelli, Paolo Mazzucchelli, Giuseppe Naso, Rinaldo Nicolich, Francesca Pacor, Riccardo Petrini e Luigi Sambuelli), che hanno proposto e organizzato le varie sessioni e hanno curato il referaggio dei testi, ed alla Segreteria Organizzativa (Anna Riggio, Alessandro Rebez, Paolo Giurco e Muzio Bobbio), che ha raccolto e preparato tutto il materiale qui stampato. Desideriamo ringraziare, infine e soprattutto, il Presidente dell'OGS, che ha accolto ancora una volta con entusiasmo e con generosità l'idea di finanziare il convegno GNGTS, nonostante le difficoltà economiche con cui tutti gli enti di ricerca devono scontrarsi, e Codevintec Italiana S.r.l. e Misure Meccaniche S.r.l., nostri sponsor i questo convegno.

Dario Slejko

"...cerco qualcosa: un briciolo di conoscenza in questo nostro piccolo grande pianeta. E in me stesso..." L. C. 1989.

PREMIO DELL'ASSOCIAZIONE PER LA GEOFISICA "LICIO CERNOBORI" - 2015

L'Associazione per la Geofisica Licio Cernobori - AGLC, nata il 30 ottobre del 2000 per ricordare Licio Cernobori, geofisico prematuramente scomparso, ed il suo entusiasmo contagioso, ha come fine la promozione degli studi geofisici, e soprattutto la formazione scientifica e la crescita dei più giovani.

Tale fine è stato perseguito attraverso l'elargizione di un premio di studio presso l'Università di Trieste, aperto anche a laureandi/laureati in Geofisica Applicata di altre università o strutture scientifiche coinvolte in progetti comuni con l'Ateneo di Trieste. Si ricordano i vincitori degli anni passati Giulio Paoli (2001), Sara Cisilin (2002), Marica Calabrese (2003), Manfredi Scozzi (2004), Ivan Gladich (2006), Manuela Zuliani (2006), Andreika Starec (2008), Sara Ferrante (2009).

Oltre all'attività didattica/divulgativa che i componenti dell'Associazione svolgono in diverse occasioni, sono stati finanziati negli anni diversi convegni, scuole, progetti, iniziative, in Italia e all'estero:

- Copie degli Atti del Convegno TRANSALP (Trieste, febbraio 2003) per le biblioteche universitarie;
- Agevolazioni per gli studenti al Congresso: STRUCTURES IN THE CONTINENTAL CRUST AND GEOTHERMAL RESOURCES (Siena, 24-27 September 2003);
- Sovvenzione di uno studente, Alberto Gaudio dell'università di Urbino, per la Scuola di Processing dati sismici marini (Trieste, ottobre 2004);
- Agevolazioni per studenti del terzo mondo alla partecipazione del Workshop IRIS-Orfeus "Understanding and managing information from seismological networks" (Palmanova (UD) 28 febbraio – 6 marzo 2005);
- Finanziamento di € 400 Euro ad Andrejka Starec (2006), allora studentessa, per garantirle un altro mese presso il TNO (Paesi Bassi) a conclusione della sua borsa e consentirle la conclusione della tesi sullo stoccaggio geologico della CO_2, con la guida di Pascal Winthaegen e del chiar.mo Prof. Rinaldo Nicolich dell'Università di Trieste.
- Finanziamento annuale di € 400 per la partecipazione di un insegnante ai seminari GIFT per gli insegnanti delle scuole elementari e secondarie nell'ambito del convegno dell'European Geosciences Union - Geophysical Information for Teachers (GIFT): Giovanni Banchelli (2007), Pier Paolo Caputo (2008), Giovanni Aglialoro (2009), Francesco Gobbo (2010), Giulia Realdon (2011), Eva Godini (2012), Maria Barbera (2013).

Nell'occasione del decennale (2010) si è istituito un premio per i giovani relatori al Congresso annuale GNGTS, ripetuto nel 2011. Nel 2010 il premio di 2000,00 € è andato alla dottoressa Marina Pastori, per il lavoro *"Crustal fracturing field and presence of fluid as revealed by seismic anisotropy: case-histories from seismogenic areas in the Apennines"*, selezionato tra 40 lavori e 8 finalisti, nel 2011 al dott. Edoardo Peronace, per il lavoro *"Shallow geophysical imaging of the mt. Marzano fault zone; a kaleidoscopic view through ERT, GPR and HVSR analyses"*, selezionato tra 38 lavori e 13 finalisti.

Dal 2012 il premio è stato suddiviso tre premi di 700,00 €, uno per ciascuno dei Temi del convegno: *Geodinamica, Caratterizzazione sismica del territorio e Geofisica applicata*. I vincitori sono stati: Lorenzo Bonini, per il lavoro: *"Comprendere la gerarchia delle faglie attive per migliorare la caratterizzazione sismica del territorio: l'esempio del terremoto di L'Aquila del 2009 (Mw 6.3)"*, Rocco Ditommaso, per il lavoro *"Risposta sismica delle strutture: dalla non stazionarietà alla non linearità apparente"*, Gianluca Fiandaca, per il lavoro *"Time domain induced polarization: 2D inversion for spectral information"*, selezionati tra 31 lavori presentati.

Nel 2013 i vincitori sono stati: Giuseppe Pezzo, per il lavoro *"Fault activity measurements from InSAR space geodesy: the fundamental role of geological constraints for correct data interpretation and analytical fault modeling"*, Giovanni Rinaldin, per il lavoro *"Effectiveness of the N2 Method for the seismic analysis of structures with different hysteretic behaviour"* e Daniele Sampietro, per il lavoro *"Il modello GEMMA: realizzazione, validazione e distribuzione"*, selezionati su 28 candidati.

Nel 2014 i vincitori sono stati: Daniele Cheloni, per il lavoro *"Interseismic coupling along the southern front of the Eastern Alps and implications for seismic hazard assessment in N-E Italy"*, Chiara Bedon, per il lavoro *"Structural monitoring and seismic analysis of a base-isolated bridge in Dogna"* e Jacopo Boaga per il lavoro *"L-shaped array refractions microtremors (LeMi)"*, selezionati su 18 candidati.

Quest'anno i lavori presentati sono 11. Purtroppo si è registrato un generale calo nelle domande, in particolare per il tema 1 che per il tema 2, sulle cui cause ci stiamo interrogando ed invitiamo tutta la comunità scientifica a riflettere ed a suggerire possibili rimedi e strategie. I riassunti e le presentazioni preliminari sono attualmente all'esame delle tre commissioni, che stanno lavorando per scegliere i vincitori, che verranno annunciati e premiati nel corso dell'Assemblea del Convegno (18 novembre 2015).

Per altre informazioni, per diventare socio e contribuire a continuare e migliorare le iniziative dell'Associazione per la Geofisica Licio Cernobori –AGLC, scrivere a cernobor@units.it.

Roberto Cassinis (31/10/1921-22/8/2015)



Lo scorso agosto è mancato Roberto Cassinis, classe 1921, insigne scienziato della Geofisica italiana. La sua carriera è stata contrassegnata dalla partecipazione ad importanti progetti e decisioni che hanno trasformato la Geofisica, soprattutto quella di prospezione, attribuendole lustro anche a livello internazionale.

Roberto, professore di Geofisica Mineraria all'Università di Palermo (1964-1968), poi ordinario di Fisica Terrestre all'Università degli Studi di Milano (dal 1968 al pensionamento, nel 1997), è stato direttore dell'Istituto di Geofisica della Litosfera del C.N.R. e direttore della Scuola Internazionale di Geofisica di Erice. Ha effettuato numerose campagne di prospezione geofisica finalizzate sia alla ricerca di giacimenti di idrocarburi, sia di giacimenti di minerali solidi. Ha anche svolto studi geofisici per accertare la fattibilità di grandi opere civili, fra cui il ponte sullo Stretto di Messina. È stato autore di numerose pubblicazioni scientifiche, libri e dispense su cui molti studenti e colleghi hanno avuto modo di imparare ed apprezzare le tecniche di studio dell'interno del nostro pianeta.

Anche dopo il pensionamento si è occupato, in maniera discreta come nel suo carattere, del tutorato di giovani laureandi o laureati che si avvicinavano al mondo del lavoro. Ha altresì continuato a collaborare alla stesura di pubblicazioni scientifiche con colleghi a cui raccontava dei "bei tempi" in cui i progetti erano degni di tale nome e di quante difficoltà vi fossero nel trattare ingenti quantità di dati con i limitati mezzi informatici dell'epoca. Uno dei suoi grandi rammarichi era proprio la convinzione che "se fosse nato dopo", come diceva lui, gli stessi dati avrebbero rappresentato una fonte inesauribile di informazioni grazie alla possibilità di acquisirli e sfruttarli in maniera adeguata. Per questo usava ogni mezzo a sua disposizione, dalla disponibilità a collaborare in progetti fino alla condivisione di testi ed informazioni personali, per conservare la memoria di quei *database* e divulgarli per consentire anche ad altri di poterne usufruire.

Sulla scorta di una carriera brillante, sarebbe dunque semplice descrivere lo scienziato Roberto Cassinis elencando i titoli, le conquiste di carriera e le responsabilità scientifiche per inquadrarne la capacità, l'importanza ed il ruolo di rilievo nel suo campo di studio. Ma chi lo ha conosciuto sa anche che era un uomo molto aperto, affatto presuntuoso, sempre disponibile alla discussione, un fine osservatore della società in generale e non solo di quella scientifica, un grande appassionato della Scienza, una persona sempre alla ricerca di risposte nello stile proprio di un vero ricercatore. Ed è così che lo vogliamo ricordare, quando a più di ottanta anni, ancora lucidissimo, apriva con cura il suo computer e snocciolava dati e teorie chiedendo scusa di averci dovuto meditare un po' su, giustificando con l'età avanzata l'onestà intellettuale di chi vuole capire prima di esporre una idea; accettando critiche e commenti come chi sa che la Scienza è confronto; insomma come uno della "vecchia scuola", quella in cui le persone contavano più delle cariche o delle pubblicazioni.

Claudio Eva e Stefano Solarino

Fabio Meloni (18/11/1957-29/8/2015)



Quest'estate, sul mare d'agosto, ancora più tragica e inaspettata ci ha raggiunto la notizia che Fabio se n'era andato. Inaspettata perché chi a conoscenza della sua malattia ne era stato da lui stesso rassicurato sugli sviluppi e sulle prospettive.

Fabio era nato a Sant'Angelo Romano nel 1957, laureandosi alla Sapienza di Roma nel 1983 con uno "Studio di macrosismica e sismotettonica nell'alto Lazio e nell'Abruzzo settentrionale". E gli studi sulla sismicità storica sono sempre rimasti il suo maggiore interesse scientifico e una passione che ha perseguito anche quando, entrato in Regione Lazio, di tutt'altre incombenze ha dovuto occuparsi.

I suoi primi lavori su questo argomento datano dalla metà degli anni Ottanta fino a tutti gli anni Novanta quando, con l'ENEA e l'ISMES prima e col CNR-GNDT poi, ha compiuto numerose ricerche sulla sismicità storica non solo del Lazio, ma di numerose parti d'Italia, ivi comprese quelle sugli indizi delle liquefazioni avvenute in occasione dei terremoti storici, producendo decine e decine di rapporti tecnici. Già a partire dal 1985 Fabio ha presentato in anteprima le sue ricerche proprio qui, al GNGTS, che lo ha visto partecipe per oltre 25 anni, sino al Convegno del 2011.

Dopo essere stato responsabile della segreteria tecnica del GNDT fino a tutto il 1998, Fabio transitò in Regione Lazio, nell'ex Ufficio Geologico, dove i colleghi lo ricordano per la sua impostazione rigorosamente scientifica anche nei confronti del disbrigo delle pratiche di carattere più amministrativo o burocratico.

Di fatto, Fabio ha sempre nutrito una forte curiosità scientifica verso tutte le materie relative alle Scienze della Terra, appassionandosi negli ultimi anni anche al fenomeno dei sinkhole nel Lazio che lo ha visto estensore di un catalogo regionale unificato degli stessi. Il medesimo rigore e approfondimento lo metteva in tutti i lavori in cui si cimentava, anche quelli relativi alla libera professione che aveva praticato nella sua zona di residenza agli inizi della sua carriera. Da questo punto di vista viveva con entusiasmo il suo lavoro, affrontando con tenacia, con grande capacità di analisi, ma anche con una proverbiale serenità e sicurezza tutti gli imprevisti e le novità che gli si prospettavano, contagiando e rassicurando chi gli stava accanto. I colleghi della Regione Lazio lo ricordano immerso nelle sue carte fino a tardi, quando le guardie giurate lo invitavano a tornarsene a casa. Ricordiamo Fabio per la sua innata disponibilità e correttezza verso tutti noi, per la sua flemma, la calma con la quale non riusciva a mandarci in bestia nemmeno quando invece di concludere, rimetteva in discussione tutto il lavoro fatto fino a quel momento.

Paolo Galli e Antonio Rossi

Indice

Lectio Magistralis XIII

IL TERREMOTO DEL FRIULI: CONSIDERAZIONI SU UN EVENTO SINGOLARE
M. Riuscetti XV

Tema 2 - Caratterizzazione sismica del territorio 1

sessione 2.1 - Pericolosità sismica di lungo, medio e breve termine 3

TOWARDS A NEW GENERATION OF SEISMIC HAZARD MAPS FOR THE VOLCANIC REGION OF MT. ETNA
R. Azzaro, G. Barberi, O. Cocina, S. D'Amico, R. Gee, H. Langer, S. Lombardo,
M.G. Ordaz-Schroeder, B. Pace, F. Panzera, L. Peruzza, A. Saraò, M.L. Suarez, G. Tusa, T. Tuvè 5

PROBABILITY OF EARTHQUAKE OCCURRENCE FROM ELECTRIC ANOMALIES RECORDED BY CIEN
C. Fidani 11

THE LAST S2 DPC-INGV PROJECT
L. Peruzza, F. Pacor, A. Goretti (coord.) 15

DEFORMATION TRANSIENT ANALYSIS IN LONG TERM INSAR AND GPS TIME SERIES BY MEANS
OF THE PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS (PCA): RESULTS FROM DPC-INGV S3 PROJECT
G. Pezzo, C. Tolomei, E. Serpelloni, A. Gualandi, S. Salvi, J.P. Merryman Boncori, A. Lugari 22

MONITORING OF DEEP SEATED UNDERGROUND FLUIDS WITHIN THE FRAME
OF THE DPC-INGV S3 PROJECT (2ND YEAR)
G. Martinelli, P. Bonfanti, A. Dadomo, F. Gentile, F. Gherardi, F. Italiano, L. Pierotti, A. Riggio, M. Santulin, A. Tamaro 30

RADON TIME SERIES IN DIFFERENT SITE: FURTHER INSIGHTS
A. Riggio, A.Tamaro, M.Santulin, F. Gentile. 35

sessione 2.2 - Effetti di sito e microzonazione sismica 43

NUOVA METODOLOGIA PER UNA SELEZIONE FREQUENZA ORIENTATA
DI ACCELEROGRAMMI NATURALI E SIMULATI
G. Acunzo, N. Fiorini, F. Mori, G. Naso, F. Sabetta 45

ZONE DI AMPLIFICAZIONE NELLE CARTE DI MS: PROPOSTE DI UTILIZZO PER IL GOVERNO DEL TERRITORIO
F. Bramerini, S. Castenetto, G. Naso 53

COMBINAZIONE DI DIVERSE TECNICHE GEOFISICHE DI SUPERFICIE FINALIZZATE ALLA INDIVIDUAZIONE
DELLA SISMO-STRATIGRAFIA PER LA MICROZONAZIONE
M. Compagnoni, S. Munda, F. Pergalani 62

VALUTAZIONE DELLE FRANE SISMOINDOTTE PER LA MICROZONAZIONE
M. Compagnoni, F. Pergalani 68

OPTIMIZATION OF ANALYSIS OF AMBIENT NOISE INSTANTANEOUS
POLARIZATION FOR SITE RESPONSE INVESTIGATION
V. Del Gaudio 75

QUATERNARY SEDIMENTARY COVER THICKNESS VERSUS
SEISMIC NOISE RESONANCE FREQUENCY IN WESTERN L'AQUILA PLAIN
F. Del Monaco, F. Durante, L. Macerola, M. Tallini 81

2-D MODELING OF TOPOGRAPHIC EFFECTS USING THREE BASIC GEOMETRIES AND THE SPECTRAL-ELEMENT METHOD
G. Di Giulio 86

LA MICROZONAZIONE SISMICA NEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)
V. D'Intinosante, GDL-Fivizzano 93

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE DEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)
V. D'Intinosante, GDL-Fivizzano 101

APPLICABILITÀ DEGLI ABACHI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 2
Gruppo di Lavoro "Abachi" 109

CALCOLO DELLA CURVA DI DISPERSIONE CON UN MODELLO DEL CAMPO COMPLETO DELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI BASATO SU UNA DISTRIBUZIONE DI SORGENTI SUPERFICIALI SPAZIALMENTE CORRELATE
E. Lunedei, D. Albarello. 113

SITE CHARACTERIZATION IN ITACA DATABASE
L. Luzi, C. Felicetta, R. Puglia, E. Russo, F. Pacor, M. D'Amico, G. Lanzano and Working Group 2014 INGV-DPC Project S2-Task2 122

STUDIO PRELIMINARE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE PRESSO IL SITO DI CASTELLEONE (CR): ANALISI DEL RUMORE SISMICO AMBIENTALE TRAMITE CONFIGURAZIONI AD ARRAY E SINGOLA STAZIONE
C. Mascandola, S. Lovati, M. Santulin, E. D'Alema, S. Barani, R. De Ferrari, M. Massa 129

NISBAS – THE NETWORK OF ITALIAN SURFACE-BOREHOLE ACCELEROMETERS AND SEISMOMETERS
M. Mucciarelli, E.R. Diez Zaldivar, M.R. Gallipoli, G. Laurenzano, L. Martelli, L. Moratto, E. Priolo, M. Romanelli, T.A. Stabile. 135

SITE CLASSIFICATION SCHEME FOR A COMPLEX GEOLOGIC AREA: THE STUDY CASE OF MT. ETNA
F. Panzera, E. Longo, H. Langer, G. Lombardo, S. Branca 142

DYNAMIC CHARACTERIZATION AND DECONVOLUTION ANALYSIS FOR SOME SITES OF THE NATIONAL ACCELEROMETRIC NETWORK (RAN)
E. Paolucci, D. Albarello, E. Lunedei, G. Peruzzi, M. P. Papasidero, M. Francescone, P. Pieruccini 148

ABACHI REGIONALI PER AMPLIFICAZIONI LITOSTRATIGRAFICHE FINALIZZATI ALLA REDAZIONE DI CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 2
G. Peruzzi, D. Albarello, M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbroni, D. Pileggi 154

UN APPROCCIO ALLO STUDIO DEI FENOMENI DI LIQUEFAZIONE CAUSATI DAL TERREMOTO DEL 29 MAGGIO 2012 NEL COMUNE CAVEZZO (MO)
R. Razzano, M.P. Campolunghi. 163

SOIL AMPLIFICATION IN SANTIAGO DE CUBA
Z.C. Rivera, D. Slejko, L.F. Caballero, J.L. Alvarez, M. Santulin 170

2D NUMERICAL MODELLING OF SEISMICALLY INDUCED STRAIN EFFECTS IN A COMPLEX GEOLOGICAL SYSTEM HOSTING A RECENTLY URBANIZED NEIGHBOUR OF ROME
C. Varone, L. Lenti, S. Martino, G. Scarascia Mugnozza, J.F. Semblat. 177

INTEGRATED PASSIVE AND ACTIVE GEOPHYSICAL PROSPECTIONS FOR SEISMIC SITES CHARACTERIZATION
G. Zoppè, V. Maselli, G. Costa, E. Forte 183

ZONING FAULT DISPLACEMENT HAZARD AROUND CAPABLE FAULTS: A FIRST ASSESSMENT IN ITALIAN URBAN AREAS
A.M. Blumetti, L. Guerrieri, V. Comerci, P. Di Manna, G. Leoni, E. Vittori 190

ANALISI DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA PER LA VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALLA LIQUEFAZIONE DEL TERRITORIO LIGURE
R. De Ferrari, S. Barani, G. Ferretti, D. Bottero. 196

RISPOSTA SISMICA LOCALE 1D E 2D PER LA MICROZONAZIONE DI 3°LIVELLO DI ALCUNE AREE PILOTA DELL'AQUILANO
L. Macerola, F. Durante, G. Milana, M. Nocentini, S. Santangelo, M. Tallini. 201

sessione 2.3 - Strumenti ed azioni per la mitigazione del rischio sismico 209

GLI INTERVENTI DI RIDUZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE PER LA RICOSTRUZIONE POST SISMA EMILIA 2012
A. Amadori, V. Fioravante, A. Ghinelli, D. Giretti, L. Martelli 211

PREVENZIONE SISMICA NELLA SCUOLA A 40 ANNI DAL TERREMOTO DEL FRIULI: IL PROGETTO PRESS40 PRESSO L'ISTITUTO STATALE DI ISTRUZIONE SUPERIORE MAGRINI MARCHETTI DI GEMONA DEL FRIULI (UD)
C. Barnaba, E. Contessi, M.R. Girardi 216

STRUCTURAL IDENTIFICATION OF THE PIETRATAGLIATA CABLE-STAYED BRIDGE BASED ON AMBIENT VIBRATION TESTING
C. Bedon, A. Morassi 222

INTERVENTO DI COMPACTION GROUTING SU UN EDIFICIO RESIDENZIALE DANNEGGIATO DAL SISMA EMILIANO DEL 2012 A SAN CARLO (FE) PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE: PRIMI RISULTATI DI UN CAMPO PROVA
A. Colombi, M. Roversi, E. Pallara 230

LIQUEFAZIONE DEI TERRENI IN CONDIZIONI SISMICHE: METODO PRELIMIT™ PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO MEDIANTE INIEZIONI CHIMICHE ECO-COMPATIBILI
M. d'Attoli, F. Navi, A. Occhi, D. Gualerzi, M. Occhi 239

UN APPROCCIO SPEDITIVO PER LA LOCALIZZAZIONE DEL DANNO SU STRUTTURE INTELAIATE IN CEMENTO ARMATO
C. Iacovino, G. Auletta, R. Ditommaso, A. Mossucca, A. Nigro, D. Nigro, F.C. Ponzo 246

AMBIENT VIBRATION TESTS ON ENERGY PRODUCTION AND DISTRIBUTION FACILITIES: THREE CASE STUDIES
G. Massolino, D. Sandron, A. Rebez, M. Mucciarelli 252

UNA RIFLESSIONE CRITICA SULL'UTILIZZO DELLA FORMULAZIONE SEMPLIFICATA PER LA VALUTAZIONE DEL PERIODO FONDAMENTALE DI STRUTTURE IN C.A.
A. Nigro, G. Auletta, R. Ditommaso, A. Cacosso, C. Iacovino, D. S. Nigro, F. C. Ponzo. 258

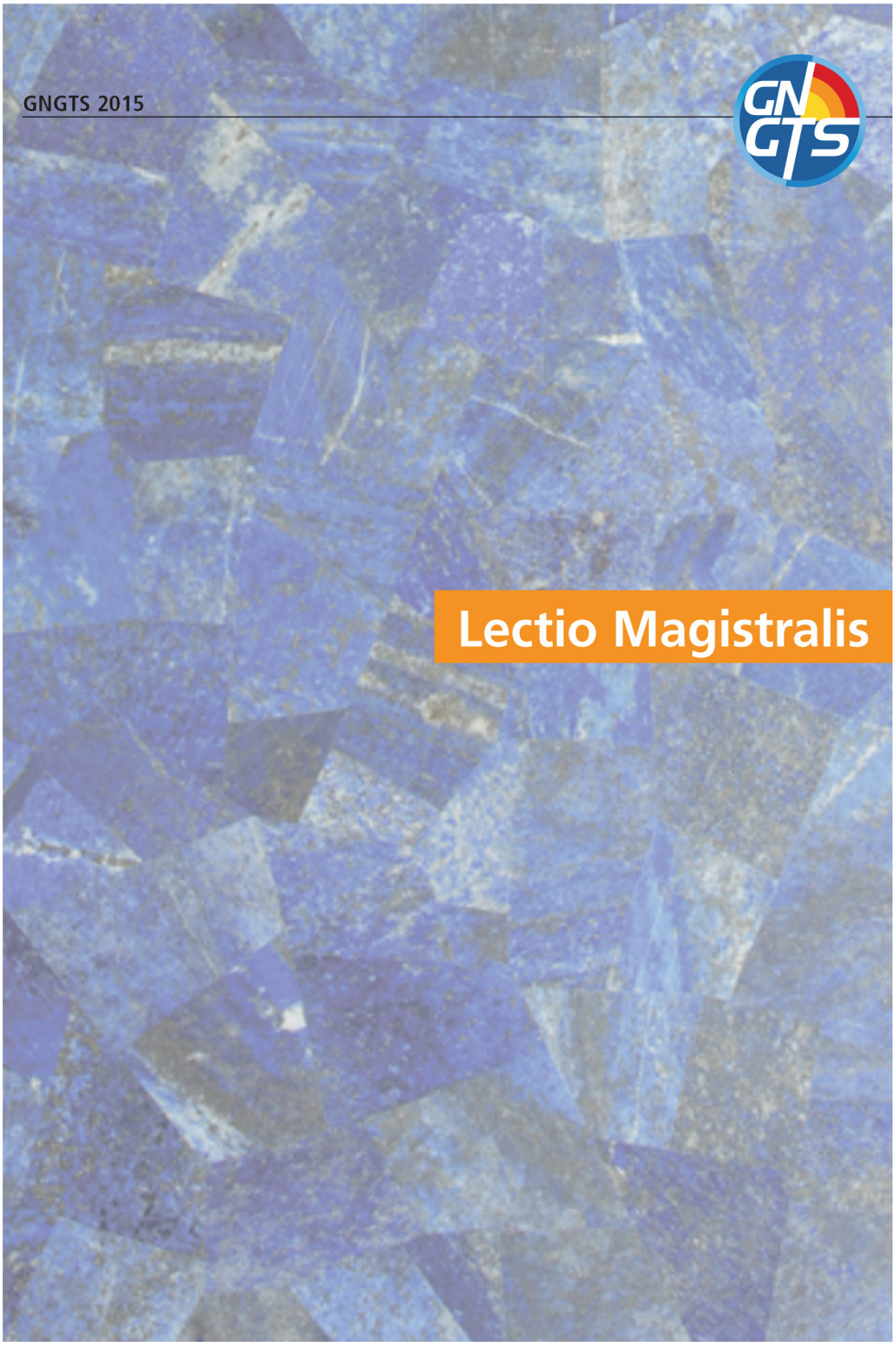
CARATTERIZZAZIONE DELLA DANNEGGIABILITÀ SISMICA DI INFRASTRUTTURE CRITICHE LINEARI: IL CASO DELL'OLEODOTTO IN FRIULI VENEZIA GIULIA
A. Tamaro, S. Grimaz, M. Santulin, D. Slejko 265

SVILUPPO DI UN SISTEMA DI MONITORAGGIO GEOFISICO DEGLI EDIFICI FINALIZZATO ALLA RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO IN ALCUNI SITI STRATEGICI DELLA SICILIA ORIENTALE
L. Zuccarello, M. Paratore, D. Patanè, D. Contrafatto, A. Messina, S. Rapisarda. 275

LA SCHEDA CARTIS PER LA CARATTERIZZAZIONE TIPOLOGICO-STRUTTURALE DEI COMPARTI URBANI COSTITUITI DA EDIFICI ORDINARI. VALUTAZIONE DELL'ESPOSIZIONE IN ANALISI DI RISCHIO SISMICO
G. Zuccaro, M. Dolce, D. De Gregorio, E. Speranza, C. Moroni 281

LA CONOSCENZA DEL RISCHIO SISMICO ATTRAVERSO GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DELLA REGIONE TOSCANA: RISULTATI, STRUMENTI E METODOLOGIE PROPOSTE PER LA PIANIFICAZIONE TERRITORIALE
M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbroni. 287

THE SURVEYS ON SEISMIC RISK PERCEPTION ARE REALLY USEFUL TO MITIGATE RISK?
M. Crescimbene, F. La Longa, R. Camassi, N.A. Pino, V. Pessina, L. Peruzza, L. Cerbara, C. Crescimbene. 292



Lectio Magistralis

IL TERREMOTO DEL FRIULI: CONSIDERAZIONI SU UN EVENTO SINGOLARE

M. Riuscetti

Nei quasi 40 anni che sono passati dal 6 maggio 1976 sono molti gli eventi celebrativi che si sono succeduti in varie sedi istituzionali e scientifiche. Sono stati fondati musei, allestite mostre, pubblicati libri, organizzati congressi e scritti numerosi articoli.

Inevitabilmente la funzione commemorativa ha assunto peso sempre più prevalente rispetto alla funzione di contributo alla conoscenza che, invece, è fondamentale per insegnare a diminuire l'impatto sociale ed economico che avranno i futuri terremoti.

A ciò si aggiunga che anche le criticità e gli errori che pur ci furono sono stati sottaciuti perché non venisse offuscato l'esito complessivamente positivo della ricostruzione.

La singolarità che cercherò, sia pur brevemente, di delineare risiede nel fatto che il terremoto del Friuli si inserisce, ed in parte provoca, con il successivo terremoto dell'Irpinia-Basilicata di cui ricorre tra pochi giorni il trentaseiesimo anniversario, in un clima di notevoli cambiamenti e progressi sia scientifici che legislativi ed organizzativi come mai era accaduto in precedenza, salvo poi costringerci a constatare la loro labilità ed il lento ed apparente ritorno a condizioni che molto ricordano sotto vari aspetti le condizioni precedenti.

Ricordare i quasi 1.000 morti e la distruzione totale o parziale di 86.000 edifici, fabbriche, chiese è doveroso così come è comprensibile l'enfasi sui risultati della ricostruzione che, unica nella storia della Repubblica, può essere accostata a quella del secondo dopoguerra (anche se, a mio parere, la meravigliosa ricostruzione della Sicilia orientale dopo il terremoto del 1693 è qualcosa di insuperato e forse insuperabile). Ciò avverrà anche nell'anno che sta per iniziare con numerose iniziative già annunciate ed altre che sicuramente seguiranno. In questa sede è più appropriato ed utile dare enfasi alla funzione conoscitiva di cui dicevo poc'anzi.

Cerchiamo allora di collocare il terremoto del 1976 con particolare riguardo agli aspetti sismologici *lato sensu*.

Va innanzitutto rilevato che l'evento, come tutti gli altri che lo precedettero nel secolo scorso, avvenne in una zona "non sismica". La prassi normativa vigente dal 1909 (anno della prima legge in materia) si limitava a prescrivere l'osservanza della regolamentazione alle "aree colpite da terremoto" di fatto dopo il 1909. Tale prassi continuò per decenni (fino al 1962), nonostante le norme venissero spesso riviste, migliorate ed adeguate al progredire delle conoscenze e delle tecniche costruttive (come, ad esempio, il cemento armato).

Ciò consentì che si continuasse ad ignorare il pericolo sismico per circa 70 anni in regioni come la Sicilia orientale, colpita nel 1693 da quello che forse può essere considerato il più forte terremoto nella storia dell'Europa continentale. Anche se le conseguenze possono sembrare poco rilevanti data che la normativa sismica, in un Paese intensamente antropizzato da secoli, si sarebbe dovuta applicare solamente alle nuove costruzioni, si pensi invece alla gran mole di costruito e ricostruito dopo la seconda guerra mondiale. Venne sprecata dunque una grande (e speriamo irripetibile) occasione di mettere in sicurezza una gran parte, soprattutto, delle maggiori città italiane.

Le Scienze della Terra, per quanto riguarda gli aspetti sismologici, erano agli inizi degli anni '70 in uno stato di notevole arretratezza. La Sismologia, ad esempio, veniva insegnata in pochissime università. La quasi totalità dei geologi si rifacevano alle poche informazioni fornite come parte dei corsi di Fisica Terrestre e, dove esistevano, di quelli di Geofisica Applicata. Non dimentichiamo che la maggior parte delle cattedre di Geologia erano occupate da laureati in Scienze Naturali, Chimica e financo Farmacia.

Si accettava, senza che ne venisse grande scandalo, che il titolare di una cattedra geofisica di Palermo dichiarasse che il terremoto del Bélice (1968) fosse dovuto alla grande quantità di magnetite, contenuta nelle rocce profonde della Sicilia occidentale, il cui campo magnetico era stato perturbato dall'intensa attività solare di quel gennaio. Per inciso egli era lo stesso autore di un testo, adottato per il suo corso, in cui tra le rocce ad alta suscettività magnetica erano

segnalate le ghiaie magnetiche (sic!) che altro non erano che la pirrotite che in tedesco si chiama Magnetkies, parola composta, appunto da Magnet e Kies (ghiaia).

Il grosso della dotazione strumentale dell'Istituto Nazionale di Geofisica (la Vulcanologia sarà aggiunta in seguito) era costituito da 14 Wiechert con orologi a pendolo su cui era basata la rete nazionale integrata in maniera non organica da osservatori di varia natura e gestione spesso affidata alla buona volontà di religiosi secondo una tradizione ottocentesca. Erano presenti reti sismiche locali moderne a Napoli e Genova e stazioni sismiche di buona qualità a Trieste, L'Aquila, Messina. Alcune erano dedicate alla vulcanologia (Napoli), altre facevano parte della rete americana per il controllo delle esplosioni nucleari sotterranee dell'Unione Sovietica (Trieste e L'Aquila).

Lo stato generale del sistema risultava evidente nella "guerra degli epicentri" (la definizione è di Massimiliano Stucchi) che si scatenava dopo ogni terremoto forte abbastanza da essere registrato in più punti del territorio nazionale. Ricordo, per inciso, che tra gli epicentri proposti nella notte del 6-7 maggio 1976 per la scossa delle 21:00 era anche il Golfo di Genova!

Nella prima metà degli anni '70, però, qualcosa aveva iniziato a perturbare l'immobilità del sistema che governava le Scienze della Terra: in sede internazionale era stato lanciato il Progetto Internazionale Geodinamica come conseguenza della nascita della rivoluzionaria teoria della Tettonica a zolle. Ad esso aveva aderito l'Italia in cui il C.N.R. aveva deciso di riorganizzare la ricerca pubblica con lo strumento dei progetti finalizzati. Il progetto finalizzato venne così definito: *"Il Progetto Finalizzato è un insieme coordinato di attività di ricerca, sviluppo e dimostrazione di prototipi relativi a prodotti, processi e servizi, di durata definita, volto all'acquisizione di conoscenze e innovazioni, trasferibili al sistema produttivo, al tessuto economico sociale e al contesto politico-giuridico del Paese, relative a tematiche considerate prioritarie nel quadro della programmazione economica nazionale"*. La risposta che tentò di dare il sistema fu quella di mascherare ciò che si era sempre fatto ignorando di fatto gli scopi dei progetti finalizzati. Venne varato un ponderoso piano di ricerche organizzate su grandi sezioni crostali (le geotraverse). Tutto venne spazzato via in una tempestosa assemblea a Roma, al C.N.R., dove molti ricercatori dopo veementi critiche (che a dire al vero trovarono deboli risposta nei baroni increduli di fronte a tanta mancanza di rispetto) chiesero ed ottennero di riscrivere il progetto finalizzandolo alla costruzione di un quadro organizzativo e di conoscenze volta alla riduzione dei rischi sismico e vulcanico.

Lascio alla penna di Paolo Rumiz (La Repubblica, 1999) la descrizione di ciò che fu il Progetto Finalizzato Geodinamica: *"Non c'è scienziato che non parli con nostalgia di quegli anni. Si mobilitano risorse, scendono in campo geologi, ingegneri, storici. Cadono steccati, baronie. L'interazione di cervelli dà frutto, il patrimonio edilizio del Paese comincia a essere monitorato. La protezione civile si mette agli ordini della scienza. L'Italia diventa avanguardia, compie un balzo di venti' anni"*.

Forse c'è un po' di sopravvalutazione ma certamente fu chiaramente indicata la volontà di rendere immediata la ricaduta sociale della ricerca tradizionalmente perseguita attraverso l'istituto delle consulenze professionali mediante i quali lo Stato centrale e le sue ramificazioni territoriali compravano i risultati di ricerche da essi in precedenza finanziate; ciò in nome di una capziosa difesa del diritto alla proprietà intellettuale.

Tra i fatti di sistema grandemente positivo fu, a mio avviso, l'approccio multidisciplinare ed in particolare quello tra le discipline praticate dai "geocosi" (come Giuseppe Grandori scherzosamente definiva gli scienziati della Terra) e gli ingegneri.

Si partiva da una situazione (in un *excursus* breve come questo alcune semplificazioni sono inevitabili) in cui ad esempio le indagini macrosismiche venivano generalmente effettuate da geologi che difficilmente erano in possesso del necessario sapere in materia di Scienza e Tecnica delle costruzioni (e d'altra parte, quando gli autori erano gli ingegneri, i danni erano considerati come variabile indipendente dalle condizioni geo-morfologiche dei siti) e per l'Ingegneria (non solo in Italia) il terremoto era compiutamente rappresentato, a fini pratici,

da un'accelerazione orizzontale di picco e relativa frequenza: fisica della sorgente e differenze tra *near-* e *far-field* erano bellamente ignorate. Se le azioni rilevate sembrano incompatibili con questo semplicistico modello, la reazione era (e purtroppo lo è ancora) quella di proporre l'aumento dei valori di accelerazioni orizzontali di progetto. Si vuole ignorare che nelle aree epicentrali le accelerazioni verticali possono superare ampiamente il valore di *g* come è noto a chiunque abbia letto trattati, anche antichi, di sismologia elementare.

Si cercò, inoltre, di gestire il progetto nel modo più democratico possibile in un mondo ad esso tradizionalmente e pervicacemente impervio (esemplare, a questo proposito il nome del primo presidente del C.N.R.: il Maresciallo d'Italia Pietro Badoglio). Continui e continuamente stimolati erano i confronti ed i congressi anche in corso d'opera nei quali si discutevano i risultati, si decidevano, quando necessario le correzioni di rotta anche al di là di quanto previsto nei progetti iniziali riducendo al minimo le riunioni monodisciplinari al fine di ottenere un'effettiva integrazione a partire anche dallo stesso linguaggio, si decidevano gli indirizzi delle attività future.

I risultati diretti ed indiretti, con un'attenta ottimizzazione delle poche risorse disponibili, furono importanti sia a livello scientifico che organizzativo ed esattamente nello spirito e nella lettera di quanto previsto nella definizione di Progetto Finalizzato più sopra ricordata.

Tra i primi sono la definizione su tutto il territorio nazionale della pericolosità sismica (una mappa del genere in California veniva definita mappa di rischio!) con grande attenzione al rapporto costi/benefici ed integrando i dati del catalogo sismico, rapidamente redatto, con le informazioni di carattere sismotettonico e neotettonico provenienti dai relativi sottoprogetti; il miglioramento della normativa tecnica; la costruzione di strumenti di comunicazione moderni per la diffusione delle conoscenze ritenute elemento fondamentale per un'efficace politica di difesa dai terremoti.

Tra i secondi: l'importante e riconosciuto contributo alla definitiva approvazione della legge in materia di protezione civile che ha un impianto originale rispetto a quelle di altre legislazioni europee dando ampio spazio alle azioni di prevenzione oltre a quelle di gestione delle emergenze; la gemmazione dei gruppi nazionali per la difesa dai terremoti e per il rischio vulcanico; l'impulso alla creazione di una rete sismica nazionale supportata da un Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia adeguatamente finanziato e dotato di personale; l'istituzione della Commissione Grandi Rischi a supporto scientifico dell'organizzazione civile di cui fa parte integrante, intesa, almeno inizialmente, come interfaccia con la comunità scientifica di ricerca attiva nei settori relativi ai grandi rischi.

Un importante riconoscimento della qualità del lavoro svolto ci fu all'assemblea generale dell'IUGG di Canberra, dove la relazione italiana venne a lungo applaudita e, fatto inusuale, fu riconosciuta con comunicazione scritta dalla presidenza dell'associazione.

Affermare che allora si misero le basi per un duraturo consolidamento di metodi, filosofia e strutture sarebbe eccessivo. La catastrofe de L'Aquila credo abbia minato le convinzioni anche dei più ottimisti ma di essa non voglio parlare se non per rilevare il singolare destino di una città sede dei due più importanti processi imperniati sui rapporti tra scienza e società (terremoto e Vajont) e sulla natura ed utilità della previsione.

Oggi si è tornati improvvidamente alla vecchia separatezza disciplinare, la normativa è, a mio avviso, eccessivamente severa ma i provvedimenti importanti per migliorare la sicurezza della gran parte del patrimonio edilizio pubblico e privato mancano o sono timidi, saltuari e male indirizzati; la ricerca risente della crisi finanziaria delle università e della drastica e per alcuni versi stolta riduzione del rimpiazzo del personale in quiescenza o emigrato, l'autolesionista prevalenza del finanziamento della ricerca applicata (si badi bene: applicata, non finalizzata) che riduce le possibilità di avere autentica innovazione a favore di quella tecnologica che può essere utile sul breve termine soprattutto per i committenti che sono sollevati da oneri che sarebbero loro ma che nel tempo produrrà una difficilmente recuperabile capacità di tenere il passo con Paesi maggiormente consapevoli dell'importanza strategica di ricerca e formazione

di alto livello, i servizi tecnici statali continuano ad essere nello stato denunciato quasi 40 anni fa nella nota relazione Barberi-Grandori al Senato (Barberi e Grandori, 1980), le Regioni tra le strette finanziarie e le molte ed irrisolte questioni concernenti i poteri trasferiti, concorrenti, negati non sono in grado di risolvere problemi accumulati in decenni.

Infine un rapido cenno alla regione nel cui territorio ci troviamo. Nel 1976 era ancora vivo il ricordo della catastrofe del Vajont (1963) che l'aveva colpita sia pur marginalmente. Era inoltre ben presente alla classe dirigente ciò che stava avvenendo nel Bélice. Per questi motivi si richiesero allo Stato provvedimenti inediti che, insieme con la grande solidarietà nazionale ed internazionale che garantì un continuo e largamente sufficiente flusso di finanziamenti, portarono a completare la ricostruzione in un decennio. Fatto mai avvenuto prima e mai ripetuto dopo esclusa, forse, la ricostruzione dopo la seconda guerra mondiale. Va detto che uno dei fattori decisivi del successo fu la possibilità di dotarsi rapidamente di leggi *ad hoc* derivante dal regime speciale della Regione Friuli Venezia Giulia (Riuscetti, 1996).

La legge regionale sulla Protezione Civile del 1986 fu largamente ispirata dal Progetto Finalizzato Geodinamica che in Friuli ebbe il suo battesimo del fuoco e ad essa si rifà anche la successiva legge nazionale finalmente uscita dalle pluriennali secche parlamentari. Essa ancor oggi dimostra la sua validità anche se alcuni aspetti innovativi e fondamentali sono stati progressivamente trascurati.

Proprio in virtù della legge del 1986 la Direzione Regionale della Protezione Civile si assunse il compito di sostenere finanziariamente, senza incertezze, il progetto di ricerca degli enti regionali consorziati (Università ed O.G.S.) per la realizzazione della Mappa Regionale del Rischio Sismico. Successivamente diede il contributo per la realizzazione del progetto ASSESS, sempre della stessa compagine, per determinare in maniera speditiva il quadro della vulnerabilità degli edifici scolastici richiesto dal Governo in conseguenza del disastro di San Giuliano.

Per tre anni, inoltre, contribuì alla realizzazione di un ciclo di aggiornamento professionale in tema di *Seismic Risk Management* ben noto a molti dei partecipanti al congresso che vi hanno insegnato. Ad esso hanno partecipato appartenenti agli ordini professionale degli ingegneri e dei geologi nonché tenici della Regione

Queste ricerche e quelle da esse direttamente derivate per i provvedimenti di emergenza diventati patrimonio del Corpo Nazionale dei Vigili del Fuoco e per la ricognizione dei danni hanno avuto larga eco in ambito UNESCO che li ha proposti per l'utilizzo in molti Stati (Nepal, Laos, Indonesia).

Va detto che esse non hanno avuto altrettanto riconoscimento nella nostra regione dove l'apprezzabile sostegno alla ricerca che per molti anni era continuato pur nel frequente succedersi degli assessori alla Protezione Civile si è malamente interrotto con la sostituzione del vertice tecnico della Direzione Regionale.

Evidentemente, ancora una volta, con il passare del tempo l'attenzione ai problemi delle catastrofi si attenua e si azzera. Eppure la Mappa del Rischio Sismico, che giace nei cassetti degli uffici regionali, dice prima o poi ci ritroveremo ad affrontare un'emergenza simile a quella del 1976 in qualche altra parte della regione e dovremo piangere per non aver approfittato del trascorso periodo di calma per migliorare le difese e diminuire gli impatti negativi su uomini e cose.

Chi ha avuto ed ha il potere di intervenire avrà magari la possibilità di trarre vanto dal successo della prossima ricostruzione invece di essere chiamato a rispondere per non aver operato come doveva e poteva per evitare la catastrofe. Forse è questo l'insegnamento più amaro che ci lascia la storia dei 40 anni.

Bibliografia

Barberi F. e Grandori G.; 1980: *Difendersi dai terremoti – La lezione dell'Irpinia*. CNR – Progetto Finalizzato Geodinamica, Roma.

Riuscetti M.; 1996: *Il terremoto del Friuli: scenario di una ricostruzione improbabile in Italia*. In: Bonfanti P. (a cura di), Friuli 1976-1996. Contributo sul modello di ricostruzione, Forum, Udine, pp. 49-60.

Rumiz P.; 2009: *I miracoli di S. Emidio*. La Repubblica del 26/8/2009, Roma.

Tema 2

Caratterizzazione sismica del territorio

sessione 2.1

Pericolosità sismica di lungo, medio e breve termine

Convenor: D. Di Bucci e D. Albarello

TOWARDS A NEW GENERATION OF SEISMIC HAZARD MAPS FOR THE VOLCANIC REGION OF MT. ETNA

R. Azzaro[1], G. Barberi[1], O. Cocina[1], S. D'Amico[1], R. Gee[2], H. Langer[1], S. Lombardo[3], M.G. Ordaz-Schroeder[4], B. Pace[5], F. Panzera[3], L. Peruzza[2], A. Saraò[2], M.L. Suarez[4], G. Tusa[1], T. Tuvè[1]

[1] INGV Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, Catania, Italy
[2] OGS Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Sgonico (TS), Italy
[3] Dip. di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università di Catania, Italy
[4] UNAM Universitad Nacional Autonome de México, Mexico City, Mexico
[5] DiSPUTer, Università degli Studi "G. d'Annunzio" Chieti-Pescara, Chieti, Italy

Introduction. In the last years, several seismic hazard analyses have been undertaken at Mt. Etna volcano in Sicily, Italy. These studies were aimed at estimating the capability of local faults to generate destructive earthquakes especially in the mid-term (30-5 years). Even if the areas prone to high seismic hazard have small extension, they give useful indication to establish priority criteria for seismic risk reduction action and land planning at the local/regional scale. Two main methodologies were applied in the past: the first is based on macroseismic data and uses a historical probabilistic approach (the "site approach", see Azzaro *et al*., 2008, 2015); the second is based on a seismotectonic probabilistic approach, with time-dependent fault-based modelling, in which occurrence probabilities of major earthquakes are estimated by historic inter-event times, through a Brownian Passage Time (BPT) model combined with the time elapsed since the last event (Azzaro *et al*., 2012b, 2013).

In the framework of INGV-DPC V3 Project, in two annual phases started in 2012 and ended in 2015, we performed a new full probabilistic seismic hazard assessment (PSHA) by using original definition of seismic sources (fault, areas, point sources), updated ground-motion prediction equations (GMPE) for this volcanic area, and referring to Poissonian and time-dependent occurrence models. Final results are given in term of maps for mid to short exposure times (10% exceeding probability in 30, 20, 10 and 5 years) and several spectral amplitudes. Site effects have been partially included too, at the very last stage of the project.

Working in a volcanic area implies new problems, usually discarded by standard PSHA, so we have tried to fix them with new analyses and original tools, as it will be briefly described hereinafter. Novelties concern both the sources parametrization, and GMPEs.

Characterization of the seismic sources. We defined the seismogenic sources related to volcano-tectonic seismicity, with increasing degree of detail and complexity. For this purpose, we used both long-term (macroseismic catalogue) and short-term data (instrumental catalogue) of the Etnean earthquakes. The latter data set consists of earthquakes recorded by the seismic network of Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo (INGV-OE) from 2005 to 2014 (Gruppo Analisi Dati Sismici, 2014; Alparone *et al*., 2015), which have been then re-located with a 3-D model of seismic wave velocities. The conceptual tree adopted for the hazard elaborations is summarized below:

- Branch 1. Areal seismic sources with Gutenberg-Richter relationships (GR) calibrated on instrumental (*a- b*-values) and historical data (maximum magnitude M_{max}). This approach is similar to the one used by the Italian seismic hazard map MPS04 (Stucchi *et al*., 2011).
- Branch 2. Fault geometry and characteristic earthquake model for major seismicity based on (a) historical and (b) geometric-kinematic approaches. Areal seismic sources for background seismicity ($M < 4.5$).
- Branch 3. Fault geometry and characteristic earthquake model for major seismicity based on (a) historical and (b) geometric-kinematic approaches. Diffused seismicity modelled by point sources with a generalized non-Poisson model, for background seismicity ($M < 4.5$).

Areal seismic zones (hereinafter seismogenic zone, SZ) represent the simplified geometry of the main seismogenic fault systems recognized in the Etnean area (Timpe and Pernicana faults,

see Azzaro *et al*., 2012a). They are defined by the distribution of the earthquake epicenters of the instrumental data set and also include the sources of the strongest earthquakes occurring at Etna during the last 3 centuries. The characterization of SZs includes the estimation of the effective depth, i.e. the seismogenic layer where most of the seismic energy is released. For this purpose we calculated, for each SZ, the distribution of the number of earthquakes and the related strain release vs. depth, with steps of 1 km, using the 3-D re-located instrumental data. Results indicate that the seismogenic thickness is mainly confined in the first 7 km below sea level (b.s.l.), which is in agreement with the overall 1-D depth distribution of seismicity in the Etna area (Alparone *et al*., 2015). In particular the 3-D data set shows a clustering of hypocenters, allowing to recognize a main seismogenic layer at about 1 km b.s.l. and, in some cases, also a second layer at about 5 km b.s.l. defining the bottom of the SZs.

Seismic rates from the instrumental catalogue have been obtained for each SZ by using the ZMAP tools (Wiemer, 2001). Detailed analyses show that the structures belonging to the Timpe fault system have similar *b*-value coefficients of the GR relationship, while the Pernicana fault, though it retains about the same annual rate (*a*-value) of earthquakes, it has a much lower *b*-value.

The above frequency-magnitude distributions (FMD) were then compared with those obtained from the historical macroseismic catalogue (CMTE Working Group, 2014), covering a time-span of about 150 years for all SZs except for the Pernicana fault, whose seismic history is limited at the last 35 years. Since the extension of the two catalogues is different, FMD were normalized to one year. *b*-values calculated from the instrumental and macroseismic data sets are consistent each other, so we can affirm that instrumental seismicity occurring in a time-window of 9 years, in which no seismic swarm due to flank eruptions altered the "normal regime" of our SZs, is representative for a long-term seismogenic behavior.

In order to calculate the seismic hazard by the innovative approach of Branch 3, which uses the distributed seismicity as background model, the *a*- and *b*-value coefficients of the GR were calculated using a three-dimensional grid with inter-nodal distance of 2 km and 3 km search radius; grid nodes with less than 20 earthquakes have been discarded, and other *a*-values have been normalized accordingly to the volume represented.

For the individual faults of Etna's eastern flank which generated major earthquakes – we consider characteristic those having an epicentral intensity $I_0 \geq$ VIII EMS (European Macroseismic Scale, see Grünthal, 1998), corresponding to magnitude $M_w \geq 4.6$ (Azzaro *et al*., 2011) - the expected M_{max} and the mean recurrence time (T_{mean}) are estimated using two different approaches: i) historical earthquake catalogue data and ii) fault data, which are representative of tectonic activity. Branches 2 and 3 fork further to take into account stationarity (Poissonian approach) or time-dependency on faults.

In the first "historical" approach, already described in Azzaro *et al*. (2012b; 2013), T_{mean} is computed by the inter-event times occurred on the same structure as defined by the fault seismic histories. Assuming that there are no significant differences between faults, we grouped all inter-event times in order to obtain a more statistically significant sample. In this approach the aperiodicity value α is obtained from the instrumental *b*-value of GR (Zoller *et al*., 2008).

As an alternative method, T_{mean} referred to major earthquakes generated by the Pernicana and Timpe faults is estimated by using the geometric-kinematic fault parameters such as 3-D dimension, kinematics and slip-rate (Azzaro *et al*., 2014). This analysis has been carried out through the software FISH, a Matlab® tool developed in the framework of the DPC-INGV S2 Project to turn fault data into seismic hazard models (Pace *et al*., 2015). The FISH code "quantifies" the seismic activity from geometry and slip-rate of a fault through different empirical and analytical scaling relationships between dimension of the source and characteristics of the expected earthquake, providing several values of M_{max} and associated T_{mean}. FISH, therefore, formally propagates the errors of magnitude and slip-rate obtaining, for the characteristic magnitude expected in each fault, the most probable value of T_{mean} with the associated standard

deviation σ, and the coefficient of aperiodicity α. Finally, these values are then used to calculate the hazard rates, for a given exposure time, following a BPT probability density function (time-dependent) and a Poissonian distribution. In our application the FISH code has been customized to take into account empirical scaling relationships in volcanic worldwide domains, including the one obtained in this study for the Etna region. In particular, the calculated α values (Tab. 1) suggest a "less periodic" behavior of faults with respect to ones obtained from the intertimes analyses of historical earthquakes (~0.4, see Azzaro *et al.*, 2012b), and comparable to those derived from instrumental data (0.64-0.72 obtained by GR, see Azzaro *et al.*, 2013).

Tab. 1 - AR-FiSH output and comparison with estimations based on historical and instrumental earthquake data sets. M_{min}: minimum magnitude for which is calculated the probability of occurrence (M_{max}-sd M_{max}); BPT prob.: time-dependent probability to have an earthquake ≥ M_{min} in the next 5 years.

	Geological-kinematic				Instrumental eqs dataset				Historical eqs dataset	
Fault	**T_{mean} (yr)**	**α**	**M_{min}**	**BPT prob (%) 5 yr**	**T_{mean} (yr)**	**ÂÎ±**	**M_{min}**	**BPT prob (%) 5 yr**	**T_{mean}**	**α**
Pernicana (PF)	36	0.60	4.8	0.24	71	---	4.3	---	---	
Fiandaca (FF)	148	0.54	4.6	0.06	71	0.64	4.3	6.0-7.5		
S. Tecla (STF)	47	0.63	5.0	13.59	71	0.64	4.3	10.1-12.2	71.02	0.36-0.42
S. Venerina (SVF)	57	0.54	4.8	0.54	71	0.64	4.3	0.3-1.1		
Moscarello (MF)	69	0.63	5.0	7.42	71	0.72	4.3	9.1-9.3		

From source to site. The second important element of seismic hazard assessment is related to the propagation of the seismic energy from the source to the recording site. In this respect, the volcanic areas exhibit specific seismic propagation properties: the attenuation of seismic energy is very high, especially for shallow (H < 5 km) earthquakes, and GMPEs commonly used for tectonic areas are not suitable to attenuate this kind of local seismic sources. Thus, a new GMPE has been calibrated for Etna by using data recorded by the seismic network of Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo (INGV-OE). The data set consists of 91 earthquakes with local magnitude M_L ranging 3.0 to 4.8, and hypocentral distances between 0.5 km and 100 km.

The shallow events on Mt. Etna occur in peculiar geological conditions, with foci that fall into a thick sedimentary substratum with strong lateral heterogeneities. On this basis, the data set were divided into two groups: Shallow Events (SE, focal depth < 5 km), and Deep Events (DE, focal depth > 5 km). In order to compare our data to those recorded in Italy and Europe, we adopted the formulation proposed by Boore and Atkinson (2008), which is also used in the Italian standard equation "ITA10" (Bindi *et al.*, 2011). In addition to the "standard" peak ground motion parameters such as acceleration (PGA) and velocity (PGV), we also calculated empirical relations for spectral amplitude (PSA) referred to 0.1 s, 0.5 s, 1.0 s and 2.0 s periods (Tusa and Langer, 2015). For a shallow event of M = 4, at low frequencies, the corresponding spectral values are higher than those predicted by ITA10; on the other hand, PSA for higher frequencies are well below the values obtained by ITA10.

The new GMPEs for the Etna region have been finally implemented for the two softwares (CRISIS, Ordaz *et al.*, 2013; OPENQUAKE, Pagani *et al.*, 2014) used in our analysis.

Other relevant implementations we have done concern the capability of calculation to take into account both the topography (elevation) and local site effects. The former is particularly relevant in a volcanic edifice as Mt. Etna, where earthquakes are very shallow and elevation increases sharply moving from the coast (sea level) to the Central Craters (more than 3000 meters a.s.l.), just in 20 km. At first, thanks to the cooperation with the software developer team of CRISIS (by M. Ordaz and coauthors, University of Mexico City), a new release now accomplishes the general modeling of a 3D surface (effect of topography) in order to compute

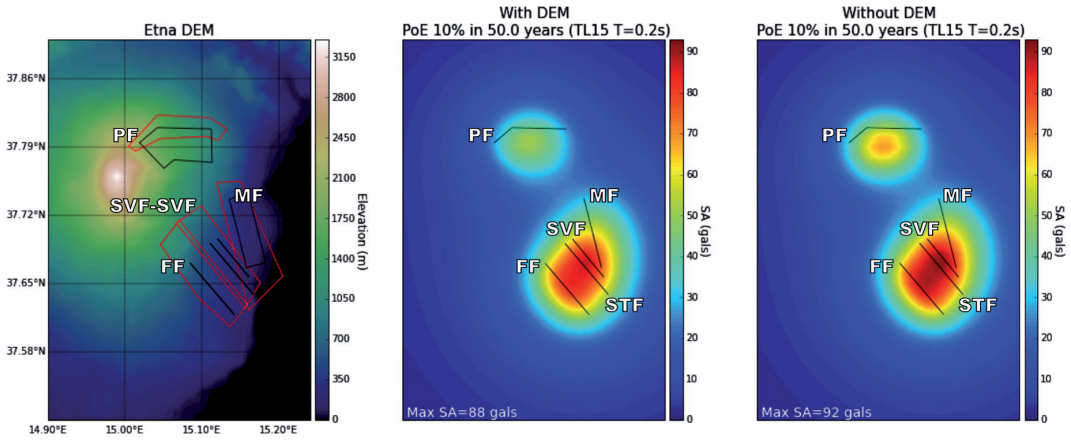


Fig. 1 – Test on topographic effects using fault sources implemented in OpenQuake. Faults (shown in black) are here modeled with arbitrary seismicity rates: TL15 means the GMPE used in the frame of INGV-DPC V3 Project after Tusa and Langer (2015). Left: Mt. Etna Digital Elevation Model; center: hazard map taking into account the DEM; right: hazard map without taking into account the DEM. Fault abbreviations as in Tab. 1.

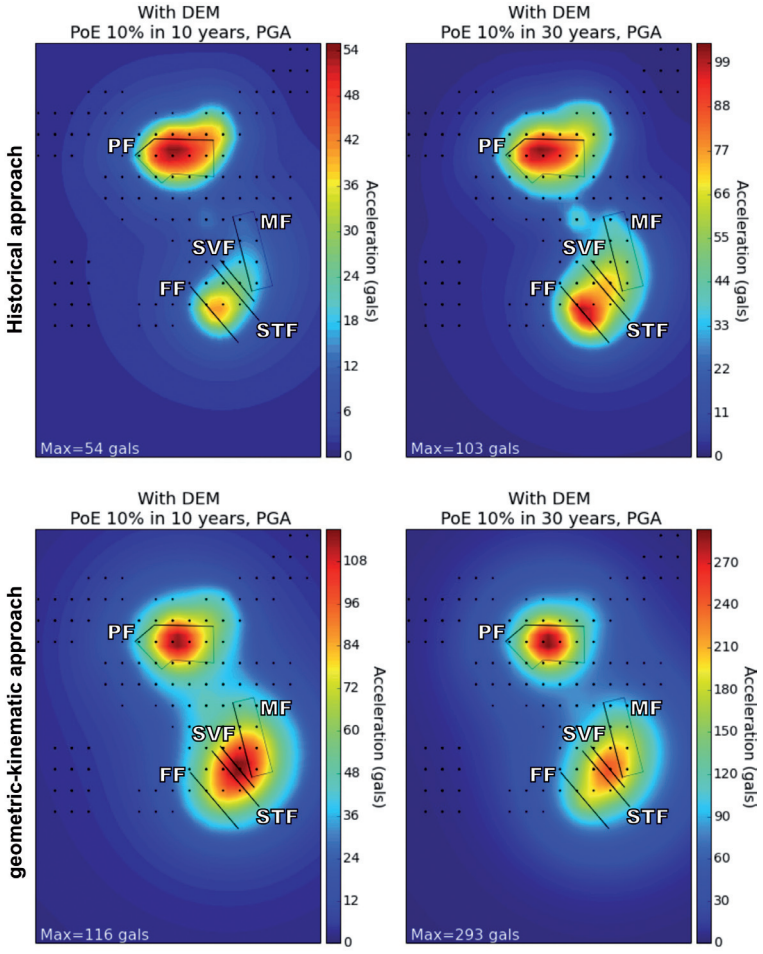


Fig. 2 – Seismic hazard maps obtained for Branch 3 by using the characterization of the seismic sources through geometric-kinematic approach or historical-instrumental earthquake data. BPT model; exceedance probability, 10%; exposure times, 10 and 30 yrs. Fault abbreviations as in Tab. 1 and Fig. 1.

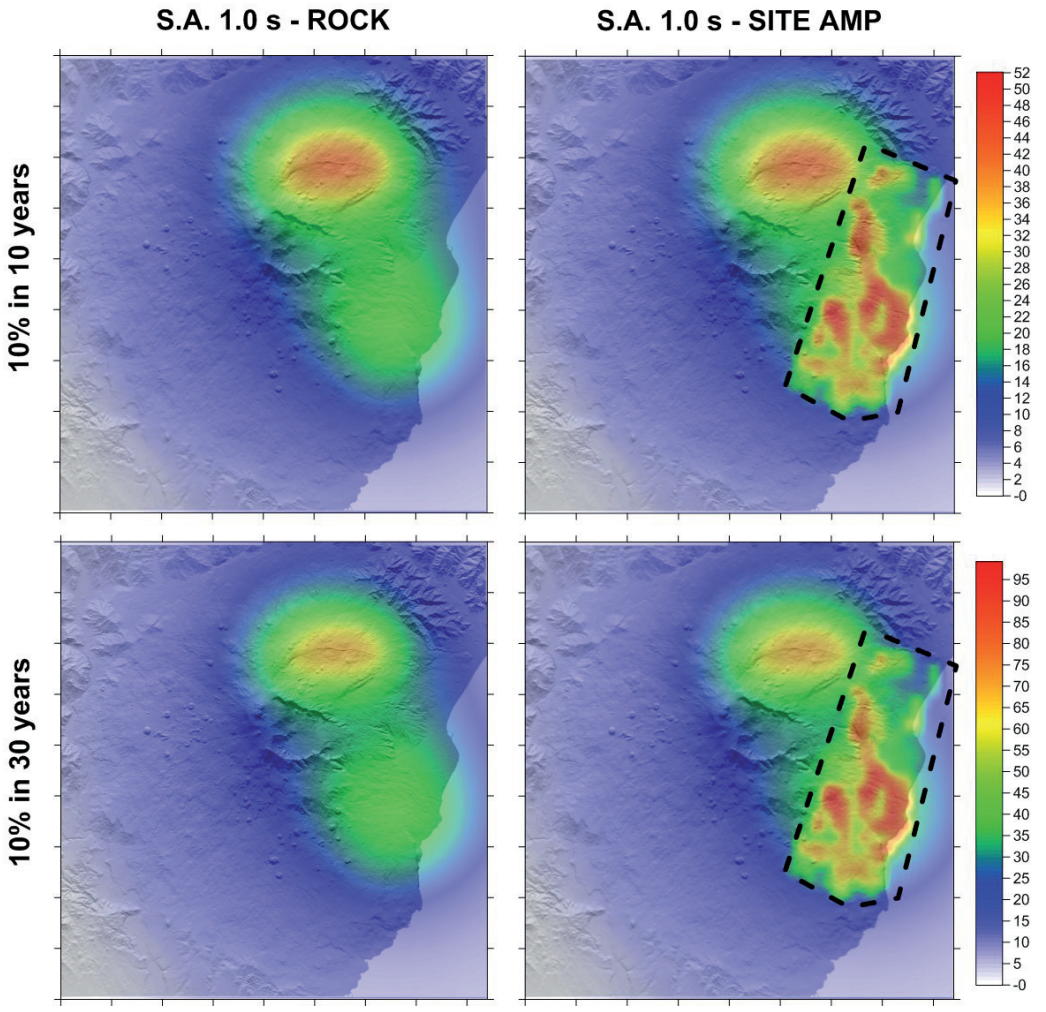


Fig. 3 – Seismic hazard maps obtained by using area sources with GR calibrated on instrumental and historical data (Branch 1), GMPE derived ad-hoc for the Etna region (Tusa and Langer, 2015) and amplification coefficients derived from site measurements (Lombardo and Panzera, RU 6 in INGV-DPC V3 Final Report, 2015). The computations have been done using CRISIS v.2015. Poisson model; exceedance probability, 10%; exposure times, 10 and 30 yrs; spectral acceleration at 1.0 s.

the proper source-site distances, essential in our case. Similar new functionalities have then been implemented in OPENQUAKE (by M. Pagani and R. Gee, Eucentre Pavia), the platform used by GEM (Global Earthquake Model) and SHARE Project. A synthetic example of the contribution of the Digital Elevation Model (DEM) to the hazard is shown in Fig. 1. The inclusion of a real topography influences the source-to-site distance, and thus the final results on PSHA: in the sensitivity tests performed with the Etna GMPEs, it causes a decrease of ground motion parameters that locally may reach about 20% of the expected values.

Last but not the least, the site effects play an important role on seismic hazard, and in a new generation map amplification factors obtained by instrumental measurements should be taken into account. In the INGV-DPC V3 Project, the amplification coefficients have been calibrated in a densely urbanized area of the lower eastern flank (see Lombardo and Panzera, RU 6 in INGV-DPC V3 Project Final Report, 2015), and then introduced into the computational scheme performed by CRISIS.

Some results. One of the targets of the INGV-DPC V3 Project is the probabilistic assessment of seismic hazard in the Etna region due to local volcano-tectonic earthquakes. This activity represents the extension of analyses undertaken in previous projects, based on the use of macroseismic intensity data. The approach we adopted in this work follows procedures used worldwide for traditional and innovative PSHA, and considers a large data set of input parameters (geological data, instrumental seismicity, GMPE, site response etc.).

The hazard maps we computed are referred to an exceeding probability of 10% for short-mid exposure times - 5, 10 and 30 years - and do not take into account the contribution of regional seismicity, that is responsible for the maximum shaking expected in this area for an exposure period of 50 years (Stucchi *et al*., 2011).

Fig. 2 reports some outputs of Branch 3 for 10 and 30 years, referred to the BPT model and not including the aforementioned site effects. The comparison shows that PGA obtained by using only the geometric-kinematic characterization of the seismic sources, is twice with respect the one calculated by the historical-instrumental earthquake data.

Examples of the contribution of the site amplification coefficients in a model of areal sources as depicted in Branch 1, is shown in Fig. 3. It clearly illustrates how amplification due to local site conditions can jeopardize the expected ground motion at rock reference sites, producing expected PGA values about twice with respect to the rock-reference site.

Even if these results must be considered still preliminary, they represent a first example of new generation, site-specific seismic hazard maps suitable for civil protection purpose to define priorities of retrofitting at a local scale, complementary with those calculated for the national territory.

References

Alparone S., Maiolino V., Mostaccio A., Scaltrito A., Ursino A., Barberi G., D'Amico S., Di Grazia G., Giampiccolo E., Musumeci C., Scarfì L. and Zuccarello L.; 2015: *Instrumental seismic catalogue of Mt Etna earthquakes (Sicily, Italy): ten years (2000-2010) of instrumental recordings*. Ann. Geophys., **58** (3), DOI 10.4401/ag-6591.

Azzaro R., Barbano M. S., D'Amico S., Tuvè T., Albarello D. and D'Amico V.; 2008: *First studies of probabilistic seismic hazard assessment in the volcanic region of Mt. Etna (Southern Italy) by means of macroseismic intensities*. Boll. Geof. Teor. App., **49** (1), 77-91.

Azzaro R., D'Amico S. and Tuvè T.; 2011: *Estimating the magnitude of historical earthquakes from macroseismic intensity data: new relationships for the volcanic region of Mount Etna (Italy).* Seism. Res. Lett., **82** (4), 533-544.

Azzaro R., Branca S., Gwinner K. and Coltelli M.; 2012a: *The volcano-tectonic map of Etna volcano, 1:100.000 scale: an integrated approach based on a morphotectonic analysis from high-resolution DEM constrained by geologic, active faulting and seismotectonic data*. Italian. J. Geosc., **131** (1), 153-170.

Azzaro R., D'Amico S. and Tuvè T.; 2015: *Seismic hazard assessment in the volcanic region of Mt. Etna (Italy): a probabilistic approach based on macroseismic data applied to volcano-tectonic seismicity.* Bull. Earth. Eng., DOI 10.1007/s10518-015-9806-2.

Azzaro R., D'Amico S., Peruzza L. and Tuvè T.; 2012b: *Earthquakes and faults at Mt. Etna (Southern Italy): problems and perspectives for a time-dependent probabilistic seismic hazard assessment in a volcanic region*. Boll. Geof. Teor. App., **53** (1), 75-88.

Azzaro R., D'Amico S., Peruzza L. and Tuvè T.; 2013: *Probabilistic seismic hazard at Mt. Etna (Italy): The contribution of local fault activity in mid-term assessment*. J. Volcanol. Geoth. Res., **251**, 158-169.

Azzaro R., D'Amico S., Pace B. and Peruzza L.; 2014: *Estimating the expected seismicity rates of volcano-tectonic earthquakes at Mt. Etna (Italy) by a geometric-kinematic approach*. Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Atti del 33° Convegno Nazionale, Tema 1: Geodinamica, 20-25.

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Earth. Eng., **9**, 1899-1920, DOI 10.1007/s10518-011-9313-z.

Boore D.M. and Atkinson G.M.; 2008: *Ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5%-damped PSA at spectral periods between 0.01 s and 100 s*. Earthq. Spectra, **24**, 99-138.

CMTE Working Group; 2014: *Catalogo Macrosismico dei Terremoti Etnei dal 1832 al 2013*. INGV, Catania, http://www.ct.ingv.it/macro/http://www.ct.ingv.it/macro/

Grünthal G. (ed.); 1998: *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-98)*. European Seismological Commission, subcommission on Engineering Seismology, working Group Macroseismic Scales. Conseil de l'Europe. Cahiers

du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Luxembourg, 99 pp. http://www.ecgs.lu/cahiers-bleus/.

Gruppo Analisi Dati Sismici; 2015: *Catalogo dei terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale (1999-2015).* INGV, Catania http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.phphttp://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php

Ordaz M., Martinelli F., D'Amico V. and Meletti C.; 2013: *CRISIS2008: A Flexible Tool to Perform Probabilistic Seismic Hazard Assessment*. Seism. Res. Lett., **84** (3), 495-504, DOI: 10.1785/0220120067.

Pace B., Visini F.and Peruzza L.; 2015: *FiSH: MATLAB tools to turn Fault data into Seismic Hazard models*. Seism. Res. Lett., submitted.

Pagani M., Monelli D., Weatherill G., Danciu L., Crowley H., Silva V., Henshaw P., Butler L., Nastasi M., Panzeri L., Simionato M. and Vigano D.; 2014: *OpenQuake Engine: An Open Hazard (and Risk) Software for the Global Earthquake Model*. Seism. Res. Lett., **85** (3), 692-702, DOI: 10.1785/0220130087.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. and Boschi E.; 2011: *Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code*. Bull. Seism. Soc. Am. **101** (4), 1885-1911.

Tusa G., and Langer H., 2015:, *Prediction of ground motion parameters for the volcanic area of Mount Etna*. J. of seismology. DOI: 10.1007/s10950-015-9508-x.

Wiemer S.; 2001: *A software package to analyze seismicity: ZMAP.* Seism. Res. Lett., **72** (2), 374-3833-170.

Zöller G., Hainzl S. and Holschneider M.; 2008: *Recurrent large earthquakes in a fault region: what can be inferred from small and intermediate events?* Bull. Seism. Soc. Am., **98** (6), 2641–2651.

PROBABILITY OF EARTHQUAKE OCCURRENCE FROM ELECTRIC ANOMALIES RECORDED BY CIEN

C. Fidani[1,2,3]

[1] *SARA electronic instruments s.r.l., Perugia, Italy*

[2] *Osservatorio Sismico "A. Bina", Perugia, Italy*

[3] *Central Italy Electromagnetic Network, San Procolo, Italy*

Introduction. The Central Italy Electromagnetic Network (CIEN) recorded strong Extremely Low Frequency (ELF) signals at the time of the Emilia earthquakes in 2012 (Fidani and Martinelli, 2015), and strong signals were recorded by the network at the time of the L'Aquila earthquakes in 2009 (Fidani, 2011a). CIEN is presently composed of 14 stations including Trasacco and Urbino which were made operative in March and May of 2014, in L'Aquila and Pesaro-Urbino provinces, respectively. The Pozzuolo del Friuli (Udine) Station from autumn 2014 and the Gubbio (Perugia) Station from January 2015 have been out of order. All 14 stations were equipped with two wide band amplifiers each in ELF with a range of 4 to 1000 Hz and in VLF with a range of 1 to 25 kHz. Whereas, four stations, Chieti, Fermo, Città di Castello (Perugia) and Urbino (Pesaro-Urbino) monitor LF in a range of 1 to 50-100 kHz. VLF and LF ranges have allowed to monitor several sub-ionospheric signals by various VLF and LF transmitters (Fidani, 2011b). Characteristic ELF signals were monitored in relation to seismic activity in Fermo, Marche Region, Italy, from January 2006 to September 2015 (Fidani, 2009). These signals were detected also during low seismic activity at the Perugia CIEN Station from October 2008 to September 2015 (Fidani, 2010). A CIEN update is shown in Fig. 1.

Increases in the seismic activity rates occurred near both Pietralunga and Massa Martana, in the region of Umbria. In the Pietralunga area, the seismic swarm started on April 15, 2010, with a shock of M = 3.8 (Marzorati *et al*., 2014). The swarm started in October 2008 and it had an epicentre about 35 km north of the Perugia Station. Several shocks of M > 3 have occurred near the same epicentre over the following years and, at the same time, many ELF oscillations have been recorded by the Perugia Station. An increase in the seismic activity rate occurred in the Massa Martana area from mid-March 2014 and on March 26, 2014 there was a recorded shock of M = 3 (Bina Observatory, 2014). Its swarm epicentre was about 45 km south of the Perugia



Fig. 1 – CIEN stations in Italy as shown on a google map from the Bina Observatory at http://www.binapg.it/.

Station. Likewise, the Avigliano Umbro Station recorded the epicentre to be about 10 km east of the station in June 2013. Two shocks with magnitudes M = 3.1 struck the same area seven days later on April 2, 2014. The seismic swarm migrated to the Colfiorito area on April 15, 2014, with a shock of M = 3.3 and had other smaller seismic events (Bina Observatory, 2014). Clear signals were detected in 2014 at the Perugia Station before many moderate earthquakes in Pietralunga. While the Avigliano Umbro Station detected strong signals a few hours before the two strongest shocks occurring in Massa Martana on March 2014. The day before the moderate shock of M = 3.3 in the Colfiorito area, a signal of -55 dB was recorded at the Perugia Station along the E-W electrode.

ELF electric versus magnetic signals and meteorology. From November 2014, a magnetic loop was installed at the Avigliano Umbro Station in order to detect magnetic components of electric perturbations at locations where frequent ELF anomalies had been recorded. In fact, two magnetic loops had already been recording near two other CIEN electrodes in the Chieti and Città di Castello stations; no magnetic signals have been recorded up to now simultaneously at ELF electric perturbations. The magnetic signals have been amplified to be registered using a sound card as well as electric signals. The magnetic field variations have been recorded and analysed in the same way as electric ones and have been reported on spectrograms together. This has been done to render a comparison more legible. For this analysis, no magnetic field variations were recorded during the numerous electric signals recorded at the Avigliano Umbro Station. This behaviour can be explained by the model proposed for the source of the ELF electric perturbations (Fidani and Martinelli, 2015). In this model, rough spherical charge distributions could have formed in the atmosphere by expelled charged gases from the ground. The balancing electrostatic forces, due to air ions of net zero charge and external pressure, could be responsible for spheroidal confined structures which are stable and oscillates (Tennakone, 2011). But such symmetric structures, which oscillate radially, also create very small magnetic fields at a certain distance, due to the symmetry (Heller *et al.*, 2004). In a perfectly spherical symmetric charge

distribution, the only direction that an electric field, magnetic field and radiation field can point to is radially outward from the centre of the sphere. However, in a radiation field the electric and magnetic fields must be transverse to the direction of motion, so this system also will not produce any radiation, or have a magnetic field. The electric field E, the charge density ϱ, and the convective current density v are given by

$$E = -\nabla\varphi,\ 4\pi\varrho = -\nabla^2\varphi,\ v = (\partial/\partial t\nabla\varphi)/\nabla^2\varphi,$$

where $\varphi(x,y,z,t)$ is the time variable electric potential in the region A of the space, see Fig. 2.

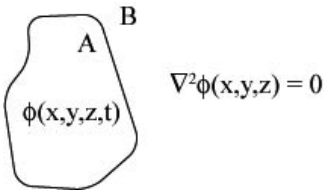


Fig. 2 – Regions A and B where electric charges are accelerating and electric potential satisfy Laplace's equation.

These choices, together with $H = 0$, automatically satisfy Maxwell's equations and describe an electromagnetic source, in an arbitrary volume, which only produces a static electric field outside the source region. For a true charged cloud which radially oscillates, the charge distribution decrease gradually with distance, and therefore a net electric field exists at a certain distance; to which a very small variable magnetic field is associated. Being that CIEN stations are located near residential areas, where noise on magnetic detection is not very low, the possibility of revealing very low magnetic field variations is scarce. This model can explain why electric perturbations are not recorded by distant CIEN stations (Fidani, 2011b). Furthermore, to increase the possibility of detecting a magnetic component associated to the recorded ELF electric perturbations, the magnetic loops should be installed in the same positions as the electrodes.

On the other hand, electric field oscillations were recorded by all 14 CIEN stations also before many rainfalls without evidencing seismic activity. It has been reported that rainfalls are often preceded by electric ions variations in the atmosphere (Takahashi, 1972). These observations suggest that electric oscillatory phenomena occur together with air ions concentration fluctuations and/or meteorological instabilities. A model for a spherically symmetric and dynamically stable structures has been proposed for the atmosphere by balancing electrostatic forces with air pressure (Tennakone, 2011). The possibility of forming stable spherically symmetric charge configurations in the atmosphere has been the subject of many past investigations, which have been conducted with the aim of better understanding unusual atmospheric phenomena, such as ball lightning (BL) and EQL (Singer, 1971; Tennakone, 2006). Thus, these charge configurations are potentially able to explain both observations of electric oscillations and luminosities in the atmosphere, with luminosities appearing when strong meteorological or seismic phenomena occur (Fidani and Martinelli, 2015). However, in the atmosphere they are subject to far transport by wind. Being so, this charged cloud model requires further investigation in order to determine if there are correlations between earthquakes and ELF perturbations, and between rainfalls and ELF perturbations. The genuine anomalies which preceded the studied earthquake cases will be therefore only a ratio of the total recorded ones, whereas the other anomalies are spurius and principally caused by meteorology.

Probability of earthquake occurrence from anomalies with meteorological influence. The time dependent synthetic probabilities of earthquake occurrence on the basis of electric anomalies recorded by CIEN can be evaluated. The meteorological processes can generate spurius anomalies and, thus generate a noise factor. It can be quantified by introducing a reliability parameter r, which is defined by the ratio of the genuine anomaly numbers to the total ones. The conditional probability of an earthquake occurring between t and $t + \tau$ on the condition that no earthquake occurs during a period between 0 and t is (Maeda and Yoshida, 1990)

$p(t,t+\tau) = [F(t+\tau)-F(t)]/[1/r-F(t)]$.

It has been demonstrated that a frequency distribution of anomaly time can be successfully analysed by making use of a Weibull distribution (Rikitake, 1989). Being so, the cumulative probability of earthquake occurrence is obtained by

$F(t) = 1-exp[-Kt^{m+1}/(m+1)]$,

where K and m can be evaluated with

$R(t) = exp[-Kt^{m+1}/(m+1)]$

and taking the double natural logarithms of $1/R$, one obtains

$ln[ln(1/R)] = ln[K/(m+1)] + (m+1)ln(t)$,

which is linearly related to $ln(t)$. $ln[K/(m+1)]$ and $(m+1)$ can be obtained by the least square method and so that parameters K and m can readily determined. The mean value of the precursor time t of the electric anomaly is given as

$E(t) = [K/(m+1)]^{-1/(m+1)}\Gamma[(m+2)/(m+1)]$

where Γ is the gamma function, while the standard deviation of the mean value is given as

$\sigma = E(t)\ \{\Gamma[(m+3)/(m+1)]-\Gamma^2[(m+2)/(m+1)]\}^{1/2}/\ \Gamma[(m+2)/(m+1)]$.

Given that there is no clear cut-way of omitting spurius electric anomalies coming from meteorology, the parameter r must be evaluated. This can be done by counting the anomalies recorded during days with significant earthquakes near a CIEN station and without any meteorological (rainfall) activity for a radius of 100 km; called *Ne*. Therefore, the number of anomalies recorded during days with significant earthquakes and meteorology near the same CIEN station is called *Nem*. Furthermore, the number of anomalies recorded during days with meteorological activity near the CIEN station but not significant seismic activity ($M < 2$) inside a radius of 100 km is called *Nm*. Whereas, the number of anomalies with no seismic or meteorological activities near the CIEN station is called *N*. The parameter r can be proposed as

$r = Sqrt[(1 – N/Ne)(1 – Nm/Nem)/(1 + Nm/Ne)]$.

The probability defined in this way increases discontinuously when an anomaly is observed, whereas the probability decreases subsequently if no earthquake is observed. Random occurrence of anomalies leads to an appreciable increase in probability at an early period, although the probability during this period decreases fairly quickly. If many electric anomalies are observed, the probability tends to increase monotonically, see for example a calculation made for the 1923 Kanto earthquake in Fig. 3.

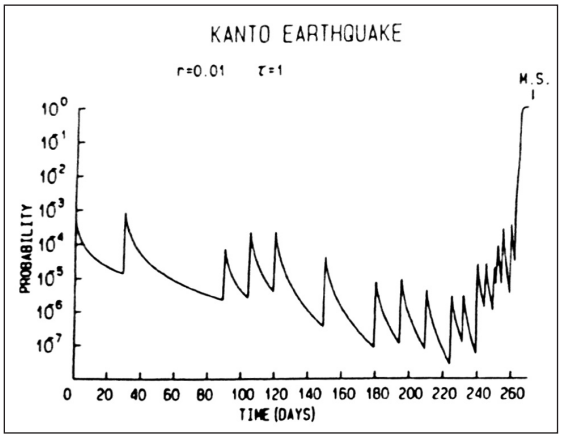


Fig. 3 – Changes in synthetic probability in logarithm of earthquake occurrence within one day ($\tau = 1$) for the Kanto earthquake with $r = 0.01$; from p.166 of Rikitake (2001).

Conclusions. Magnetic data recorded at the Chieti, Città di Castello and Avigliano CIEN stations suggest that electric perturbations recorded a these stations were characterised by magnetic intensities so small that, probably under the natural and anthropic noise levels, they are undetectable. The proposed model to explain electric perturbations (Fidani and Martinelli, 2015) seems to

justify such small values due to the symmetric charge distributions supposed to be the sources of the signals. Such symmetry seems to be responsible for the disappearance of electric field variations far from the source, and at the same time justifying the absence of correlations among signals already evidenced in past studies stations (Fidani, 2011b).

Finally, a preliminary discussion of earthquake probability occurrence from anomalies with meteorological influence has been introduced above. A definition for the reliability parameter r, which is the ratio of the genuine anomaly numbers to the total ones, has been proposed in terms of CIEN measurements.

References

Bina A. Observatory, at www.binapg.it/, seismic data collected in 2014.

Fidani C.; 2009: *Electromagnetic signals recorded by Perugia and S. Procolo (Fermo) stations before the L'Aquila earthquakes*. In: Atti 28th Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, Italy, p. 370-373.

Fidani C.; 2010: *ELF signals by Central Italy Electromagnetic Network in 2008-2010*. In: Atti 29th GNGTS, Prato, Italy, p. 175-179.

Fidani C.; 2011a: *L'Aquila earthquake: signal intensities of electric field anomalies*. In: Atti 30th GNGTS, Trieste, Italy, p. 363-365.

Fidani C.; 2011b: *The Central Italy Electromagnetic Network and the 2009 L'Aquila earthquake: observed electric activity*. Geosci., 1, p.3-25.

Fidani C. and Martinelli G.; 2015: *A possible explanation for electric perturbations recorded by the Italian CIEN stations before the 2012 Emilia earthquakes*, Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 56, 2, p. 211-226.

Heller L., Biophys. Group, Los Alamos Nat. Lab., NM, USA, Ranken, D., Best, E.; 2004: *The magnetic field inside special conducting geometries due to internal current*, Biomedical Engineering, IEEE Transactions, 51, 8, p.1310-1318.

Maeda K. and Yoshida A.; 1990: *A probabilistic estimation of earthquake occurrence on the basis of the appearance times of multiple precursory phenomena*, Journal Physics Earth, 38, p.431-444.

Marzorati S., Massa M., Cattaneo M., Monachesi G., Frapiccini M.; 2014: *Very detailed seismic pattern and migration inferred from the April 2010 Pietralunga (northern Italian Apennines) micro-earthquake sequence*, Tectonophysics, 610, p.91–109.

Rikitake T.; 1989: *Precursors to the Nobi earthquake*, jishin, 42, p.451-466.

Rikitake, T.; 2001: *Prediction and Precursors of Major Earthquakes*, Terra Scientific, Tokyo, 197pp.

Singer S.; 1971: *The nature of ball lightning*. Plenum Press, New York, NY, USA, p. 169.

Takahashi T.; 1972: *Electric charge of small particles (1–40μ)*. J. Atmos. Sci., 29, p.921-930.

Tennakone K.; 2006: *Ball lightning elusive behavior depending on proton conductivity*. Curr. Sci., 90, p.1247-1250.

Tennakone K.; 2011: *Stable spherically symmetric static charge separated configurations in the atmosphere: Implications on ball lightning and earthquake lights*. J. Electrostat., 69, p.638-640.

THE LAST S2 DPC-INGV PROJECT

L. Peruzza[1], F. Pacor[2], A. Goretti[3] (coord.)

[1] OGS – Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy

[2] INGV – Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italy

[3] DPC – Dipartimento Nazionale della Protezione Civile, Roma, Italy

Project S2 "Constraining Observations into Seismic Hazard" is the last S2 project funded in the frame of the 2012-2021 Agreement between DPC and INGV. It concerns the mid-long term Seismic Hazard Assessment in Italy, namely focusing on two priority areas, the Po Plain and peninsular Southern Italy. The planning and expected activities for the second and ultimate year S2-2014 (https://sites.google.com/site/ingvdpc2014progettos2/) are the continuation of S2-2012 Project, which results are available for the whole scientific community on a twin project's website (https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/).

The S2-2014 Project's advances have been verified during quarterly meetings with the Joint Commission INGV-DPC (Commissione Paritetica INGV-DPC) organized in July and November, 2014, and in March and June, 2015; the mid-term report on activities was released in November 2014. A final report, organized in 3 sections, has been released after the final conference of all the DPC-INGV Seismological Program, held in Bologna on June 4-5, 2015;

this note derives from it. All the documentations of intermediate phases (reports, presentations) are available for the whole scientific community, stored on the project's website.

The specific objectives pursued by the both the 2012 and 2014 projects are:

1. to develop a repository of probabilistic and deterministic seismic hazard assessments (SHA);
2. to carry out low-cost geophysical investigations based on active and passive techniques on about 30-40 RAN accelerometric recording stations, improving the estimate of the soil response to earthquakes, through quantitative description of the shear wave velocity profile obtained from quantitative measurements;
3. to promote the use and the development of surface/borehole instruments to have a better site characterization;
4. to exploit the results of the soil response analysis to validate the soil classification at the accelerometric stations;
5. to update the ITACA and OASIS public databases with site information at accelerometric stations, collected in this project, to extend the use and improve the quality of the Italian strong motion data;
6. to provide extended seismic history of several recording sites of the Italian accelerometric network (RAN) in terms of macroseismic intensity and strong-motion parameters, to be used for validate the hazard studies;
7. to propose a methodology to evaluate intensity data points during long seismic sequences, taking into account the increasing buildings vulnerability;
8. to test different approaches to evaluate fully site-specific probabilistic hazard assessments, including site effects at local and regional scales;
9. to apply and develop innovative methods for PSHA in the Calabria region, including new seismotectonic models, interaction among faults and near source effects;
10. to validate and rank different PSHA studies, based on several qualified ground motion parameters;
11. to widen the case histories of induced seismicity in Italy, with prototypal data archives;
12. to upgrade the analysis on seismic risk perception with statistically controlled surveys.

The S2-2014 project was organized into 8 main Tasks, developed by activities proposals of 8 Research Units, as given in Tab. 1.

The activities on liquefaction, implemented in Task 8 of the past S2-2012 project, have not been continued in 2014-15, as similar activities were on-going under other agreements (DPC-Regione Emilia Romagna; DPC-Reluis 2013-2015).

Task 1 developed a repository usable for SHA analysis, including the SYNTHESIS database results of deterministic simulations of earthquake ruptures for major recent Italian earthquakes.

Task 2 has been devoted to the improvement of site-information at strong-motion recording stations. The aim was to correctly take into account the site responses for site-specific PSHA (Task 4) and provide proper data for the PSHA validation test (Task 6). These tasks involved most of the Project RUs (5 out of 8, see Tab. 1) and have been carried out in cooperation with other institutions and projects, e.g. DPC (GEORAN project), INGV and OGS institutional activities.

Task 3 developed some tools to integrate instrumental data with macroseismic observation, from the engineering perspective too.

The goals of Task 4 and Task 5 remained unchanged with respect to the S2-2012 Project. In Task 4 a major emphasis has been given to the evaluation of site response at municipal level, a fundamental ingredient for site-specific PSHA analysis and for correctly using the observed ground motions in the validations performed in Task 6. For this reason, a new research unit (RU8) has been involved on this topic, too.

For the importance of Task 6, devoted to the validation of the hazard studies, one more research unit (RU7) has been involved in the project.

Given the growing attention on the induced seismicity, the activities of Task 7 have been increased and one more team (embedded in Research Unit RU3) has been added.

For Task 8, during the S2-2014 project, the DPC communication needs and strategies have been taken into account.

The project hosted also uncountable internal meetings, and three specific workshops; two of them marked the very beginning and very end of the project (DW1 - on "site-specific characterization" held in Milan, May 29, 2014, and DW3 - on "induced seismicity" in Rome, June 12, 2015); a restricted meeting on "aftershocks inclusion in seismic hazard" substituted an event originally planned on hazard validation, as an international workshop on the same topic was held by Eucentre in Pavia, in 2015.

Tab. 1 summarizes the research units involved and the theoretical funds allocation for each Task; all the research units have anticipated the funds. Up to now (September 28, 2015), the final submission of economic reports by the RUs reached about 70% of the total allocated budget of S2-2014, with ~253,000 out of 358,000 Euros.

It is worthwhile noticing the contemporaneous presence of different Research Units on some tasks: it implies a huge effort of coordination, as documented by the long list of meetings/ appointments reported in the Project Agenda. Notably, all the Research Units and directors/ DPC representative have worked in an agreed and cooperative manner, increasing the quantity and quality of results.

During the project some collaborations have been activated with other external projects and institutions that deal with similar issues. In particular, there were some interaction with other DPC-Reluis Projects (for instance, on the procedures relative to the deconvolution analysis, concerning risk perception and on the utilization of aftershocks in PSHA), with the Project GEORAN (DPC and CNR-IGAG) for the site characterization activity, again with the DPC Communication staff, for the risk perception topic, and with MiSE (Ministero dello Sviluppo Economico) and DPC for induced seismicity.

Tab. 1 - Tasks, RUs and funds assigned by the S2-2014 Project; funds are indicative as they have to be reimbursed on the basis of detailed expenses reports, due on Sept. 4, 2015.

Task 1 - Enhanced Repositories for SHA	**Task 2** - HQ instrumental observations	**Task 3** - Upgrade of macroseismic dataset	**Task 4** - Site-Specific SHA on selected municipalities	**Task 5** - Toward a 2020 PSHA	**Task 6** - Validation and ranking of PSHA	**Task 7** - Induced seismicity: potential in Italy and seismic provisions	**Task 8** - Risk perception and communication			
1,000	7,000	2,000	2,000	2,000	5,000	7,000	2,000	**Peruzza / Pacor / Goretti**	**RU1 OGS / RU2 INGVMI / DPC**	28,000
20,000	22,000	10,000						**Luzi**	**RU2 INGVMI**	52,000
	3,000		30,000					**Barani**	**RU4 UNIGE**	33,000
	10,000		4,000					**Barnaba**	**RU1 OGS**	14,000
	15,000				18,000			**Albarello**	**RU5 UNISI**	33,000
	4,000		9,000					**Laurenzano**	**RU1 OGS**	13,000
	10,000		5,000					**Mucciarelli Gallipoli**	**RU1 OGS/ CNR IMAA/ RER**	15,000
		12,000						**Grimaz**	**RU6 UNIUD**	12,000
						25,000		**Priolo / Mucciarelli**	**RU1 OGS/ CNR IMAA**	25,000
	3,000		15,000					**Castellaro**	**RU8 UNIBO**	18,000
							33,000	**Crescimbene**	**RU3 INGVRM**	33,000
				50,000				**Akinci**	**RU3 INGVRM**	50,000
			2,000		10,000			**Bazzurro**	**RU7 EUCENTRE**	12,000
						20,000		**Braun**	**RU3 INGVRM**	20,000
21,000	**74,000**	**24,000**	**67,000**	**52,000**	**33,000**	**52,000**	**35,000**			358,000

Spotlight on results. The S2-2014 Project produced 20 deliverables, the full list is given in Tab. 2. All the deliverables in format of report/electronic files have been released before the project end (June 30, 2015); some websites (e.g. Synthesis, ITACA, S2in, Nisbas) completed their upgrade during the summer.

Tab. 2 - Deliverables released by the S2-2014 Project; they are accessible from the web page https://sites.google.com/site/ingvdpc2014progettos2/deliverables or given as summaries in the Section 2 of the Final Report, at https://sites.google.com/site/ingvdpc2014progettos2/documents. Deliverables are reports, electronic files and websites, except those in the grey area that were meetings.

N	Task	Deliverable	Authors
1	1	***D1.1*** *Earthquake Modelling collected by S2-2014*	D'Amico M., Maini C., Puglia R., Russo E., Pacor F., Luzi L.
2	1	***D1.2*** *Update of SYNTHESIS*	idem
3	2	***D2.1*** *Site-specific characterization of selected ITACA stations*	Luzi L., Felicetta C., Puglia R., Russo E., Pacor F., Maria M. D'Amico, Giovanni G. Lanzano and Task2 Working Group: Albarello D., Barani S., Barnaba C., Castellaro S., Gallipoli M.R., Laurenzano G., Massa M., Moscatelli M.
4	2	***D2.2*** *Surface/borehole seismic data*	Mucciarelli M., Priolo E., Romanelli M., Laurenzano G., Garbin M., Stabile T.A., Gallipoli M.R., Martelli L.
5	2	***D2.3*** *Ground motion variability of the stations selected for PSHA model validation*	Lanzano G., D'Amico M., Felicetta C., Luzi L., Puglia R., Pacor F.
6	2	***D2.4*** *Deconvolution analyses of newly characterized accelerometric sites*	Castellaro S., Albarello D.
7	3	***D3.1*** *Macroseismic and ground motion: site-specific conversion rules*	Gomez Capera A.A., Locati M., Fiorini E., Bazzurro P., Luzi L., Massa M., Puglia R., Santulin M.
8	3	***D3.2*** *Macroseismic intensity accounting for vulnerability changes during seismic sequences*	Grimaz S., Barazza F., Del Pin E., Malisan P.
9	4	***D4.1*** *Site-specific PSHA for previously selected sites*	Barani S., Spallarossa D.with contributions of ITACA and Task 2 Working Groups
10	4	***D4.2*** *Site-specific PSHA for newly selected sites, guidelines*	idem
11	4	***D4.3*** *Site-response on true/virtual reference station*	Laurenzano G., Priolo E., Barnaba C.
12	5	***D5.1*** *Seismic hazard map in Southern Italy (revised)*	Akinci A., Burrato P., Tiberti M.M., Vannoli P., Mariucci M.T., Murru M., Falcone G., Taroni M., Herrero A., Spagnuolo E., D'Amico S.
13	6	***D6.1*** *Validation of PSHA: methodological updates and new results*	Albarello D., Peruzza L., Goretti A. with contributions of RU7 EUCENTRE (Bazzurro P., Fiorini E.), ITACA team, and S2-2014 Task 2-4 Working Groups
14	7	***D7.1a*** *On induced Seismicity in Italy: the new website "S2in"*	Priolo E., Mucciarelli M., Laurenzano G., with contributions by: Caffagni E., Carannante S., Cattaneo M., D'Alema E., Frapiccini M., Gallipoli M., Garbin M., Ladina C., Marzorati, Monachesi G., and Stabile T.
		D7.1b *On induced seismicity in Italy: recent studies*	Braun T., Buttinelli M., Caciagli M., Cattaneo M., Improta L., Marzorati S., Monachesi G., Piccinini D., Saccorotti G., Scrocca D.
15	8	***D8.1*** *Questionnaire for risk perception (revised)*	Crescimbene M., La Longa F., Camassi R., Pino N.A., Pessina V., Cerbara L., Crescimbene C., Peruzza L.
16	8	***D8.2*** *Collected data in digital format*	idem
17	8	***D8.3*** *Survey results*	idem
18	2	***DW1*** *Site-characterization of accelerometric stations*	RU 2 (INGV-MI) with contribution of S2 Directors & DPC Representative
19	5	***DW2*** *Aftershocks in PSHA*	S2 Directors & DPC Representative
20	7	***DW3*** *On induced seismicity in Italy*	RU 1 (OGS) with contribution of MiSE and S2 Directors & DPC Representative

The results pertain to the fields of the probabilistic seismic hazard analysis related to the tuning and application of validation methods, the implementation of innovative methodologies to include site effects, the exploitation of detailed seismotectonic models, and the development and acquisition of new tools and data useful for seismic hazard. Finally, the project has promoted some activities related to induced seismicity and seismic risk perception, with potential significant implications regarding the seismic hazard reduction strategies.

The focus of the project was the validation exercise of Probabilistic Seismic Hazard Assessment (PSHA), started in S2-2012 project and continued within the Task 6 in 2014-15.

The scoring test completed during the S2-2012 Project highlighted the need of having:

i) high quality site response characterizations for the accelerometric stations,

ii) a careful check on completeness of recordings, not fully accomplished by the information available in 2013 in the ITACA archive (http://itaca.mi.ingv.it), and

iii) reinforced understanding of some methodological aspects of scoring.

These issues have been addressed in this project and the validation exercise strongly benefitted from the results obtained by the Task 2, Task 3 and Task 4.

In particular, the adoption of site amplification inferred from the experimental data analysis carried out within the Task 2, instead of the simplified NTC8 coefficients, has significantly changed the previous ranking results, highlighting the importance to have realistic amplification factors to correct the ground motion observed on soil categories different from rock condition. Furthermore, significant methodological improvements have been obtained taking into account the ground motion spatial correlation on seismic hazard estimate validation. This fact influences the validation test, too. In general the ground motion spatial correlation increases the variance of the variable used in the statistical test, and it makes more acceptable the ground motion observations.

Under Task 2, an extensive campaign of site characterization has been carried out, in synergy with the project GEORAN coordinated by CNR-IGAG and funded by DPC, in order to establish and apply the best practice for site characterization, following the standards in data acquisition and post-processing of the seismic microzonation defined at national level.

Among the 77 RAN stations, active since 1975 or at least continuously operating for 25 years, 46 sites have been investigated by different research units to provide detailed site-specific characterizations. All the collected data have been included (or, have being progressively included) in the ITACA database, increasing of about 50% the number of stations for which good geological and geophysical information is available. Notably, *about 1/2 of the studied stations had changed their previously soil categories, assigned only on the basis of surface geology.*

Innovative methodological approaches in PSHA have been proposed within Task 4 and Task 5, helping to clarify certain aspects still debated in the context of seismic hazard.

The Task 4 implemented and tested different methods (with increasing complexities) to introduce the local seismic response in PSHA at three sites (Mirandola, Casaglia and Soncino) that have been characterized in the context of the previous project. The *PSHA for generic sites (Level 1),* estimated considering the appropriate values of the site parameters (Vs30 or soil categories) in the Ground Motion Prediction Equations (GMPEs), *performs quite well when compared to a more sophisticated approach (Level 4).* Major problems can rise for sites that can have non-linear soil behaviour, or in case of shallow alluvium soil condition. The PSHA for generic site was then performed at the 77 RAN stations, exploiting the results obtained by Task 2. Thirteen different GMPEs were applied with the aim of examining the influence of different GMPEs on the final hazard and evaluating improvements in ground motion prediction by the comparison with observations at the single recording station.

Task 5 acquired new data and tested an alternative approach with respect to the standard model (MP04) for the Calabria region, reaching important results such as the development of a *new seismotectonic model that allows the evaluation of earthquake probabilities for the largest*

events. Clustered and de-clustered catalogues have been also tested, showing that the former leads to increased ground motions in PGA at 10% exceedance probability in 50 years.

The development of tools and the data collection were accomplished within Task 1, Task 2 and Task 3 with the general goal of exploring the use of data of different nature, useful for hazard purposes. With the aim of promoting the use of synthetic seismograms as an alternative to strong-motion records, synthetic waveforms and input parameters were collected from previous deterministic simulations of past Italian seismic events; they have been validated through the comparison with recorded strong motions, and included in SYNTHESIS database (http://synthesis.mi.ingv.it/).

Once more under Task 2, a database, called *NISBAS* (Network of Italian Surface-Borehole Accelerometers and Seismometers) has been set-up, *aimed at starting to fill a research gap related to coupled accelerometers at the surface and in borehole*.

Within Task 3, various applications on macroseismic intensity data have been proposed. *A web-tool, Rosetta, aims at linking intensity and strong motion data related to the same event in an interactive and innovative way.* Some preliminary relationships between ground motion and macroseismic intensity are thus derived for the Italian territory. A joint effort between Task 3 and Task 6 has lead to analyses on *spatial correlations applied to macroseismic fields, in order to derive some complementary information on completeness of accelerometric recordings*. Attempts to evaluate *intensity values during long seismic sequences have been also performed, analysing the cumulative damages on masonry buildings*.

Task 7 promoted several activities on *induced seismicity* in Italy, mainly devoted to widen the knowledge of phenomena, not limited to the scientific audience, and to gather basic data sets that can be useful when treating anthropogenic seismic events. The activities *culminated in a workshop, held in cooperation with DPC and MiSE* whose materials are available for the whole community, from both the Task 7 and Project websites (http://www.sismicitaindotta.it/ and https://sites.google.com/site/ingvdpc2014progettos2/tasks/task/dw3-on-induced-seismicity-in-italy).

Last but not the least, *in Task 8, devoted to risk perception, a survey questionnaire,* initially developed under S2-2012 project, *has been enhanced in order to take into consideration the building vulnerability, and to reach a wider, statistically significant sample of Italian citizens*. The activity has benefitted from an additional economic contribution by INGV Roma 1 Section. The task presents a first analysis of the data and the comparison between the perceived risk and the "real risk" that can be a useful tool in targeting future campaigns to reduce seismic risk.

Lights, shadows and acknowledgements. The project S2 "Constraining observations into Seismic Hazard" has faced several difficulties and polemics during its accomplishment, culminated with the cut of one-year planning (applied to all the projects of the Seismological Programme which included S2, as well as to the projects of the twin Volcanological Programme), and changes of direction/evaluation/control criteria on the run. We believe they have been fixed, always giving priority to transparent choices, and to the interests of the whole Italian scientific community, that is facing heavy reductions in funds and human resources, and that more than ever now needs coordinated efforts and participated rules.

A true thorn in the flash of the project pertains to the administrative issues of working in anticipation of funds; they really impacted especially during the first phase of the project, and for the non-INGV research teams. At the moment we wrote this note (late Sept 2015, i.e. 2 months after the project end), the 1st tranche of funds has not been transferred yet. Conversely, we believe there was an excess of reports, with respect to the real needs of a research activity.

Concerning the lights, the project ended with a huge set of new data, new ideas, and new open issues, available for the whole scientific and non-scientific communities. Minutes and materials have been promptly made available on the Project website; it remains, with Skype sessions and mail messages, one of the favourite means of communication between the project's participants. A posteriori, even if the number of users and sessions is not huge (see Fig. 1), the

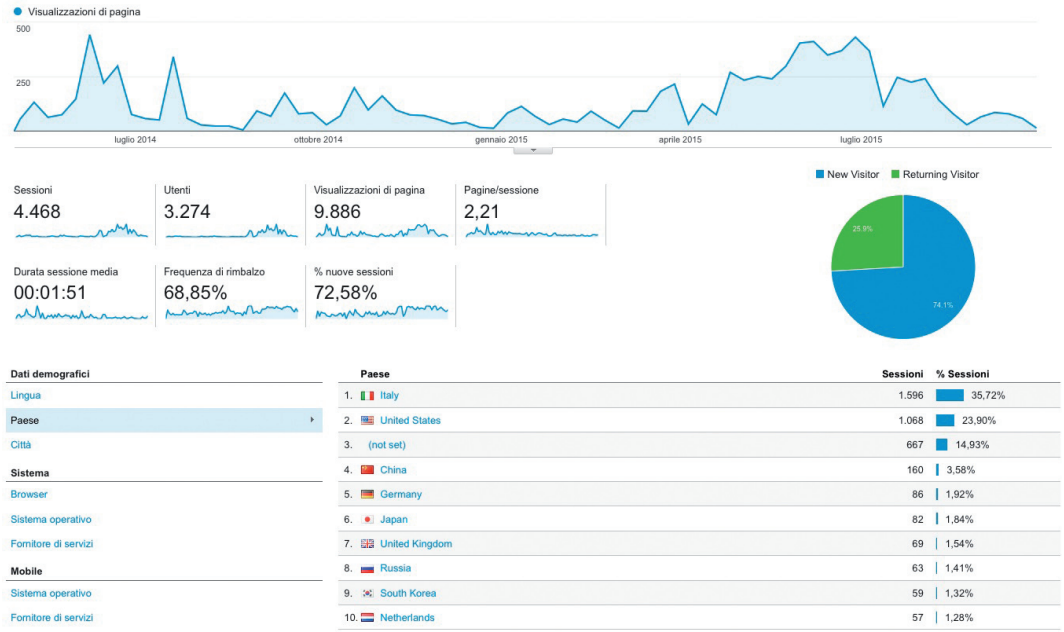


Fig. 1 – Web-site analysis: weekly number of page visualization and origin's countries from the start of the S2-2014 project (May 1, 2014 – Sept 28, 2015).

mean time spent on each session demonstrates some deepening in the contents, and the website is still attracting new visitors, in Italy and from abroad.

A special issue collecting selected papers from Tasks 1 to 6 has been proposed and accepted by an international journal (BEE - Bulletin of Earthquake Engineering); it is planned to be finished in late 2016. Conversely, Task 7 benefitted from a special issue of another international journal (BGTA – Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata), expected for late 2015. The results of Task 8 will follow other dissemination strategies, accordingly with the aims and needs of DPC Communication Office.

As conclusive remarks, we want to thank the project participants and all the other people that made it feasible. The motto, set-up at the very beginning of S2-2012 project in the website banner, states *"Teamwork is the ability to work as a group toward a common vision, even if that vision becomes extremely blurry"*. We feel it an appropriate auspice for the future development of research on seismic hazard assessment in Italy.

Acknowledgements. This study has benefited from funding provided by the Italian Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile (DPC), Project S2-2014. This paper does not necessarily represent DPC official opinion and policies.

DEFORMATION TRANSIENT ANALYSIS IN LONG TERM INSAR AND GPS TIME SERIES BY MEANS OF THE PRINCIPAL COMPONENT ANALYSIS (PCA): RESULTS FROM DPC-INGV S3 PROJECT

G. Pezzo[1], C. Tolomei[1], E. Serpelloni[2], A. Gualandi[2], S. Salvi[1], J.P. Merryman Boncori[3], A. Lugari[1]
[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, CNT, Roma, Italy
[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, CNT, Bologna, Italy
[3] Sarmap SA, Purasca, Switzerland

Introduction. The aim of the DPC-INGV S3 project "*Short term earthquake prediction and preparation*" (2014-15) was exploring the possibility that multiparametric monitoring of a number of observables potentially related to the crustal strain field could represent a tool for better constraining seismic hazard in Italy. The basic approach followed in the project considers seismogenic process as "*critical*" process in the frame of the "self-organized criticality" model (e.g., Kagan, 1994; Main, 1995, 1996). In this model, the seismogenic process is "critical" in nature (e.g. Kagan, 1992; Turcotte, 1992) having as a basic dynamical element the fault interaction (e.g., Sacks and Rydelek, 1995; Castellaro and Mulargia, 2001). This interaction is responsible for the observed phenomenology, that is characterized by irregularly distributed bursts of energy releases (time-space clustering of earthquakes) and scale relationships (e.g. the 'Gutenberg-Richter law').

In this context, the basic goal of the project was the full exploitation of a huge amount of data to detect possible large scale/short term (months to weeks) transient strain field variations that could be the marker or the responsible of upcoming earthquakes. One of the key points is the space-time analysis of the surface deformations. Thus, our aim (Research Unit UR-01, *Deformation transient analysis in long term InSAR and GPS time series*) was the analysis of the mean ground velocity and the relative displacement time series, obtained from both InSAR and Continuous GPS (CGPS) data.

The use of radar satellite data and the differential interferometric technique allows to explore the processes and phenomena relative to the accumulation and subsequent release of crustal deformation during the seismic cycle at a high spatial resolution, while continuous GPS data guarantee high accuracies and precisions and higher temporal sampling with respect to InSAR observations. The integration of GPS and InSAR measurements, during both the SAR processing and post-processing steps, allows an overall improvement of InSAR accuracies, while allowing the exploration of systematic errors in InSAR data. The high temporal sampling of GPS and the wide area coverage of InSAR observations provide a solid observational space for monitoring both long-term crustal deformation and the occurrence of possible (shorter terms) deformation transients, for which we would expect some spatially coherent signals in the geodetic time-series.

Finally, the GPS and InSAR displacement time-series will be the input of a multivariate statistical analysis, which will start from the use of a Principal Component Analysis (PCA) method. We focus our analysis on a study area of major concern located in the Po plain, in particular in the Emilia region, affected by a seismic sequence during 2012.

Seismotectonic context. The Emilia region is located in the Po Plain, representing the E-W continental collisional boundary between the subducting Adria plate to the north, and the overriding northern Apennines block to the south (e.g. Picotti and Pazzaglia, 2008). Seismic sections (e.g. Boccaletti and Martelli, 2004) reveal that central Po Plain is characterized by an arcuate blind thrust system, where the related growth folds are located below the Plio-Quaternary sedimentary cover (Pieri and Groppi, 1981; Pieri, 1983; Consiglio Nazionale delle Ricerche, 1992; Burrato *et al*., 2003). The current tectonic activity of the frontal part of the northern Apennines accretionary wedge was proposed by many authors basing on geomorphological analysis, subsurface geology, seismicity, and present day stress field (Meletti *et al*., 2000; Valensise and Pantosti, 2001; Burrato *et al*. 2003; Scrocca *et al*., 2007; Boccaletti *et al*., 2010). Burrato *et al*. (2003) described active fold growth in this area observing the northward

migration of the Po River and other smaller watercourses during the Late Quaternary. Recent horizontal GPS measurements (Serpelloni *et al*., 2006; Devoti *et al*., 2011) suggest ~1 mm yr^{-1} of shortening, confirming the occurrence of active thrusting in the area.

The epicentral area of the 2012 Emilia seismic sequence is characterized by low historical seismicity. Since at least the year 1000 A.D. this area has never experienced earthquakes of magnitude larger than ML ~ 4.7 [1574 Finale Emilia earthquake: Rovida *et al*. (2011)], whereas larger magnitude earthquakes occurred west and east of the 2012 epicentral area. The 2012 sequence shows two mainshocks occurred on May 20 and 29, 2012, of magnitude ML 5.9 and 5.8, respectively. Pezzo *et al*. (2013) investigated the related coseismic surface deformation using COSMO-SkyMed and Radarsat-1 satellite SAR images and GPS data: SAR and GPS data inversions suggested that the main activated faults were the Ferrara thrust (for the May 20 shock) and the Mirandola one (for the May 29 shock). They also observed that the maximum deformation measured by InSAR data corresponds to the top of the Mirandola and Ferrara folds: in the long-term, the growth of these folds cause the wide northward bend of the Po river course and the deviation of the Secchia and Panaro rivers, as suggested by Burrato *et al*. (2003). An interesting finding of Pezzo *et al*. (2013) is an aseismic deformation, well modelled by slip on the eastern side of the frontal Mirandola thrust later activated during the May 29 mainshock, occurred in the time span between the two mainshocks.

InSAR data. We processed InSAR data sets for the X-Band (COSMO-SkyMed) and C-Band (ERS and Envisat) sensors to retrieve the largest possible spatial and temporal coverage. We used both ascending and descending COSMO-SkyMed image data sets, spanning the June 2012- December 2013 time interval, to study the post-seismic deformation, as well as ASAR and ERS image data sets, spanning from 1992 to 2010, for the inter-seismic period (Tab. 1). Using the multi-temporal InSAR technique named SBAS (Small BAseline Subset, Berardino *et al*., 2002), we obtained mean ground velocity maps and displacement time series for each coherent pixel in the temporal span of the processed images (Figs. 1 and 2). We use time series and mean ground velocity retrieved from CGPS to calibrate InSAR velocity maps and remove spurious signals during the SAR data processing. The CGPS displacement rates are used to validate the InSAR results.

Tab. 1 - Available SAR data set for COSMO-SkyMed image beams (Stripmap mode), ERS and ASAR sensors for both ascending and descending geometries, covering almost the entire Emilia Region.

Sensor	Orbit	Track-Frame	Temporal Span	N° of images	N° of pairs
COSMO-SkyMed	Ascending	05 west	8/7/12-28/12/13	26	86
COSMO-SkyMed	Ascending	05 east	9/7/12-17/11/13	22	70
COSMO-SkyMed	Ascending	04	13/7/12-23/12/13	25	88
COSMO-SkyMed	Ascending	03	30/5/12-14/8/13	17	48
COSMO-SkyMed	Ascending	10	4/7/12-14/12/13	34	128
COSMO-SkyMed	Ascending	11	28/7/12-26/12/13	39	251
COSMO-SkyMed	Descending	03	20/6/12-20/12/13	25	75
COSMO-SkyMed	Descending	05	6/7/12-16/12/13	25	76
ERS	Descending	165-2705	30/9/92-5/6/99	36	134
ASAR	Descending	166-2705	25/1/03-21/8/10	33	139

ASAR and ERS mean velocity maps (1992-2010) show deformation patterns (Fig. 1) ascribable to different natural and human phenomena. We observe some strong subsidence patterns (red colours) mainly due to the intensive water pumping carried out in the Po plain. Subsiding patterns are mainly located in correspondence with the maximum thickness of soft

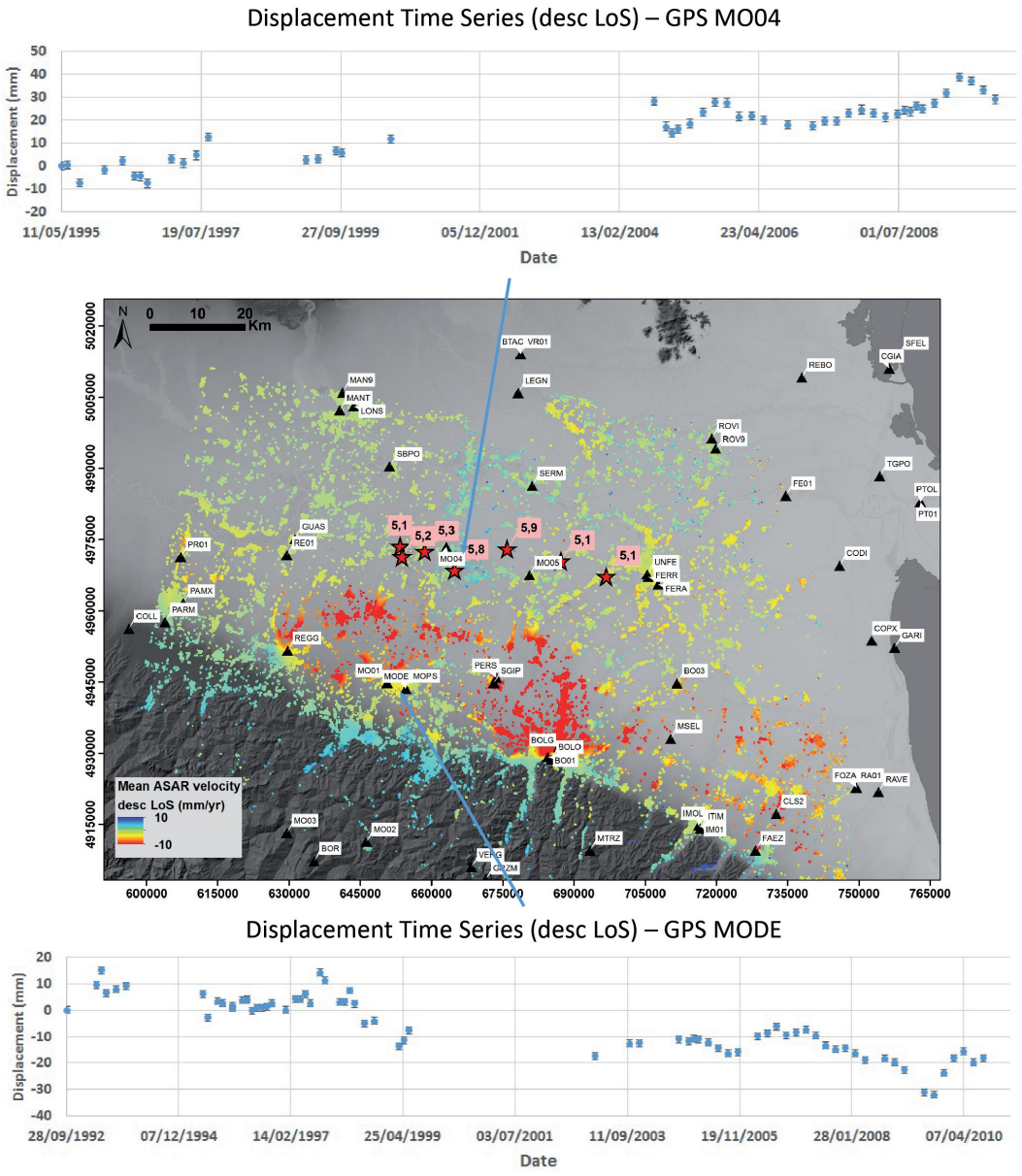


Fig. 1 – ENVISAT-ASAR descending mean velocity map along with two examples of displacement time series (1992-2010), at the top and bottom of the figure. The measurements are in line of sight (LoS): positive values (blue colours) are approaching to the sensor; vice versa for negative ones (red colours). Red stars indicate the main (Mw ≥ 5.0) seismic events; magnitudes are expressed as Mw. Black triangles represents the CGPS.

sediment. Along the entire Apennines front, it is possible to observe a relative (with respect to the Po Plain) uplift pattern. Moreover, comparing the space distribution of positive values (Fig. 1) with the main tectonic features represented by some buried growing anticlines (not shown in the text for reasons of space), we observe a rough correspondence: positive (uplift) mean ground velocity are located in correspondence of the culminations of the anticlines, in particular along the Mirandola anticline, located below the MO04 GPS station. This could be the result of two phenomena: the sediment compaction, that is higher where the sediment is thicker, and the tectonic growth of the buried active anticlines.

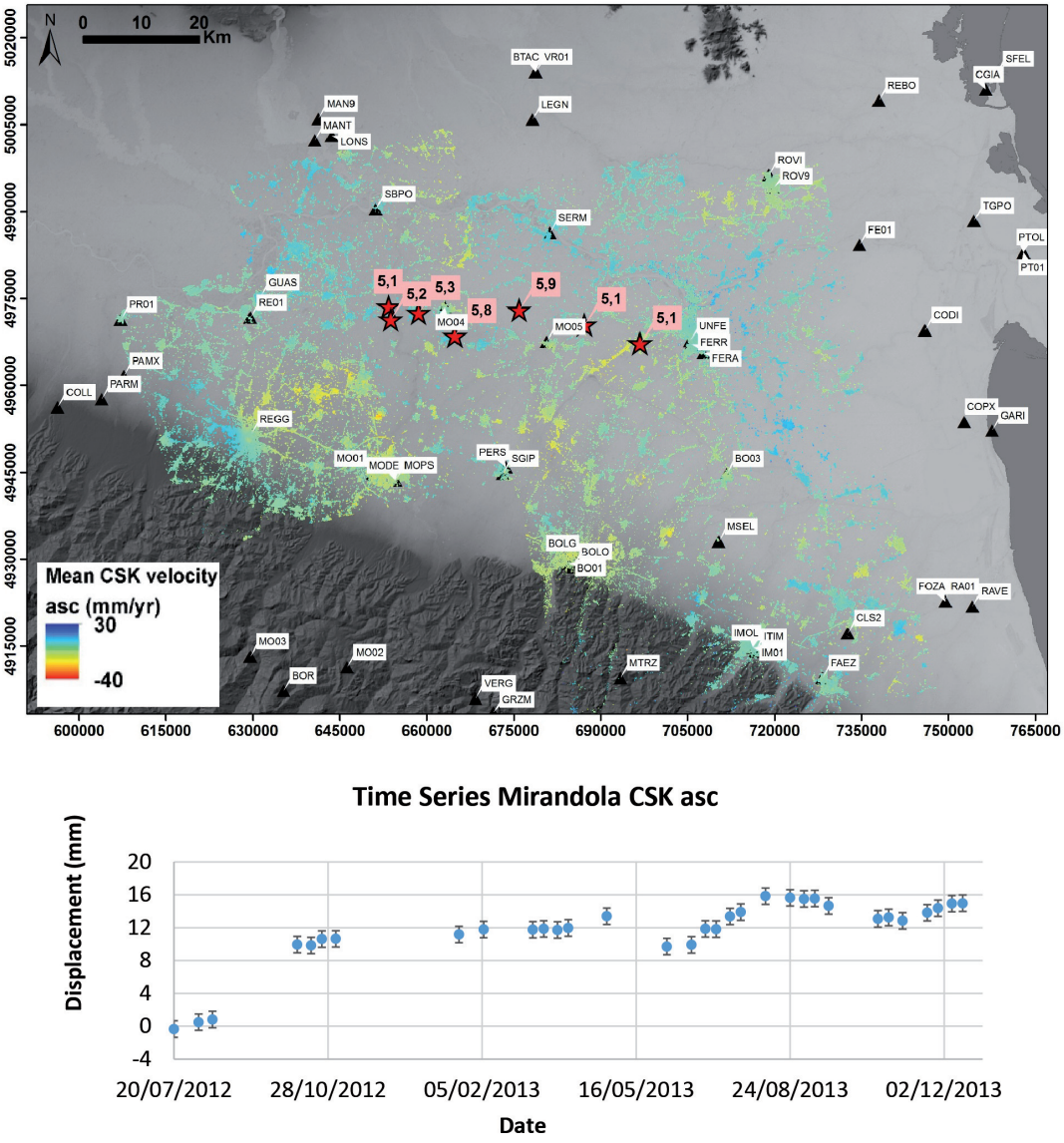


Fig. 2 – COSMO-SkyMed ascending mean velocity map along with an example of displacement time series (Jul. 2012-Dec. 2013). The measurements are in line of sight (LoS): positive values (blue colours) are approaching to the sensor; vice versa for negative ones (red colours). Red stars indicate the main (Mw ≥ 5.0) seismic events; magnitudes are expressed as Mw. Black triangles represents the CGPS.

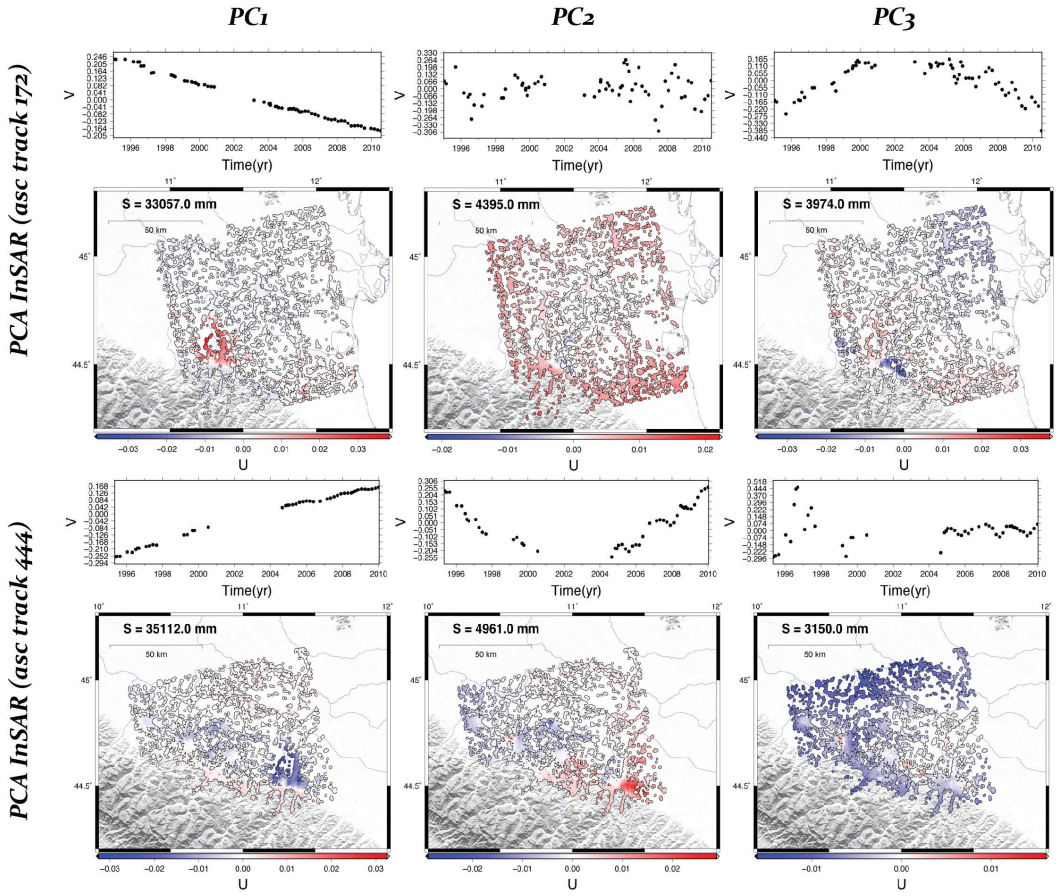
Postseismic deformation maps from Cosmo-SkyMed (Fig. 2) show positive values (approaching to the sensor) in the 2012 epicentral area, reaching about 20 mm yr^{-1} in both ascending and descending geometries. As for the ERS and ASAR maps, there is a rough correspondence between the growing anticline and the positive velocity values, and vice versa; in particular this is visible in correspondence of the 2012 epicentres, represented by the red stars in Fig. 2. Thus, there are some similar patterns between pre- and post-seismic maps. Observed local subsidence is interpreted as due to fluid migration and compaction of the Po plain sediments. Post-seismic time series show quasi-exponential afterslip deformation patterns in the epicentral area for both the ascending and the descending maps (Fig. 2).

CGPS data. Concerning the continuous GPS data analysis, the spatially correlated Common Mode Error (CME) is one of the major noise sources in GPS position time series (Wdowinsky *et al*., 1997; Dong *et al*., 2006) and it has been recently recognized and accounted by Serpelloni *et al*. (2013) to improve the accuracies of GPS measurements of vertical ground motion rates. In order to obtain an improvement in the daily repeatability of GPS positions, and an improvement in the signal-to-noise ratio, we adopted a PCA (Principal Component Analysis) method to estimate and remove the spatially correlated Common Mode Noise error in GPS time-series, following the procedure described by Dong *et al*. (2006) and by Serpelloni *et al*. (2013). This step required to enlarge the number of GPS stations included in the analysis, because the CME in the Euro-Mediterranean area has been described as non-spatially uniform (Serpelloni *et al*., 2013). Thus, we used state-of-the-art GPS data processing methods to derive a uniform and homogeneous GPS solution over the Euro-Mediterranean area, analyzing data from >2500 continuous GPS stations for the 1994/01/01 – 2015/05/26 time span. Additionally, in order to avoid the cancelation of interesting tectonic signals from the study area, the CME was estimated using a wider network, including tectonically stable regions in central Europe. We performed this analysis on residual time-series of high-quality GPS stations, after removing the linear trend, jumps and seasonal signals, excluding from the analysis the investigated area and all sites with clear non-linear or noisy data.

The raw GPS data, in the form of daily, 30-seconds sampling, RINEX (Receiver INdependent EXchange) files, were analyzed with the GAMIT/GLOBK software. Stations velocities were obtained following a three-step procedure, consisting in: 1) the phase data reduction, 2) the combinations of solutions and realization of the reference frame, and 3) the time-series analysis.

In the first step, we used daily GPS phase observations to estimate site position, adjustments to satellite orbital parameters (EOPs) and time-variable piecewise linear zenith and horizontal gradient tropospheric delay parameters by means of the GAMIT (V10.5) software, applying loose constraints to the geodetic parameters, using IGS final orbits. GPS phase data are weighted according to an elevation-angle dependent error model, using an iterative analysis procedure whereby the elevation dependence is determined from the observed scatter of phase residuals. We applied the Ocean-loading and a pole-tide correction model FES2004. We used the Vienna Mapping Function (VMF1) for modeling the tropospheric delay and the Global Pressure and Temperature 2 (GPT2) model. We also accounted for non-tidal atmospheric loading in the phase data processing step, and for 2nd/3rd order ionosphere effects. We used the IGS absolute antenna phase center model for both satellite and ground-based antennas. In the second step we used the ST_FILTER program of the QOCA software (http://qoca.jpl.nasa.gov) to combine the regional daily loosely constrained solutions obtained in Step 1 and simultaneously realize a global reference frame by applying generalized constraints. Specifically, we defined the reference frame by minimizing the velocities of the IGb08 global core stations (https://igscb.jpl.nasa.gov/network/refframe_core.html), while estimating a seven-parameter transformation with respect to the IGS realization of the ITRF2008 NNR frame, named IGb08 (https://igscb.jpl.nasa.gov). In the third step, we analysed the position time-series, defined in the IGb08 reference frame. Changes in stations positions were modelled using standard functional model.

Position outliers were cleaned from the time-series adopting a post-fit RMS criterion (values larger than 3 times the post-fit Weighted Root Mean Square, WRMS, were discharged). A few stations recorded the coseismic offsets and postseismic transients due to the May 2012 Emilia earthquake sequence. For those sites, we modeled two coseismic offsets and an exponential decay function, with a 30-day decay constant. Non-tectonic jumps, mainly due to changes in the stations equipment, were defined from the analysis of station log-files, when available, and from visual inspections of the time series. Outliers were cleaned adopting a post-fit RMS criterion, in particular, we discarded values larger than 3 times the post-fit Weighted Root Mean Square (WRMS).



V, U and S for the first 3 PCs

Fig. 3 – The first three (and most representative) principal components of the PCA method (from left to right). U represents the spatial response with respect to the temporal trend (V), as V is the response of the function in time. Concerning the first and second components, one-year-lasting signals are extracted and a seasonal component prevails, while for the third component a cyclical multi-annual basis signal is present.

Here the time-series analysis is not performed with the goal of estimating station velocities, but with the goal of generating several types of "residual" time-series, where with the term "residuals" we intend the time-series obtained after removing a certain model from the raw data-set. In particular, we first generated the full residual time-series. These residual time-series ideally would contain only noise, and among the most important sources of time-correlated noise, the so-called Common Mode Error is the most important one. Thus, as previously mentioned, we estimated the CME using a Principal Component Analysis (PCA) technique on the residual time-series, and using the PCA outputs to apply a space-time filtering on the time-series, improving daily repeatability, accuracies and precisions of the velocity estimates. We generated two different sets of filtered (CME removed) time-series, for two different sets of stations. Two areas were identified, for which we generated two different sets of filtered (CME-removed) time-series: Area1) encompassing the Alpine and northern Apennines, Po Plain area, for which we generated de-trended time-series, where only the non-tectonic signals (i.e., instrumental offsets) have been removed, so the time-series contains the seasonal terms, and Area2) corresponding to the area where InSAR displacement time-series are available, for which we generated de-trended residual time-series, where also the seasonal terms are removed.

It is worth noting that, in order to reduce the percentage of missing data when forming the PCA analysis, we have restricted the time-span processed with PCA to the 2006-2012 time interval, before the beginning of the May 2012 Emilia earthquake sequence and when most of the CGPS sites were operative. Moreover, we have excluded all GPS stations with a number of epochs <50% of the total expected.

Results. An interesting analysis method of space-time distributed data is the Principal Component Analysis (PCA) method. In brief, PCA compresses data by finding an intrinsic orthogonal coordinate system for the observation data that preserves the greatest possible amount of variance (*'spread'* of the distribution). PCA projects the data from a high-dimensional space (data or sensor space) onto a low-dimensional space, and allows detecting signals in the geodetic time series that show a spatial coherence higher than a desired threshold. In the considered case study, the first PC clearly represents a long-term linear motion, mainly associated with the subsidence of areas located in proximity of cities like Bologna (PC1 in Fig. 3). Such a signal is dominating the time series. For some frames, the second PC shows a random temporal evolution, with a spatial pattern mainly focused around the edges of the frame. This result may represent the influence of the ground control points for the whole data set. Finally, the third PC (for some frame sorted as second, and switched with the previous one) shows a temporal evolution described by two linear functions, intersecting around the epoch 2003. Again, the spatial region mainly affected by this PC is close to subsiding areas. This peculiar temporal evolution is likely reflecting the corrections performed in order to unify the ERS and ASAR data sets in a single time series database. It is worth noting that the second PC pattern could depend on the choice of the Ground Control Points in the InSAR filtering step. In fact, these points are generally selected over the frame border (not including areas affected by known subsidence or uplift phenomena) to better estimate orbital ramps and tropospheric artefacts.

Conclusions. We processed a large number of SAR images both for the inter (pre)-seismic phase that for the post-seismic phase. Similarly the available CGPS time series has been elaborated, subtracting the CME and seasonal trends. The link between SAR retrieved displacement time series (1992-2010) with respect to the GPSs, provides results concerning the main deformation patterns. These are characterized by strong subsidence, mainly related to the underground water pumping. In addition, some feeble tectonic signals can be observed, principally localized in correspondence of the Mirandola anticline. We then performed the Principal Component Analysis (PCA) to both GPS and InSAR displacement time-series, attempting to discriminate the different contributions to the observed ground movements. The PC Analysis of the GPS time series shows how the main contribution to the displacement can be explained by a seasonal signal with an annual frequency, and by a multi-annual seasonal signal. The PC Analysis of the InSAR time series shows that the principal contributions to the displacement can be explained by a linear trend (major part of the variance) and a seasonal signal (more evident for the ASAR case).

In this test area, although there are some difficulties to calibrate InSAR and GPS finely, both techniques provide interesting data concerning ground deformation patterns in time and space. However, the tectonic signals are very low with respect to the subsiding and noise ones and their interpretation could be very arduous. For the same reasons, we think that the PCA analysis is not able to highlight trends or patterns related to tectonics phenomena in this area as the involved values are very small and probably masked by larger signals.

Acknowledgments. Results carried out using COSMO-SkyMed® PRODUCTS, © ASI (Italian Space Agency) - provided under license of ASI in the framework of the S3 Project "Short term earthquake prediction and preparation" (DPC-INGV, 2013-14). The Envisat images are provided by ESA (European Space Agency) under the CAT.1P 5605. This study has benefited from funding provided by the Italian Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile (DPC). This paper does not necessarily represent DPC official opinion and policies. The InSAR processing are carried out using the Sarscape© software (Sarmap, CH). We thank Dr. Riccardi P. and Dr. Cantone A. (Sarmap, CH) for the fruitful collaboration and useful suggestions during the SAR data processing.

References

Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R. & Sansosti, E., 2002. *A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms*, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.

Boccaletti, M., G. Corti, and L. Martelli; 2010: Recent and active tectonics of the external zone of the Northern Apennines (Italy), Geol. Rundsch. Z. Allg. Geol. 100, 1331–1348, doi: 10.1007/s00531-010-0545-y.

Boccaletti, M. and L.Martelli (Editors; 2004). *Carta sismo-tettonica della Regione Emilia-Romagna scala 1:250.000 e note illustrative*, Selca, Firenze.

Burrato, P., F. Ciucci and G. Valensise; 2003:*An inventory of river anomalies in the Po Plain, Northern Italy: evidence for active blind thrust faulting*. Ann. of Geophys. 46 (5), 865– 882.

Castellaro S. and Mulargia F., 2001. A simple but effective cellular automation for earthquakes. Geophys.J.Int., 144, 609-624

Consiglio Nazionale delle Ricerche (1992). *Structural model of Italy and gravity map*, Progetto Finalizzato Geodinamica, Quaderni de La Ricerca Scientifica 114, 3.

Devoti, R., A. Esposito, G. Pietrantonio, A. R. Pisani and F. Riguzzi (2011). *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*, Earth Planet. Sci. Lett. 311, 230–241, doi: 10.1016/ j.epsl.2011.09.034.

Dong, D., P. Fang, Y. Bock, F. Webb, L. Prawirodirdjo, S. Kedar, and P. Jamason (2006), Spatio-temporal filtering using principal component analysis and Karhunen-Loeve expansion approaches for regional GPS network analysis, J. Geophys. Res., 111, B03405, doi:10.1029/ 2005JB003806.

Kagan Y.Y., 1992. Seismicity: turbulence of solids. Nonlinear Sci. Today, 2 (1), 1-13

Kagan, Y.Y., 1994. Observational evidence for earthquakes as a non linear dynamic process. Physica D, 77, 160-192 Main i., 1995. Earthquake as critical phenomena: implications for probabilistic seismic hazard analysis. Bull. Seism.Soc.Am., 85, 5, 1299-1308

Main I., 1995. Earthquake as critical phenomena: implications for probabilistic seismic hazard analysis. Bull.Seism. Soc.Am., 85, 5, 1299-1308

Main I., 1996. Statistical physics, seismogenesis and seismic hazard. Rev.Geophys., 34, 4, 433-462

Meletti, C., E. Patacca and P. Scandone (2000). *Construction of a seismotectonic model: The case of Italy*, Pure Appl. Geophys. 157, 11–35.

Pezzo, G., J.P. Merryman Boncori, C. Tolomei, S. Salvi, S. Atzori, A. Antonioli, E. Trasatti, F. Novali, E. Serpelloni, L. Candela and R. Giuliani; *Coseismic deformation and source modeling of the May 2012 Emilia (Northern Italy) earthquakes*. Seismological Research Letters, v. 84 no. 4 p. 645-655, 2013. doi: 10.1785/0220120171.

Picotti, V. and F. J. Pazzaglia; 2008: *A new active tectonic model for the construction of the Northern Apennines mountain front near Bologna (Italy)*, J. Geophys. Res. 113, no. B08412, doi: 10.1029/2007jb005307.

Pieri, M. (1983). Three seismic profiles through the Po plain, in Seismic Expression of Structural Styles: A Picture and Work Atlas, A.W. Bally (Editor), AAPG Studies in Geology, Vol. 15, 3.4.1/8–3.4.1/26.

Pieri, M. and G. Groppi; (1981). Subsurface geological structure of the Po plain, Italy: CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica 414, 13 pp.

Rovida, A., R. Camassi, P. Gasperini and M. Stucchi; 2011: (eds.). CPTI11, *the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/CPTI.

Sacks I.S., Rydelek P.A., 1995. Earthquake “quanta” as an explanation of observed magnitudes and stress drops. Bull. Seism.Soc.Am., 85, 3, 808-813

Scrocca, D., E. Carminati, C. Doglioni and D. Marcantoni (2007). Slab retreat and active shortening along the Central-Northern Apennines, Book Section: Thrust Belts and Foreland Basins Frontiers in Earth Sciences, 471–487.

Serpelloni, E., M. Anzidei, P. Baldi, G. Casula and A. Galvani (2006). GPS measurement of active strains across the Apennines, Ann. Geophys. 49, no. 1, 319–329.

Serpelloni, E., Faccenna, C., Spada, G., Dong, D. & Williams, S.D.P., (2013). Vertical GPS ground motion rates in the Euro-Mediterranean region: new evidence of velocity gradients at different spatial scales along the Nubia-Eurasia plate boundary, *J. geophys. Res.,* 118**,** doi:10.1002/2013JB010102.

Turcotte D.L., 1992. Fractals and Chaos in Geology and Geophysics, Cambridge Univ. Press, 398 pp

Valensise, G. and D. Pantosti (Editors; 2001). *Database of potential sources for earthquakes larger than 5.5 in Italy*, Ann. Geofisc. 44, no. 4, 180, with CD-ROM, INGV.

Wdowinski, S., Y. Bock, J. Zhang, P. Fang, and J. Genrich (1997), Southern California Permanent GPS Geodetic Array: Spatial filtering of daily positions for estimating coseismic and postseismic displacements induced by the 1992 Landers earthquake, J. Geophys. Res., 102(B8), 18,057–18,070.

MONITORING OF DEEP SEATED UNDERGROUND FLUIDS WITHIN THE FRAME OF THE DPC-INGV S3 PROJECT (2ND YEAR)

G. Martinelli[1], P. Bonfanti[2], A. Dadomo[3], F. Gentile[4], F. Gherardi[5], F. Italiano[6], L. Pierotti[5], A. Riggio[4], M. Santulin[4], A. Tamaro[4]

[1] ARPA, Emilia Romagna, Reggio Emilia, Italy
[2] INGV Catania, Italy
[3] Geologist, freelance, Fiorenzuola d'Arda, Italy
[4] INOGS, Trieste, Italy
[5] CNR-IGG, Pisa, Italy
[6] INGV, Palermo, Italy

Introduction. Detection of short-term crustal strain variations may represent an important tool for monitoring ongoing seismogenic processes. Beside direct geodetic observations, indirect information may be obtained by monitoring deep seated fluids whose conditions may be significantly affected by volumetric strain fluctuations. Sites particularly sensitive to this kind of observations are usually found along active faults, in thermal springs or in deep wells reaching confined deep reservoirs able to act as natural strain-meters (Bodvarsson, 1970). These sites were identified as suitable for short term and medium term earthquake prediction experiments (Martinelli, 2015; Martinelli *et al*., 2015). In these areas, observations relative to deep seated fluids (groundwater piezometries, spring outflow, Co_2 and Rn emissions) may provide useful information about preparation of future earthquakes. In this line, project DPC-INGV-S3 on "Short Term and Medium Term Earthquake Prediction and Preparation" promoted collection and analysis of geofluids data in order to:

1. identify groundwater and gas trends characterized by time series >3 years (or by gas chemical analysis, including Radon) to be compared with other observations relative to strain filed variations and thermal anomalies detected from satellite observations (Tramutoli *et al*., 2013);
2. map ranges of CO_2 flux in Italy with indication of potential maximum non meteorological fluctuations deriving by crustal deformations or by seismicity rate variations.

The following, a possible model linking geofluids fluctuations and strain field variations is presented. Then, main outcomes of the two-year activity of the project will be shortly outlined.

Mechanisms for earthquake hydrologic precursors. About all geochemical anomalies observed before earthquakes have been retained attributable to deep fluids pressure variations induced by crustal deformative processes since fluid pressure is proportional to stress and volumetric strain. The stress-strain relationship for an isotropic, linearly elastic porous medium was studied, among others, by Rice and Cleary (1976 and references therein) and by Roeloffs (1996). In particular the stress tensor σ_{kk}, the volumetric strain ε_{kk} and the fluid pressure p under undrained conditions can be described as:

$$p = - B\sigma_{kk} / 3 \quad (1)$$

$$p = -2GB(1 + \nu_u)\varepsilon_{kk} /3(1 + \nu_u) \quad (2)$$

where G is the shear modulus, B is the Skempton coefficient, and ν_u is the Poisson's ratio under undrained conditions. As a consequence the fluid pressure is proportional to stress and volumetric strain. Thus groundwaters can be, in principle, utilized as natural strainmeters being water about incompressible and monitorable by large scale networks. To better constrain the candidate area eventually identified by anomalous signals detected from large scale networks attempts have been carried out to identify areas affected by maximum amplitude signals (Popov and Vartaniyan, 1990; Vartanyan *et al*., 1992).

Piezometric level recorded in the Po Plain. PCA analysis of the PR-RE-MO cluster of piezometric wells identify in PC1 a sort of V trend while PCA analysis of the FE-RA-BO cluster of piezometric wells identify a long term increasing trend. Not detrended graphs probably better

identify increase in water levels interpretable as the result of the long lasting compression of confined aquifers. The Emilia 2012 seismic sequence is followed in both clusters by a water level fluctuation slightly recognizable also in the preparatory stage of 2010-2012. In particular signal pattern seem to be similar in both clusters. Anyway only a comprehensive analysis with all recorded parameters could reveal eventual precursory patterns and better highlight these water level features.

Time series of gas components recorded in northern and central Italy. In the framework of the project INGV-DPC S3, a database was created containing radon data collected and provided by scientific institutions or volunteer, accompanied, when available, by meteorological data recorded by the radon instruments, or from meteorological stations located near the site of detection of radon. The database includes 3,961 sites and more than one million data (Riggio and Santulin, 2015). Since the final objective is a joined interpretation, first among radon data from different sites, and then, among all the observable analyzed within the project, homogenization of data, by daily sampling, has been carried out. For a more accurate evaluation of the data, it was decided to remove by the time series any effects caused by meteorological parameters, such as, in particular, temperature and pressure. For this purpose the Origin software used and the methodology of the PCA (Principal Component Analysis) has been used. For the Cazzaso site, the correction was minimal, showing a lack of dependence of radon from atmospheric influences. In other cases, an influence of the temperature is detected, but didn't not affect the determination of the anomalous periods.

The values of temperature and pressure were acquired by the instrument itself or by meteorological stations, near the site of radon detection. In almost all the series, short and long term anomalies, has been highlighted. Since, in some cases, seasonal variations are more evident in the signal of radon, and could affect the interpretation, this component has been eliminated by averaging the signal day by day, over one year, and repeated for all years. The cross-correlation between the sequence calculated daily and the original signal gave a correlation coefficient greater than 0.8. Trying to find a method that matches all time series, the Autosignal software was used, which, through the Lomb analysis, enables the use of time series even with interruptions during the acquisition. The annual component has been eliminated in the radon signal. The time series detrended from such component have been considered for PCA to verify possible correlations (similar behaviour during time) between the various sites. In present times the OGS group is also carrying out a study about radon degassing activity and RETIRA index jointly with the UR3 based in Potenza. Satellite data could be, in principle, correlated to degassing activity and first results should be available during next times.

The first phase of the work has concerned the data processing by RST techniques (e.g. Tramutoli *et al*., 2013) of dissolved CO_2 measured in the water points of the IGG - CNR network. The IGG – CNR network, operating since late 2002, is currently constituted by six continuous automatic monitoring stations, installed in the areas of highest seismic risk of the Tuscany region: Garfagnana, Lunigiana, Mugello, Upper Tiber Valley and Mt. Amiata. The data series of the Equi Terme (MS) spring, delivered at DPC-INGV during the 2012-2013 period, were not appropriate for the type of processing required by the project in the 2013-2014 period, as all parameters show a remarkable variability over time due to the influence of local rains on the deep circulation. For this reason it was considered more appropriate to complement the study with the data processing of dissolved CO_2 recorded at the Gallicano station, whose parameters have shown less variability over time compared to the Equi Terme spring. With an average flow rate of about 1.5 L/s, the Gallicano thermo-mineral spring emerges at an altitude of m 209 a.s.l. in the Serchio Valley, Garfagnana region, discharging high salinity waters (2.4 to 4.2 g/L) with a temperature of 23.4°C to 25.2°C. (Pierotti *et al*., 2015 and reference therein). The Gallicano spring was monitored for geochemical seismic precursors because of: i) its geographical proximity to the main geological structures suspected to be the seismogenic sources of the strongest earthquakes recorded in the Garfagnana region; ii) the deep origin of the thermal waters discharged by the

spring; iii) the occurrence of hydrogeological co-seismic effects associated with the strongest earthquakes recorded in the region (increase in turbidity and flow rate of the water, disappearance and formation of new springs), as documented through local chronicles; iv) the occurrence of recent, intense superficial fracturing with different orientation, which testifies about the active stress field and/or tectonics of the area (Bencini *et al*., 1990); v) the ease of access to the site, which simplifies maintenance operations of the automatic station. A significant positive anomaly of CO_2 dissolved concentration, not correlated to temperature, electrical conductivity and rainfall amounts, was observed about 20 days before a seismic event, on May 30, 2013. This feature has been interpreted as a clear evidence of sudden gas release at depth within the system (see also Pierotti *et al*., 2015). The Gallicano monitoring station has been installed on April 15, 2003. During the period 01/12/2008 - 30/06/2010 the station has been off, due to the failure of the embedded personal computer. The personal computer was replaced with a commercial data logger on June 30, 2010. On October 21, 2013 the station was completely flooded by the overflowing of the Turrite Gallicano river. During the period April 15, 2003 - October 21, 2013, more than 900 thousand data were acquired. Data processing have been carried out by adjusting the ALICE index (Absolutely Local Index of Change of the Environment) (Tramutoli, 1998) to dissolved CO_2 data, acquired every day, midnight, and previously filtered with moving median smoothing (Box and Jenkins, 1976; Velleman and Hoaglin, 1981).

The index for the 2012 months was calculated using the formula:

$$\otimes = \frac{CO2daily - \mu_{(2004-2011)}}{\sigma_{(2004-2011)}}$$

where is the average of the CO_2 value for each month of the year in the period 2004-2011, while the standard deviation is calculated for each month in the period 2004 - 2011. The index for the 2013 months was calculated using the formula:

$$\otimes = \frac{CO2daily - \mu_{(2004-2012)}}{\sigma_{(2004-2012)}}$$

where is the average value of CO_2 for each month of the year in the period 2004-2012, while the standard deviation is calculated for each month in the period 2004 - 2012. The following figures represent the index values calculated since March 2012.

The INGV group reconsidered literature available Helium isotopic data and compared them with fault occurrence in Italy. In particular the DISS database was considered. In principle ¾ Helium ratio could contribute to understand if mantle derived fluids are detectable at ground surface. The analysis reached no definitive results since heat flow anomalies could affect data evaluation. Anyway obtained findings helped in data reanalysis.

Geological and man-induced constraints to satellite TIR signals. In recent years TIR signals have been utilized by many research groups in researches oriented to earthquake prediction researches. In particular during S3 Project the Research Unit 3 based in Potenza University devoted proper activities to RETIRA index and to eventual precursory signal detected in concomitance with some seismic events occurred in Italy. To better understand physical constraints due to gas emission processes some further researches were carried out by Research Unit 2, in particular:

1. a data base of natural gas emissions (CO_2 and CH_4) was set up. Available data bases set up by DPC-INGV were utilized and updated by recent technical reports (e.g. Martinelli *et al*., 2012; Etiope, 2015; Ferrari and Severi, 2015);
2. a data base compiled by ISPRA about man induced CO_2, N_2O and CH_4 emissions was considered following the ISPRA inventory (it/sia-ispra/inventaria/disaggregazione-dellinventario-nazionale-2010);

3. a review of signal dynamics about world wide recorded flow rate emissions of CO_2 or CH_4 gas emissions located in non volcanic areas was carried out.

Greenhouse gases are represented chiefly by CO_2 while further greenhouse gases data were converted into CO_2 equivalent amounts. Cold season CO_2 emissions are significantly higher when compared to warm season and have been estimated to be about three times more abundant during cold season with respect to warm season like in the town of Firenze (Gioli *et al*., 2012). ISPRA data on CO_2 equivalent gas emissions are compiled on a yearly average value and at province resolution. A data base of CO_2 gas emissions per province was thus compiled taking into account that cold season emissions are about three times more abundant with respect to warm season. Signal dynamics analysis about natural CO_2 gas emissions evidence that natural gas emissions are characterized by maximum flow rate values which are usually the double (exceptionally three times more) when compared to minimum values. Thus eventual CO_2 gas flow rate anomalies possibly due to crustal deformation processes (Heinicke *et al*., 2010; Tramutoli *et al*., 2013) should exceed natural and artificial background represented by human activities to be detectable. Due to relatively low values of man induced CO_2 emissions and to contemporary relatively high natural CO_2 gas emissions in the same areas some provinces of central and southern Italy could be, in principle, in condition to generate natural CO_2 gas emissions significantly higher than background value. If TIR and RETIRA signals are attributable to greenhouse natural gas emissions (Tramutoli *et al*., 2013) like CO_2 and CH_4 a belt of candidate provinces suitable for eventual detection of the hypothesized phenomenon has been identified. In these areas crustal deformative processes could induce possible TIR and RETIRA anomalies eventually shaped by wind dynamics and by further climatological and topographic factors. In order to better understand possible tropospheric CO_2 dynamic features the GAW-WDCGG three stations were considered: Mt. Cimone (northern Apennines), Plateau Rosa (western Alps) and Sonnblick (Austria). PCA analysis was carried out on time series recorded in the period 2000-2014. PC1 is probably related to common meteoclimatic factors while PC2 evidences local artificial and natural CO_2 emission features. These findings should be considered as preliminary since no complete statistical analysis of the whole data set was carried out. Anyway CO_2 analyzed data evidence possible not man induced fluctuations. This finding corroborate the idea of Tramutoli *et al*. (2013) about natural CO_2 fluctuations possibly induced by eventual geodynamic factors.

Ground based temperature data processing. Qin *et al*. (2012) published that a possible thermal anomaly was detected by TIR satellite based sensors in concomitance with the 2012 Emilia seismic sequence. Tramutoli *et al*. (2015) report that RETIRA index anomalies were recorded before the 2012 Emilia seismic sequence. To better understand if an eventual greenhouse gas emission dependent thermal anomaly was observed a ground based meteoclimatic data set was analyzed. In particular the ERG5 temperature data base (see also Antolini *et al*., 2015) was considered. Minimum temperature data were considered and analyzed by PCA techniques. In particular PC1 evidence a constant temperature increase in the plain areas. PC2 evidence that further temperature increase were observed in the period 2005-2012 in the hilly areas of the region at an altitude of about 100-500 m. In the same area most relevant deep originated CH_4 gas emissions of northern Apennines are located. Possible contributions of deep originated CH_4 to local greenhouse temperature anomalies are not escluded while CH_4 emissions located in the plain areas should be considered not sensitive to eventual geodynamic phenomena since generated at a 50 m depth. The complete statistical analysis of the whole data set including also original data not included in the ERG-5 data base will allow more definitive conclusions.

Conclusions. Water level analysis of Po Plain groundwaters evidences that a long term trend started in the 1912-1933 period well before man induced perturbations on wellhead values was identified. The long term trend is monotonic in the eastern side of the region while a V shaped trend was detected in the western side of the region. During the periods of increasing water

pressure both graphs are very similar and evidences apparent further pattern possibly linked to the 2012 Emilia seismic sequence. The identified area could be object of further studies oriented to locate suitable sensors able to identify eventual fluctuations of the stress field. Signals eventually attributable also to the 2012 Emilia seismic sequence were also recorded by CNR-IGG station in Gallicano (Lucca). A belt of provinces able to generate possible geodynamically induced TIR signals was identified in central and southern Italy. A CO_2 data base recorded at the Mt. Cimone (northern Apennine) GAW station evidences the possible existence of anomalous signals not obviously attributable to man induced activities. A northern Apenninic area affected by significant CH_4 gas emissions was found apparently affected by anomalous temperature values attributable, in principle, to greenhouse effects similar to the ones observed by TIR sensors by satellite techniques.

References

Antolini G., AuteriL., Pavan V., Tomei F., Tomozeiu R. and Marletto V.; 2015: *A daily high-resolution gridded climatic data set for Emilia-Romagna, Italy, during 1961-2010.* International Journal of Climatology, DOI 10.1002/joc.4473

Bencini, A., Brondi, M., Dall'Aglio, M., Duchi, V., Quattrocchi, F. and Venni, G.; 1990: *Ricerca di siti idonei all'installazione di stazioni di monitoraggio di parametri idrogeochimici pertinenti ai terremoti, nell'area della Garfagnana*. Atti del Convegno Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, 101–114.

Bodvarsson G.; 1970: *Confined fluids as strain meters*. J. Geophys. Res., **75**, 2711-2718.

Box G. E. P. and Jenkins G. M.; 1976: *Time Series Analysis: Forecasting and Control*, San Francisco: Holden-Day.

Etiope G.; 2015: *Natural Gas Seepage*. Springer, 199 p.

Ferrari V. and Severi P.; 2015: *Sistematizzazione delle emissioni spontanee di idrocarburi nel territorio della Regione Emilia-Romagna tratte da Mosca F. (1983) Manifestazioni d'idrocarburi in Italia, AGIP*. Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, rapporto tecnico.

Gioli B., Toscano P., Lugato E., Matese A., Miglietta F., Zaldei A. and Vaccari F.P.; 2012: *Methane and carbon dioxide fluxes and source partitioning in urban areas: The case study of Florence, Italy*. Environmental Pollution, **164**, 125-131, DOI 10.1016/j.envpol.2012.01.019.

Heinicke J., Italiano F., Koch U., Martinelli G. and Telesca L.; 2010: *Anomalous fluid emission of a deep borehole in a seismically active area of Northern Apennines (Italy)*. Applied Geochemistry, **25**, 555-571, DOI 10.1016/j.apgeochem.2010.01.012.

Martinelli G., Cremonini S. and Samonati E.; 2012: *Geological and geochemical setting of natural hydrocarbon emissions in Italy*., In: (Hamid A. Al-Megren) Advances in Natural Gas Technology, RIJEKA, InTech - Open Access Publisher, 79 – 120, DOI 10.5772/2324.

Martinelli G.; 2015: *Hydrogeologic and geochemical precursors of earthquakes: an assessment for possible applications*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **56**, 2, 83-94, DOI 10.4430/bgta0146.

Martinelli G., Dadomo A., Heinicke J., Italiano F., Petrini R., Pierotti L., Riggio A., Santulin M., Slejko F.F. and Tamaro A.; 2015: *Recovery and processing of hydrological and hydrogeochemical parameters for researches on earthquake short term precursors in Italy*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **56**, 2, 115-128, DOI 10.4430/bgta0147.

Pierotti L., Botti F., D'Intinosante V., Facca G. and Gherardi F.; 2015: *Anomalous CO_2 content in the Gallicano thermo-mineral spring (Serchio Valley, Italy) before the 21 June 2013, Alpi Apuane Earthquake (M = 5.2)*. Physics and Chemistry of the Earth, DOI: 10.1016/j.pce.2015.02.007. In press.

Popov E. and Vartanyan G.S.; 1990: *Investigation of geodynamic processes in connection with strong earthquakes prediction*. Proceedings of the ECE/UN Seminar on Prediction of Earthquakes, Lisbon, 73-85.

Qin K., Wu L.X., De Santis A. and Cianchini G.; 2012: *Preliminary analysis of surface temperature anomalies that preceded the two major Emilia 2012 earthquakes (Italy)*. Annals of Geophysics, **55**, 823-828, DOI 10.4401/ag-6123.

Rice J.R. and Cleary M.P.; 1976: *Some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents*. Rev. Geophys. Space Phys., **14**, 2, 227-241.

Riggio A. and Santulin M.; 2015: *Earthquake forecasting: a review of radon as seismic precursor*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **56**, 2, 95-114, DOI 10.4430/bgta0148.

Roeloffs E.; 1996: *Poroelastic techniques in the study of earthquake related-related hydrologic phenomena*. Advances in Geophysics, **37**, 135-195, DOI 10.1016/S0065-2687(08)60270-8.

Tramutoli, V.; 1998: *Robust AVHRR Techniques (RAT) for environmental monitoring: theory and applications*. In: Cecchi G. and Zilioli E. (eds), Earth Surface Remote Sensing II, Proceeding of the SPIE, **3496**, 101-113, DOI 10.1117/12.332714.

Tramutoli V., Aliano C., Corrado R., Filizzola C., Genzano N., Lisi M., Martinelli G. and Pargola N.; 2013: *On the possible origin of thermal infrared radiation (TIR) anomalies in earthquake prone areas observed using robust satellite techniques (RST)*. Chemical Geology, **339**, 157-168, DOI 10.1016/j.chemgeo.2012.10.042.

Tramutoli V., Corrado R., Filizzola C., Genzano N., Lisi M., Paciello R. and Pergola N.; 2015: Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **56**, 2, 275-294, DOI 10.4430/bgta0150.

Vartanyan G.S., Bredehoeft J.D. and Roeloffs E.; 1992: *Hydrogeological methods for studying tectonic stress*. Sovetskaya Geologia, **9**, 3-12 (in Russian).

Velleman, P. F. and Hoaglin, D. C.; 1981: *Applications, basics, and computing of exploratory data analysis*. Boston, MA: Duxbury Press.

RADON TIME SERIES IN DIFFERENT SITE: FURTHER INSIGHTS

A. Riggio[1], A.Tamaro[2], M.Santulin[3], F. Gentile[1]

[1] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale – OGS, Trieste, Italy

[2] Dottorando dell'Università di Udine presso l'OGS, Trieste, Italy

[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano, Italy

Introduction. In the framework of the UR. 2 of the project DPC-INGV S3 "Short term earthquake prediction and preparation" (Albarello, 2013), a database, containing radon data collected and provided by scientific institutions or volunteers, accompanied, when available, by meteorological data recorded by the radon instruments, or from meteorological stations located near the site of detection of radon, was created. The database has 3,961 sites and more than one million records (Martinelli *et al.*, 2013; Riggio *et al.*, 2013). The collected data are related to radon acquired in the air, soil and water, for different purposes (health, environmental, seismological). Consequently, also the types of instruments are different and can be used in active or passive mode, in the first case recording the amount of radon present in the environment, and in the second one aspiring radon through an incorporated pump. They consist of commercially available monitors, monitor prototypes from scientific institutions or amateurs, or by commercially available dosimeters. Another important information to evaluate the data, reported in the database, is given by the characteristics of the site, that is, if the instrument is located in a well, in a basement, in homes, or on the ground, with a probe that aspires in the soil. The sampling time is between ten minutes and twelve hours for the measures considered continuous, and between fifteen days and one year for the discretized ones.

When the measurements were made in water, the temperature, conductivity, pH and EH values, if available, are listed as well. For all types of measurement, if available, also the meteorological data are presented. The key points of the data analysis were the definition of anomaly and its characteristics (Precursor Time, Amplitude, Duration), the estimation of the influence of environmental parameters and the way to select predictable earthquakes.

Literature on the possible connection between the variations of radon and the crustal deformation is considerable, because radon was identified as a possible precursor already in 1920 (Petrini *et al.*, 2012; Riggio *et al.*, 2013; Riggio and Santulin, 2015; Martinelli *et al.*, 2015).

Once established a definition of anomaly and of how to obtain it from the experimental data, the first approach was that of identifying univocal criteria for the determination of anomalies (Riggio *et al.*, 2014).

When anomalies are systematically studied, it is evident that the process of preparation and occurrence of large earthquakes influences the characteristic of the anomaly, in particular the Duration and the Precursor time of the observed anomalies, that can range, according to earthquakes characteristics, from one to several years in the phase of long-medium term,

before a strong earthquake occurs, and from one day to months, usually in the short term and impending phase (Zhang *et al.*, 1996). In this paper, we show the methods used to identify the effects of meteorological phenomena on the radon values recorded in various time series, and the subsequent removal of these effects.

Data analysis. The aim of the project was to verify if the observables multiparametric monitoring could represent a tool to improve the knowledge about the seismic hazard (Albarello, 2015). The priority areas, object of study, are the Po Plain and the southern Apennines. The data provided by the various institutions were homogenized according to previously defined metadata sheet. Among all the data contained in the database, those with the longest period of acquisition and the smallest sampling intervals were taken into consideration. Are at least six institutions have provided data acquired continuously for a time period greater than or equal to a year, in one or more sites, for a total of fifteen time series. Ten of these are located within a maximum radius of 300 km from the Project S3 priority area of the Po Valley (Italiano *et al.*, 2012). The series here considered were acquired in the soil, but with different instruments and sampling intervals.

The characteristics of the sites which have produced the longest time series are reported In Tab. 1.

The Cazzaso survey site, managed by the Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), is equipped with a continuous radon recording, Lucas scintillation cell type. The operating modalities are both continuous and grab sampling. The air is inhaled by pumping, from a 40.5 m deep well with a 9 cm diameter, at a 7 m depth. The groundwater level is about 17 m deep from the top of the well. The well is closed by a gully-hole (Riggio and Sancin, 2005). The site is located between the Alpine and Dinaric structures.

The sites in the Novara zone, managed by the Geophysical Observatory of Novara, are located on both sides of the Cremosina fault. The sensors are placed in wells, that in the case of Pogno and Gozzano were placed in basements well closed and automated.

Torre Pellice site, managed by Seismic Precursor Study Center (SPSC), and Rocca di Papa site, managed by the Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), are located in basements whereas Prato site, managed by Prato Research and CAI - Section of Prato, is located in a cave.

In the first phase of the project, the longest time series with the most continuous acquisition time were analysed, each with their time sampling (between ten minutes to twelve hours), identifying as anomalies those values that exceed the limit of 2-sigma (Wakita, 1980). In Tab. 2, an example related to the site of Cazzaso is shown. Earthquakes in the table have been recorded

Tab. 1 - Characteristics of continuous monitoring Radon sites, in central-northern Italy.

SITE NAME	MEASUR.UNIT	ACQUIS.MOD.	SITE TYPE	INSTRUM.
BORGOLAVEZ. (NO)	counts/h	soil	well	Prototype
CASALINO (NO)	counts/h	soil	well	Prototype
CAVAGLIA (NO)	counts/h	soil	well	Prototype
GOZZANO (NO)	counts/h	soil	well	Prototype
NOVARA	counts/h	soil	well	Prototype
POGNO (NO)	counts/h	soil	well	Prototype
CAZZASO (UD)	Bq/m3	soil	well	PrassiSilena
TORRE PELICE (TO)	Bq/m3	air	basement	Geoex 1027
ROCCA DI PAPA (RM)	Kbq/m3	soil	soil	AlphaGuard
PRATO	Bq/m3	air	cave	AlphaGuard

by the seismic network of Friuli Venezia Giulia – OGS, Trieste (OGS, 2002 – 2014) and selected according to Hauksson and Goddard (1981). They formulated the experimental relationship between the magnitude of earthquakes and the maximum distance so that transient phenomena may occur in the fluids circulating in the underground (Anomalies). Shallow earthquakes were used to formulate the relationship.

The selected events have to satisfy the following condition:

$$M \geq 2.4 \log_{10} D - 0.43$$

where M is the minimum magnitude required to obtain a radon anomaly at distance D (km).

For the anomalies detected before earthquakes, the characteristic parameters were extracted: Amplitude, Precursor Time, and Duration. From the experimental data, theoretical anomalies have been determined in order to verify the possibility to find a correspondence with occurred earthquakes that, in case, could be considered as potentially predictable. For a more accurate evaluation of the data, it was decided to remove from the time series the effects caused by meteorological parameters, such as, in particular, temperature and pressure changes.

Since the final objective is a joined interpretation, first among radon data from different sites, and then, among all the observable analysed within the project, homogenization has been carried both of radon data, as of meteorological one, through a daily sampling.

Various methods to remove any spurious effects are reported in the literature (Zmazek *et al*., 2010; Gregoric *et al*., 2012; Gualadini, 2014; Riggio *et al*., 2014); the difficulty of finding a standard procedure also derives from the variety of data types and different characteristics of the sites.

The first approach to analyse some considered time series was based on the possible occurrence a mathematical correlation between radon and the temperature and pressure values, measured by the instrument itself or in meteorological stations located a few kilometres away. Correlation coefficients never exceeded 0.2, indicating a very poor influence of meteorological parameters.

Only in the case of the site of Prato, a strong seasonal component was evident. To this case a methodology was applied which consisted of a cross-correlation computation between the original function and the function calculated by averaging the data daily, over one year, for all the years. The correlation coefficient was found to be greater than 0.8. The original function was then corrected by removing the seasonal component by the following operation:

$$r = a - b * \text{M.S.D.}\,(a)/\,\text{M.S.D.}\,(b) * c.c.$$

where a is the original function, b the corrected function, M.S.D. is the mean square deviation and $c.c.$ the correlation coefficient.

In the corrected function the same anomalies calculated for the original function have been found.

This approach, however, is not applicable to all types of data: in particular, neither in the lack of a seasonal variation nor in case of series shorter than one year.

The following step was to use other multiparametric statistical tools, with specific attention to the Principal Component Analysis (PCA), in order to remove the meteorological effects by the time series of each site and to get series which consist of geodynamic interest information. The correct series have been, then, correlated to each other, and the joint analysis with the other observables included in the project DPC-INGV S3 is in progress. Results are expected to allow the formulation of large scale models and to give information about the investigating scale in space and time. To this purpose, the program ORIGIN 9.0 (Microcal Software, 2009) was used, which allowed to apply the PCA methodology (Joliffe, 2002; Shlens, 2009; Bailey, 2012) to the radon series and to the time series of temperature and pressure. Only those periods were considered in which the temperature and pressure values were present along with the radon value.

Tab. 2 - Anomalies detected in the Cazzaso time series, along with earthquakes recorded by the Friuli Venezia Giulia seismometric network and localized by OGS, selected according to Hauksson and Goddard (1981).

ANOMALY	Start Time	End Time	Earthq. Date	Mag (MD)	LAT	LON	Epicentral zone
2002-2004							
1	13/11/02	20/11/02	27/11/02	3.3	46.42	12.67	Forni di Sotto (Friuli)
2	30/06/03	14/07/03	30/08/03	3.7	46.30	12.77	Tramonti di Sotto (Friuli)
3	24/12/03	02/07/04	12/07/04	5.1	46.30	13.63	Kobarid (SLO)
4	24/08/04	25/08/04	28/08/04	3.3	46.39	12.85	Villa Santina (Friuli)
			29/08/04	3.8	46.35	12.70	Fornidi Sotto (Friuli)
			07/10/04	3.4	46.41	13.12	MonteSernio (Friuli)
			24/11/04	5.1	45.68	10.60	Gargnano (Lomb.)
2004-2005			14/01/05	4.1	46.20	14.03	Podbrdo (SLO)
5	04/02/05	04/03/05	23/03/05	3.3	46.20	12.73	Maniago (Friuli)
6	01/07/05	12/07/05	12/12/05	3.4	46.50	13.37	Malborghet. (Friuli)
2006-2007							
7	11/08/06	31/03/09	11/08/06	3.1	46.31	13.14	Gemona (Friuli)
			26/02/07	3.9	46.25	12.52	Claut (Friuli)
			26/02/07	3.7	46.25	12.51	Claut (Friuli)
2008-2009			29/02/08	3.7	46.31	13.00	Trasaghis (Friuli)
			23/12/08	5.5	44.52	10.23	Nevi. D. Ard. (Emilia)
			12/03/09	3.1	46.33	13.28	Chiusaforte (Friuli)
			06/04/09	6.1(1)			L'Aquila (Abruzzo)
2011							
8	11/03/11	18/03/11	04/07/11	3.1	46.39	12.90	Villa Santina (Friuli)
			17/07/11	5.0	44.92	11.23	S. Mrt. In Spi. (Emilia)
9	07/09/11	07/09/11	29/10/11	4.4	45.70	10.95	M. Lessini (Trentino)
2012							
10	15/05/12	16/05/12	20/05/12	5.8(1)	44.76	11.17	Camposanto (Emilia)
			20/05/12	5.1	44.78	11.42	S. Agost. (Romagna)
			29/05/12	5.6(1)	44.77	11.06	S. Prospero (Emilia)
			29/05/12	5.3(1)	44.79	10.88	Carpi (Emilia)
			09/06/12	4.4	46.19	12.46	Barcis (Friuli)
11	23/07/12	24/07/12					
2013							
12	14/01/13	20/01/13	25/01/13	4.8	44.16	10.45	Pianura Veneta
13	11/02/13	13/02/13	12/02/13	3.8	46.30	12.55	Claut(Friuli)

(1) The reported magnitude is MW (ISIDe, 2009, 2012).

The time series values were normalized and standardized. The PCA analysis has highlighted a low contribution of temperature and pressure to the original functions. The correct function was obtained by summing the products of the Principal Components multiplied by the coefficients related to radon. The original function corrected has been rebuilt, with reverse process, multiplying the correct function by the standard deviation and adding the media.

The difference between the original function and the correct one is very low. For example,

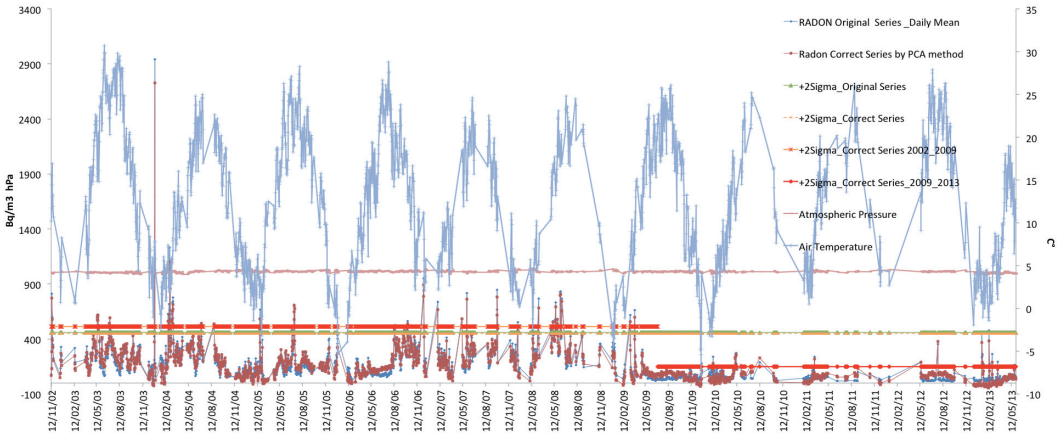


Fig. 1 – Radon in soil time series acquired at Cazzaso -Friuli- (blue line), corrected by meteorological parameters by PCA method (brown line), Temperature (heavenly line) and Pressure (pink line). The 2 - sigma over different periods are marked as reported in Legenda.

in the case of the Cazzaso site, the difference is in the order of 5%, showing no dependence of radon values from atmospheric influence. The temperature data have been recorded by the Tolmezzo meteorological station (5 km away), managed by Friuli-Venezia Giulia Region (www.meteo.fvg.it), and the atmospheric pressure by the amateurs site MeteoMin of Udine (www.meteomin.it). The radon values over the 2-sigma value are the same in the original series and in the corrected series (Fig. 1). The anomalous period between 2006 and 2008 was confirmed also in the corrected time series of Cazzaso.

Tab. 3 - Characteristics of the anomalies detected in the Cazzaso time series.

ANOMALY PERIOD	DURATION	AMPLITUDE	MAGNITUDE (MD)	PRECURSOR TIME	Distance (km)
14-11-2002/18-11-2002	5 days	78.43%	3.3+3.7	4 months	< 20
30-06-2003/10-07-2003	10 days	42.94%	3.7	61 days	< 30
24-12-2003/02-07-2004	6 months + 8 days	755.5%	5.1 + 5.1	6,5 months / 11 months	< 250
24-08-2004/25-08-2004	1day	25.9%	3.3 + 3.8	5 days	< 30
04-02-2005/04-03-2005	1 month	109%	3.3	1 month + 19 days	< 40
02-07-2005/13-07-2005	11 days	64.72%	3.4	5 months + 10 days	< 35
11-08-2006/31-03-2009	2 years + 7 months	328.39%	6.1(1)	2 years + 7 months + 26 days	< 500
17-02-2007/18-02-2007	2 days	201.46%	3.9 + 3.7	9 days	< 50
16-02-2008/18-02-2008	3 days	129.03%	3.7	13 days	< 25
15-07-2008/17-07-2008	2 days	167%	5.5	5 months + 8 days	< 350
11-03-2011/18-03-2011	7 days	298.65%	3.1 + 5.0	4 months + 6 days	< 350
07-09-2011/07-09-2011	1 day	182%	4.4	1 month + 22 days	< 350
15-05-2012/16-05-2012	2 days	167.55%	5.8(1)	5 days	< 250
14-01-2013/20-01-2013	6 days	493%	4.8	11 days	< 400
11-02-2013/13-02-2013	3 days	684%	3.8	1 day (cosismic)	< 40

(1) The reported magnitude is MW (ISIDe, 2009; 2012).

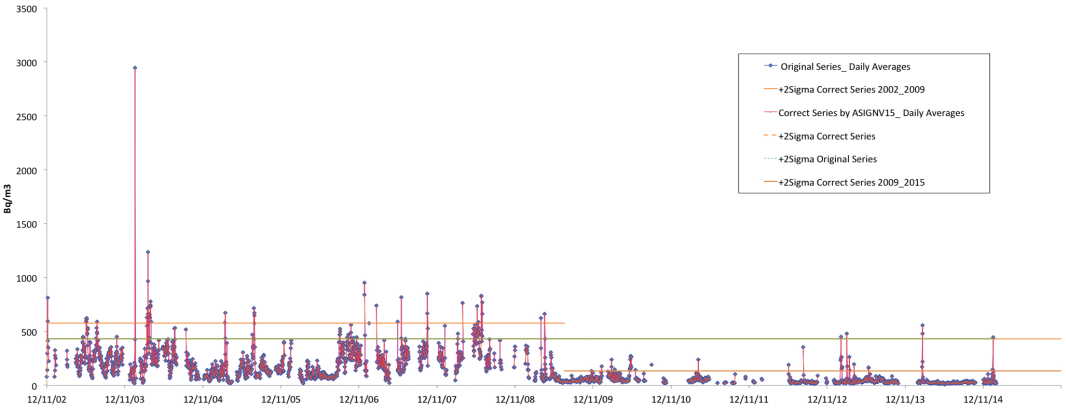


Fig. 2 – Daily averages of radon time series acquired at Cazzaso -Friuli-: original data (blue line), data corrected for the seasonal component (red line): The 2-sigma over different periods are marked as reported in legenda.

The characteristic parameters of each anomaly were obtained by this first analysis (Tab. 3). The considered anomalies are those in which radon values exceed the value of 2-sigma. The Duration is the time interval, expressed in days, months, years, between the start and the end of the anomaly. The Amplitude is the maximum variation, per cent, of the radon value over the 2-sigma value. The Precursor Time is the period between the start time of the anomaly and the occurrence of the linkable earthquake. Distance is the longest distance between the radon monitoring site and the epicentre of the linkable earthquakes.

In the other radon time series, an influence of the temperature was detected, but it does not affect the determination of the anomalous periods. For example, the PCA analysis applied to the radon series acquired at Torre Pellice site did not eliminate, in the correct function, the anomalies detected in the original series, but rather made them more evident.

Although the results obtained from the analysis of PCA seem to suggest that, although at first sight, temperature and pressure may influence the radon behaviour, there is not an objective correspondence between the meteorological parameters and radon values.

As the radon feature, present in most of the data, is a seasonal variation, and considering that the work was also aimed at finding a method, applicable to all the acquired series to clean up them from the influence of meteorological parameters, we tried to identify the seasonal component for all the studied series and to find the most suitable method to eliminate it from them. We chose the Program AutoSignal V1.5 (Systat Software, 2004) for Windows. It lets you automate spectral analysis, time-domain analysis, and signal processing without programming. To use the application, you have to select the analysis techniques, the algorithm and the options from a menu or toolbar . The software then provides immediate feedback via 2- and 3-D graphs and numeric summaries. Built-in procedures include FFT, autoregressive moving average, complex exponential modelling, minimum-variance methods, eigenanalysis frequency estimation, and wavelets. A library of six Fourier-spectrum methods lets you see a complete picture of the frequency space. A set of 30 data-tapering window functions allows you to solve the leakage problem of standard FFTs. Lomb-Scargle Fourier-domain analysis techniques permit you to handle unevenly sampled data.

For the considered time series, the program also highlighted an important content at frequencies corresponding to less than one year periods, but only the annual component, attributable to a seasonal variation, was eliminated. It has been avoided removing true anomalies attributable to geodynamic causes. With this method as well, the corrected series shows a variation with respect to original series that does not exceed 2%. Once again, the anomalies detected on the series consisting of the original data without any type of correction are present as well in the corrected series (Fig. 2).

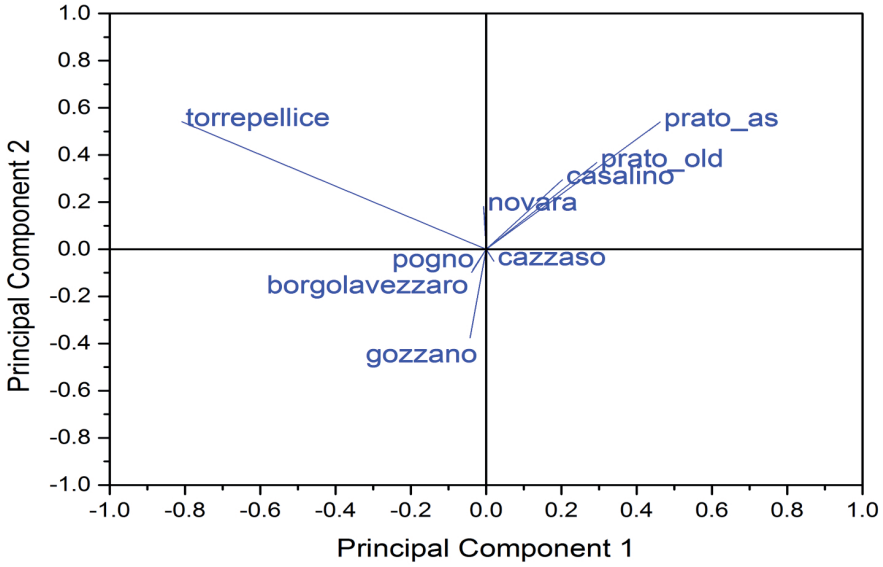


Fig. 3 – Analysis of PCA for all the considered time series.

The corrected daily mean radon series will be published in the database of the S3 project. For this purpose, a dedicated metadata sheet, in which the time series is described in its content and format, was compiled.

The time series depurated from such component have been treated again with the PCA method, to verify possible correlations between the various sites. The Prato series was corrected by both the methods of cross-correlation and spectral analysis.

Fig. 3 shows the diagram of the various sites referred to the PCA1 and PCA3. The sites that seem to have common characteristics are Gozzano, Pogno, Cazzaso and Borgolavezzaro. On the other hand, these are the sites where the sensors are installed in the basement and at least at 1 m depth, or in deep wells.

Conclusions. The anomalies that greatly exceed the limit of 2-sigma are not cancelled by the procedures used to clean meteorological phenomena. This result, as well as the presence of anomalies at the same time at different sites, supports the possibility of a correlation between anomalous geochemical transients and deformations preceding earthquakes.

Acknowledgements. This research was developed in the frame of the Seismological Project S3 (2014-2015), This study has benefited from funding provided by the Italian Presidenza del Consiglio dei Ministri – Dipartimento della Protezione Civile (DPC). This paper does not necessarily represent DPC official opinion and policies.

References

Albarello D.; 2013: Project S3 - Short-term earthquake prediction and preparation. *Final Report*, https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos3/home. pp. 1 - 31.

Albarello D.; 2015: Project S3 – Short-term earthquake prediction and preparation. Final Scientific Report. pp. 1 – 31.

Bailey S.; 2012: Principal Component Analysis with Noisy and/or Missing Data. Publications of the Astronomical Society of the Pacific 124.919 (2012), pp. 1015 -1023.

Gregoric A., Zmazek B., Dzeroski S., Torkar D., Vaupotic J.; 2012: Radon as an Earthquake Precursor – Methods for Detecting Anomalies. Earthquake Research and Analysis – Statistical Studies, Observations and Planning, Sebastiano D'Amico (ED), (460), pp. 179 – 196.

Gualadini A.; 2014: Analisi delle Componenti Principali: cenni storici. Seminario all'interno del progetto S3, Bologna, 10/07/2014, pp. 1 – 18.

Hauksson E. and Goddard J.G.; 1981: Radon Earthquake Precursor studies in Iceland. J. Geophys. Res. 86, pp. 7037 – 7054.

Italiano F., Liotta M., Martelli M., Martinelli G., Petrini R., Riggio A., Rizzo A. L., Slejko F., Stenni B.; 2012: Geochemical features and effects on deep-seated fluids during the May-June 2012 southern Po Valley seismic sequence. Annals of Geophysics, Vol.55, n. 4, pp. 815-821; doi: 10.4401/ag-6151.

Joliffe I.T.; 2002: Principal Component Analysys, Second Edition, (405) Springer, ISBN 0-387-95442-2.

Martinelli G., Riggio A., Dadomo A., Italiano F., Petrini R., Pierotti L., Santulin M., Slejko F., Tamaro A.; 2013: D1.2 Database of time series relative to hydrogeochemical and radon observations. DPC-INGV-S3 Project short term earthquake prediction and preparation. Sites.google.com/site/ingvdpc2012progettoS3/documents.

Martinelli G., Dadomo A., Heinicke J., Italiano F., Petrini R., Pierotti L., Riggio A., Santulin M., Slejko F.F., Tamaro A.; 2015: Boll. Geof. Teor. Appl., Vol. 56, n. 2, pp. 115-128. DOI 10.4430/bgta0147.

Meteo.fvg – Osservatorio meteorologico regionale del FVG; 2002 – 2014: Dati di Temperatura. www.meteo.fvg.it.

MeteoMin – Stazione meteorologica di Udine; 2004-2013: Dati di Pressione. www. meteoMin.it/Dati_Meteo.

Microcal Software, Inc., One Rounhouse Plaza, Northhampton, MA 01060; 2004; OriginPro 9.0

OGS; 2002 – 2014: Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli – Venezia Giulia. OGS, Trieste.

Petrini R., Italiano F., Riggio A., Slejko F.F., Santulin M., Buccianti A., Bonfanti P. and Slejko D.; 2012: Coupling geochemical and geophysical signatures to constrain strain changes along thrust faults. Boll. Geof. Teor. Appl., 53, pp. 113-134, doi: 10.4430/bgta0017.

Riggio A., Sancin S.; 2005: Radon measurements in Friuli (N.E. Italy) and earthquakes: first results. Boll. Geof. Teor. Appl., Vol. 46, n. 1, pp. 47 – 58.

Riggio A., Santulin M., Tamaro A.; 2013: Radon as seismic precursor in the framework of the S3 Project. In: Atti del 32° Convegno GNGTS, 19-21 novembre 2013, Trieste, Vol. 2, pp. 123-130.

Riggio A., Santulin M., Tamaro A.; 2014: Prima analisi dei dati di radon inseriti nella Banca Dati del Progetto S3. In: Atti del 33° Convegno GNGTS, 25 – 27 novembre 2014, Bologna, Vol.2, pp. 58 – 64.

Riggio A., Santulin M.; 2015: Earthquake forecasting: a review of radon as seismic precursor. Boll. Geof. Teor. Appl., Vol. 56, n. 2, pp. 95-114.

Shlens, J. (2009). *A tutorial on principal component analysis*. Centre for Neural Science, Salk Institute for Biological Studies. New York University, version 3, pp 1-12.

Systat Software; 2004: AutoSignal V 1.5.

Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T.; 1980: Radon anomaly: a possibile precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake. Science 207. pp. 882-883.

Zhang G., LI X., LI L.; 1996: Research on Earthquake Prediction in China Since the 1980s, in The Selected Papers of Earthquake Prediction in China. State Seismological Bureau. Seismological Press. Editor in Chief, GE Zhizhou, Beijing, pp. 9 – 18. ISBN 7-5028-1331-4/P.836 (1768).

Zmazek B., Dzeroski S., Torkar D., Vaupotic J., Kobal I.; 2010: Identification of radon anomalies in soil gas using decision trees and neural networks. Nukleonica 2010, 55(4), pp. 501-505.

sessione 2.2

Effetti di sito e microzonazione sismica

Convenor: F. Pacor e G. Naso

NUOVA METODOLOGIA PER UNA SELEZIONE FREQUENZA ORIENTATA DI ACCELEROGRAMMI NATURALI E SIMULATI

G. Acunzo[1], N. Fiorini[1], F. Mori[1], G. Naso[2], F. Sabetta[2]
[1] CNR-IGAG, Roma, Italia
[2] Dipartimento Protezione Civile, Uff. Rischio Sismico e Vulcanico, Roma, Italia

Introduzione. La verifica della capacità di risposta degli edifici a eventi sismici di media-forte energia è una tematica rilevante di notevole difficoltà tecnico-scientifica, soprattutto perché prevede conoscenze afferenti a diversi settori disciplinari (sismologia, geologia, geotecnica, ingegneria delle strutture).

La normativa sismica italiana (NTC08 - C.S.LL.PP., 2009), come quella degli altri paesi avanzati, regola le scelte dei responsabili delle progettazioni e delle verifiche e definisce standard facilmente applicabili.

La progettazione e la verifica antisismica in un'accezione allargata in genere prevede:

- Analisi della risposta sismica alle fondazioni dell'edificio:
- scelta di accelerogrammi di input al basamento sismico;
- costruzione di un modello di sottosuolo;
- produzione di accelerogrammi e/o spettri alle fondazioni dell'edificio, tramite codici numerici.
- Analisi delle caratteristiche geometriche e meccaniche dell'edificio necessarie a coglierne l'assetto strutturale.
- Analisi del comportamento dinamico dell'edificio, sottoposto alla sollecitazione sismica.

La selezione di accelerogrammi da utilizzare come input per analisi dinamiche, è un argomento attualmente molto dibattuto nella letteratura scientifica nazionale e internazionale, sia in campo strutturale che geotecnico (ad es. Bommer e Acevedo, 2004; Pagliaroli e Lanzo, 2008; Iervolino *et al*., 2008; Scasserra *et al*., 2009).

Le NTC08 descrivono (capitolo 3.2.3.6, capitolo 7.11.3 e relativa Circolare esplicativa) quali accelerogrammi utilizzare nelle analisi delle opere: "*Gli stati limite, ultimi e di esercizio, possono essere verificati mediante analisi dinamiche al passo con l'uso di accelerogrammi, artificiali o simulati o naturali Gli accelerogrammi simulati devono avere uno spettro di risposta elastico coerente con lo spettro adottato nella progettazione. La coerenza con lo spettro elastico è da verificare in base alla media delle ordinate spettrali ottenute con i diversi accelerogrammi. L'ordinata spettrale media non deve presentare uno scarto in difetto superiore al 10%, L'uso di accelerogrammi naturali è ammesso, a condizione che la loro scelta sia rappresentativa della sismicità del sito e sia adeguatamente giustificata in base alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza dalla sorgente e alla massima accelerazione orizzontale attesa al sito. Le storie temporali del moto del terreno registrate devono essere selezionate e scalate in modo tale che i relativi spettri di risposta approssimino gli spettri di risposta elastici nel campo dei periodi propri di vibrazione di interesse per il problema in esame.*"

Si propone una metodologia (FONTS: Frequencies Oriented Natural Time-histories Selection) per guidare la scelta degli accelerogrammi di input al basamento per il calcolo della risposta in superficie, proponendosi di risolvere alcune criticità riscontrabili nella selezione di accelerogrammi di input.

In particolare la metodologia proposta:

1. permette di considerare anche negli spettri generati a partire da accelerogrammi naturali le incertezze presenti negli studi probabilistici di pericolosità (ad es. negli spettri a pericolosità uniforme).
2. consente di eseguire una selezione guidata degli accelerogrammi, orientata a considerare le frequenze di risonanza del terreno e dell'edificio.
3. prevede l'impiego di accelerogrammi simulati che vadano ad integrare i dati

accelerometrici esistenti nelle banche dati, qualora essi siano mancanti a causa del limitato periodo di osservazione (in genere non superiore ai 40-50 anni).

La procedura viene descritta ed illustrata nel caso in cui si abbia un edificio da verificare (del quale quindi si conoscono i modi di vibrare), ma la stessa procedura può essere applicata, con alcuni accorgimenti e assunzioni, sia per la progettazione di una generica struttura sia per la valutazione del rischio sismico di un intero centro abitato.

Agli accelerogrammi di input, selezionati attraverso la procedura proposta, viene associata una percentuale di contributo alla pericolosità con un tempo di ritorno variabile, ricavata dalla disaggregazione della pericolosità. La percentuale di contributo alla pericolosità viene utilizzata per pesare gli accelerogrammi selezionati. Essi vengono inoltre ordinati sulla base di alcuni parametri ritenuti rappresentativi del danno sulla struttura e delle amplificazioni delle onde sismiche nel terreno.

Dati di base e strumenti operativi. Una caratteristica della metodologia proposta è di essere facilmente riproducibile anche da operatori che non abbiano conoscenze e strumenti sofisticati. I dati e gli strumenti necessari sono:

- valori di disaggregazione in magnitudo e distanza (M-R http://esse1-gis.mi.ingv.it/);
- valori delle frequenze fondamentali di vibrazione del terreno;
- valori delle frequenze fondamentali di vibrazione della struttura da verificare o progettare;
- Data Base (DB) di accelerogrammi naturali ITACA (http://itaca.mi.ingv.it; Luzi *et al*., 2010);
- software per il calcolo di accelerogrammi simulati (in questo contributo si utilizzerà Seismoartif, http://www.seismosoft.com/SeismoArtif);
- software In-Spector per la scalatura degli accelerogrammi (ottenibile da inspector.igag@gmail.com)
- software inedito Class_SE (presto in linea).

Le assunzioni e i limiti della procedura attualmente sono due:

- in questa fase iniziale si utilizza unicamente il DB ITACA
- si assume che i siti del DB ITACA marcati con A e A* siano effettivamente corrispondenti a siti di riferimento rigidi.

La Metodologia FONTS (Frequencies Oriented Natural Time-histories Selection). Quando si ricercano accelerogrammi naturali sulla base di parametri sismologici (magnitudo, distanza dal sito, dominio tettonico ecc.) vanno considerati i seguenti aspetti (Bommer e Acevedo, 2004):

- la magnitudo costituisce il parametro più importante nella ricerca in quanto influenza fortemente il contenuto in frequenza (quindi la forma spettrale) e la durata del moto sismico;
- la distanza ha una minore influenza sulla forma spettrale mentre condiziona sensibilmente l'ampiezza del moto; tuttavia su quest'ultima si può agire applicando un fattore di scala all'accelerogramma;
- il regime tettonico gioca generalmente un ruolo secondario rispetto alla magnitudo e alla distanza sorgente-sito; in particolare non esistono evidenze sperimentali di sensibili e sistematiche differenze quantitative tra i parametri del moto associati a eventi estensionali e quelli relativi a meccanismi trascorrenti, mentre maggiori ampiezze sono generalmente associate a faglie inverse; tuttavia tali incrementi sono dell'ordine del 15% nel campo di periodi compresi tra 0.1 e 1 s.

a) Definizione degli intervalli di magnitudo di interesse per le analisi e contributo percentuale alla pericolosità di base (analisi di disaggregazione per il valore di PGA).Data la disponibilità in rete e la facilità con cui sono accessibili i dati di PGA probabilistica con vari tempi di ritorno (http://esse1-gis.mi.ingv.it/), il primo passo della procedura è quello dell'individuazione di un livello di PGA probabilistica su suolo rigido (categoria A).

Sulla base del valore di PGA verrà effettuata l'analisi di disaggregazione necessaria alla definizione delle coppie Magnitudo-Distanza che contribuiscono maggiormente alla pericolosità de sito.

Secondo passo della procedura è la scelta di intervalli di magnitudo (con un passo di 0.5) che in termini di disaggregazione contribuiscono, con percentuali diverse, alla pericolosità di base. La selezione degli intervalli di magnitudo da considerare è basata sullo studio di disaggregazione disponibile in rete per la mappa ufficiale di pericolosità italiana (MPS04 http://esse1-gis.mi.ingv.it/).

Il numero degli intervalli di magnitudo è a discrezione dell'operatore, si consiglia comunque di scegliere un numero di intervalli per il quale il contributo totale alla pericolosità sia superiore al 50%, privilegiando quelle classi per le quali il contributo percentuale è maggiore.

Per l'analisi di disaggregazione, il numero degli intervalli di magnitudo e distanza da considerare è variabile e funzione del tasso di sismicità dell'area. Nei siti ad alta sismicità è sufficiente scegliere le magnitudo per una sola classe di distanza (0-10 km) per raggiungere un buon contributo percentuale alla pericolosità, ma in altri siti a sismicità inferiore sarà probabilmente necessario scegliere più classi di distanza (in genere 2). Nelle aree a pericolosità molto bassa (Piemonte, Trentino, Salento) per avere un contributo robusto alla pericolosità bisognerà tener conto di più intervalli di distanza.

A scopo illustrativo in Tab.1 è riportata la disaggregazione relativa ad un sito a sufficientemente elevata sismicità (Sansepolcro) mentre in Tab. 2 quella relativa ad un sito a bassa sismicità (Biella).

Sono messi in evidenza, a supporto di quanto espresso sopra, i differenti intervalli di magnitudo e di distanza selezionati nella procedura, per ottenere un contributo totale alla pericolosità consistente: come si può notare, per raggiungere un contributo alla pericolosità consistente (maggiore o uguale 60%) è sufficiente considerare un solo intervallo di distanza nel caso di Sansepolcro, mentre è necessario considerare distanze tra i 60 e 90 km nel caso di Biella.

Tab. 1 - Percentuali di contributo alla pericolosità dall'analisi di disaggregazione in PGA, con probabilità di eccedenza 10% in 50 anni, per il sito di Sansepolcro (AR) ad alta sismicità.

Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 43.5775, lon: 12.1789, ID: 20960)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0	10.2	25.9	22.3	16	8.22	0	0	0	0	0
10-20	0	0.179	1.82	4.06	5.29	4.27	0.042	0	0	0	0
20-30	0	0	0.001	0.12	0.575	0.778	0.026	0	0	0	0

Tab. 2 - Percentuali di contributo alla pericolosità dall'analisi di disaggregazione in PGA, con probabilità di eccedenza 10% in 50 anni, per il sito di Biella (BI) a bassa sismicità.

Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 43.5775, lon: 12.1789, ID: 20960)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
10-50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50-60	0	1.16	3.54	3.62	2.07	0.321	0	0	0	0	0
60-70	0	2.05	6.9	7.56	4.89	0.804	0	0	0	0	0
70-80	0	1.65	6.85	8.27	5.88	1	0	0	0	0	0
80-90	0	0.601	4.43	6.45	5.12	0.899	0	0	0	0	0
90-100	0	0.072	2.26	4.23	3.35	0.589	0	0	0	0	0

b) Selezione accelerogrammi naturali. In base alla definizione degli intervalli di distanza e magnitudo, si effettua una selezione di accelerogrammi sul DB ITACA. Questa ricerca porterà a selezionare, per ogni intervallo di magnitudo e distanza, un certo numero di accelerogrammi naturali su suolo rigido.

c) Integrazione con un set di accelerogrammi simulati per gli intervalli di magnitudo in cui non sono disponibili accelerogrammi naturali. Questo passo si pone l'obiettivo di integrare con accelerogrammi simulati le classi di magnitudo per le quali non sono disponibili accelerogrammi naturali nel DB ITACA o ne sono disponibili meno di 3 (questo generalmente può accadere per le classi di M>6 qualora si ricerchino solo su suolo rigido). Per generare questi accelerogrammi simulati si può utilizzare uno dei diversi software disponibili, ad esempio Belfagor (Mucciarelli *et al*., 2004), SeismoArtif (Halldorsson e Papageorgiou, 2005 - http://www.seismosoft.com/SeismoArtif), Simnost (Sabetta e Pugliese, 1996). Si consiglia di generare gli accelerogrammi simulati con il valore mediano di magnitudo e distanza dell'intervallo di magnitudo (ad esempio qualora manchino segnali accelerometrici nella classe di magnitudo 5.5-6 e distanza 0-10 km, devono essere generati con M=5.75 e R=5 km).

d) Scalatura degli accelerogrammi di input ***mediante software In-Spector.*** Nell'analisi probabilistica della pericolosità viene automaticamente tenuto conto dell'incertezza nella stima della PGA o di altri parametri del moto del terreno integrando nel calcolo la deviazione standard σ della relazione di attenuazione utilizzata (Bommer e Abrahamson, 2006; Sabetta *et al*., 2005; Krinitzsky, 2002). Ne consegue che l'analisi di disaggregazione viene di solito rappresentata, oltre che in termini di M e R, anche in funzione di ε frazione di sigma utilizzata nel calcolo e funzione crescente del periodo di ritorno (per la pericolosità italiana i valori di ε sono ricavabili dal sito http://esse1-gis.mi.ingv.it). Poiché gli accelerogrammi selezionati non possono ovviamente includere ε, è necessario moltiplicarli per un fattore di scala ottenuto da una spettro-compatibilità con lo spettro a pericolosità uniforme del sito in esame.

La verifica della compatibilità spettrale impone che lo spettro di risposta di ogni accelerogramma sia il più possibile sovrapponibile a quello obiettivo, in corrispondenza del periodo caratteristico dell'edificio o del terreno di interesse. La ricerca del *best-fit* può essere realizzata facilmente mediante il software gratuito In-Spector (Acunzo *et al*., 2014) e consiste nella ricerca di un fattore di scala che rende minima la differenza con lo spettro obiettivo nel range di periodi di interesse, ammettendo un valore compreso tra 0.25 e 4 (Krinitszky e Chang, 1979). Come condizione di spettro-compatibilità, invece, seguendo le indicazioni della normativa, si verifica che la media spettrale degli accelerogrammi selezionati non presenti uno scarto in difetto superiore al 10% rispetto alle ordinate dello spettro di riferimento in corrispondenza del periodo di interesse. Se per una classe di M-R gli accelerogrammi selezionati non riescono, sebbene scalati nei limiti definiti, a "riprodurre" lo spettro obiettivo, quella classe sarà integrata da accelerogrammi simulati, di cui al punto *c*. Nel caso anche questi abbiano fattori di scala non ammissibili allora la classe verrà eliminata dall'analisi.

e) Graduatoria degli accelerogrammi ***maggiormente gravosi per la struttura e per il terreno.*** Ogni accelerogramma selezionato è caratterizzato da un contenuto in frequenza che lo rende diversamente gravoso per l'edificio e/o per il terreno, con forti amplificazioni dello scuotimento sismico atteso quando la frequenza della forzante è uguale o simile alla frequenza propria fondamentale del sistema strutturale o del sito rispettivamente (fenomeno della risonanza).

Per considerare questo aspetto è stato sviluppato un software denominato Class_SE che, per gli accelerogrammi naturali e sintetici scelti, consente di stilare una graduatoria degli accelerogrammi maggiormente gravosi per la struttura e per il terreno. La scelta della PGA come parametro quantitativo della pericolosità di base del sito è in generale criticabile perché, come più volte dimostrato, non è necessariamente un buon indicatore del danneggiamento. In questo senso indicatori come lo spettro di Fourier e l'Intensità di Housner (IH –Housner, 1952), sono più appropriati e sono risultati sperimentalmente più rappresentativi degli effetti sul terreno e sulla struttura, per cui il software adotta i seguenti criteri:

- la graduatoria orientata alla struttura è ottenuta a partire dal calcolo dello spettro di risposta in pseudovelocità di ciascun accelerogramma selezionato. Si procede quindi al calcolo dell'IH, effettuato utilizzando come estremi di integrazione il 2°/3° periodo della struttura e il 1° periodo "elongato" (l'abbattimento della frequenza fondamentale dell'edificio è circa il 50% se l'edificio è in muratura e il 30% se l'edificio è in cemen to armato).
- la graduatoria orientata al terreno è ottenuta a partire dallo spettro di Fourier di ogni accelerogramma attraverso il calcolo di un integrale in un range di +/- 0.2 Hz intorno alla frequenza fondamentale del terreno, così da individuare quegli accelerogrammi per i quali sono attesi effetti di amplificazione più gravosi.

Gli accelerogrammi considerati hanno una specifica collocazione in ciascuna delle due graduatorie così ottenute, cui si aggiunge come attributo il fattore di scala adottato per il *fitting* con lo spettro obiettivo (paragrafo *d*) e la percentuale di contributo alla pericolosità del sito con tempo di ritorno di 475 anni per quell'intervallo di magnitudo (paragrafo *a*).

Caso di studio: Palazzo delle Laudi a Sansepolcro (AR). Si riporta un esempio applicativo per la selezione di accelerogrammi di input condotta secondo la metodologia FONTS nell'ambito di un'analisi della vulnerabilità condotta sul Palazzo delle Laudi di Sansepolcro (AR) con il fine di valutarne l'operatività strutturale.

L'edificio è un palazzo neoclassico risalente al XIII secolo, irregolare sia in pianta sia in elevazione (Fig. 1), ed è uno degli edifici strategici facenti parte della Condizione Limite dell'Emergenza (CLE) dell'insediamento urbano di Sansepolcro.

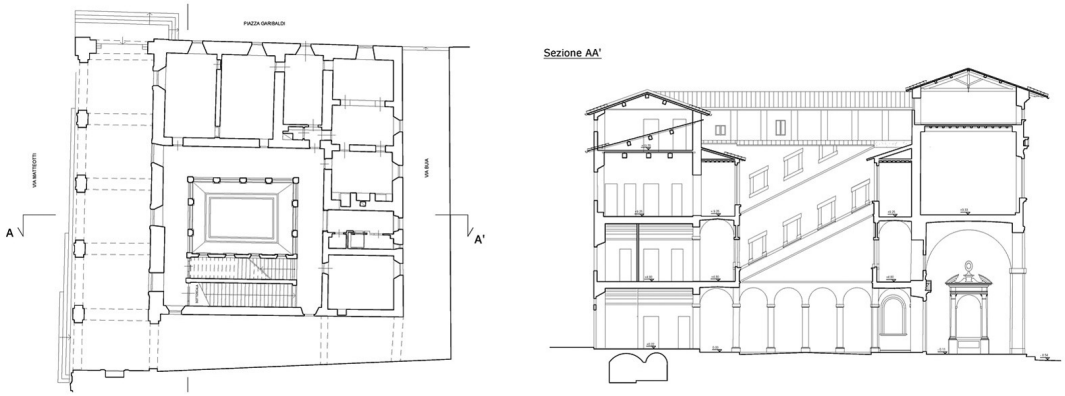


Fig. 1 – Sezione planimetrica e altimetrica del Palazzo delle Laudi di Sansepolcro.

Per la selezione degli accelerogrammi di input, per prima cosa si definiscono gli intervalli di magnitudo e distanza di interesse per le successive analisi, valutati a partire dal loro contributo percentuale alla pericolosità di base, espresso dall'analisi di disaggregazione per il sito di Sansepolcro, in termini di PGA. L'analisi di disaggregazione fornisce i risultati sia in forma grafica (Fig. 2) che in forma tabellare (Tab. 1).

Le classi da considerare in termini di magnitudo M e distanza R sono quelle che contribuiscono maggiormente alla pericolosità del sito, ovvero:

- 4.5< M <5.0 e 0< R <10 km, caratterizzate da un contributo alla pericolosità del 25.9 %
- 5.0< M <5.5 e 0< R <10 km, caratterizzate da un contributo alla pericolosità del 22.3 %
- 5.5< M <6.0 e 0< R <10 km, caratterizzate da un contributo alla pericolosità del 16.0 %

Gli intervalli di magnitudo e di distanza così selezionati sono sufficienti poiché considerano un contributo totale alla pericolosità ampiamente consistente, nella misura del 65% circa.

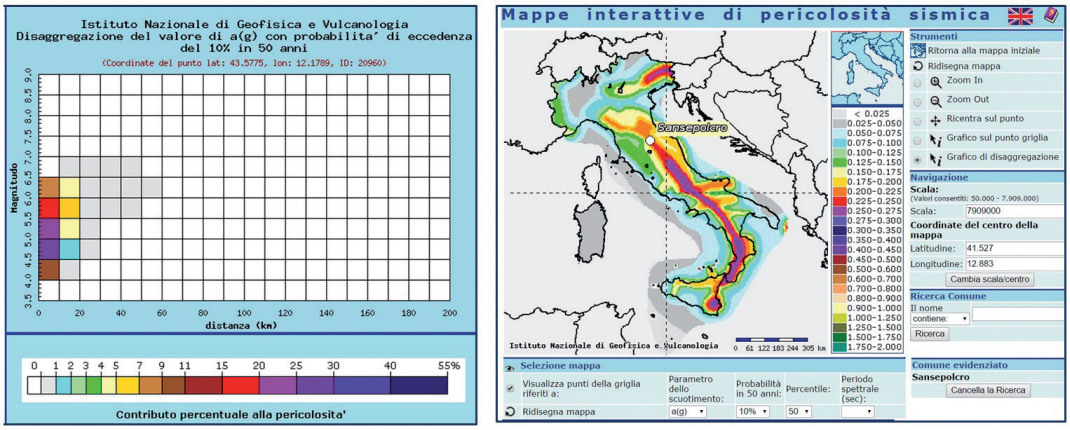


Fig. 2 – Analisi di disaggregazione del valore di PGA con tempo di ritorno di 475 anni per il comune di Sansepolcro.

Vengono pertanto selezionati gli accelerogrammi naturali dal database ITACA aventi parametri previsti dagli intervalli specificati di sopra, su suolo rigido di tipo A o A*, nel numero di 14, 20 e 8 per le tre classi rispettivamente.

Il segnali accelerometrici vengono tutti importati nel software In-Spector (Acunzo *et al.*, 2014) e il loro spettro di risposta viene opportunamente scalato, secondo il criterio di ricerca del fattore di scala capace di minimizzare lo scarto con lo spettro probabilistico a pericolosità uniforme a 475 anni. La ricerca della compatibilità avviene nell'intervallo specifico di interesse per l'edificio, considerando un numero di modi di vibrazione tale da garantire il raggiungimento di almeno l'85% della massa partecipante totale. Nel caso esaminato è sufficiente considerare i primi due modi di vibrazione stimati da analisi modale sperimentale (2.9 Hz e 3 Hz rispettivamente) per cui il limite inferiore dell'intervallo è il secondo periodo dell'edificio pari a 0.33 s, mentre il limite superiore è pari a 0.7 s e corrisponde al primo periodo di vibrazione elongato per effetto del sisma (vedi il punto *e)*.

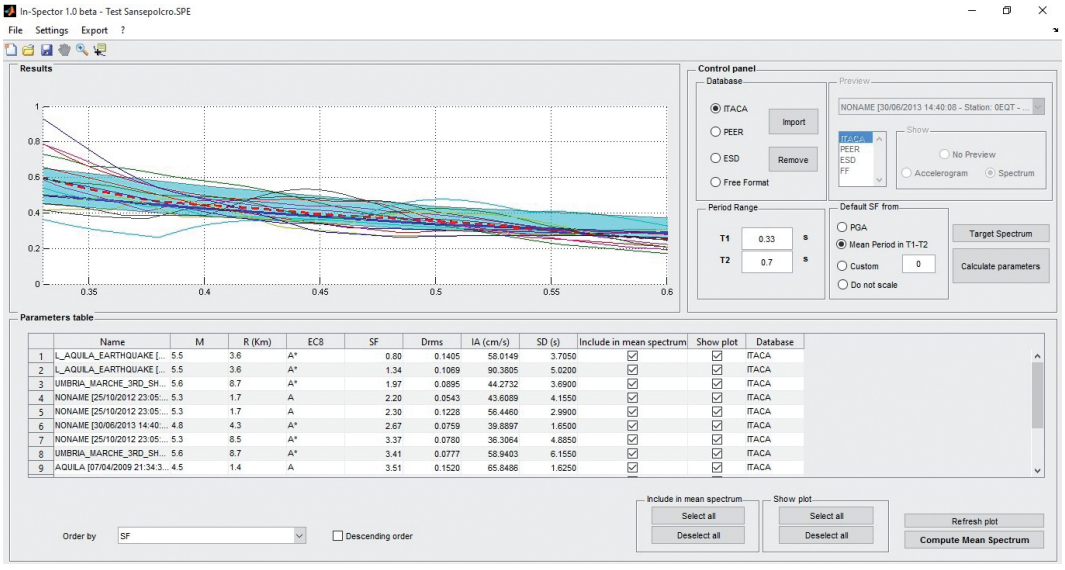


Fig. 3 – Visualizzazione grafica (In-Spector) degli spettri di risposta nell'intervallo di periodi selezionati per il Palazzo delle Laudi a Sansepolcro. Spettri dei diversi accelerogrammi (linee colorate), spettro a pericolosità uniforme (linea spessa blu) e spettro medio degli accelerogrammi (linea rossa tratteggiata).

Vengono esclusi dalle analisi successive tutti i segnali in cui la ricerca della compatibilità spettrale genera fattori di scala FS non compresi nell'intervallo ammissibile specificato al punto *d* (0.25 – 4). Si verifica quindi che la media spettrale dei restanti accelerogrammi sia spettro-compatibile nel rispetto dei vincoli della normativa NTC08. Il risultato delle operazioni descritte è illustrato in Fig. 3, a supporto della bontà dei risultati ottenuti.

Gli accelerogrammi scalati vengono sottoposti ad analisi mediante il software Class_SE (illustrato al punto *e*) che restituisce una classifica dei segnali analizzati, ordinandoli in relazione ai possibili effetti che si stimano sull'edificio e sul terreno, dal più al meno gravoso. Le frequenze di riferimento per il terreno e per l'edificio a partire dalle quali Class_SE esegue l'analisi, e conseguentemente la graduatoria, sono state ottenute da misure di rumore ambientale eseguite in situ. La frequenza fondamentale del terreno da prove HVSR è pari a 1.3 Hz; per l'edificio si sono considerati i periodi di vibrazione del primo e del secondo modo tenendo conto poi dell'elongazione del periodo, come fatto per la ricerca della spettrocompatibilità.

Al termine dell'analisi sono disponibili quindi in forma tabellare (Tab. 3) per ciascun accelerogramma di input le informazioni che ne evidenziano i potenziali effetti nei confronti del terreno e della struttura sovrastante, unitamente al loro contributo probabilistico alla pericolosità del sito. Gli eventi riquadrati sono quelli stimati come maggiormente gravosi per l'edificio e per il terreno e nel caso presentato essi risultano in realtà gravosi per entrambi poiché occupano la prima e la seconda posizione della relativa classifica. Si sottolinea che la metodologia, in quanto frequenze orientata, non identifica come eventi più gravosi necessariamente quelli aventi magnitudo maggiori a brevi distanze.

Tab. 3 - Set di accelerogrammi selezionati con relativi indicatori del contributo percentuale alla pericolosità, fattore di scala impiegato e posizione in graduatoria da Class_SE.

Nome stazione	*Data evento*	*Mw*	*Repi [Km]*	*Componente*	*Contributo pericolosità [%]*	*Fattore di Scala*	*Posizione in graduatoria edificio*	*Posizione in graduatoria terreno*
0EQT Temporanea	30/06/2013	4.8	4.3	E/O	25.9	3.65	10	11
0EQT Temporanea	30/06/2013	4.8	4.3	N/S	25.9	2.67	8	12
Laino Temporanea	25/10/2012	5.3	8.5	E/O	22.3	3.37	4	3
Laino Temporanea	25/10/2012	5.3	8.5	N/S	22.3	3.63	13	7
L'Aquila-V.Aterno-M.Pettino	07/04/2009	4.5	1.4	E/O	25.9	3.51	7	10
L'Aquila-V.Aterno-M.Pettino	**09/04/2009**	**5.4**	**11**	**N/S**	**22.3**	**3.53**	**1**	**2**
Cesi Monte	14/10/1997	5.6	8.7	E/O	16	3.41	12	8
Cesi Monte	14/10/1997	5.6	8.7	N/S	16	1.97	5	9
Mormanno	**25/10/2012**	**5.3**	**1.7**	**E/O**	**22.3**	**2.3**	**2**	**1**
Mormanno	25/10/2012	5.3	1.7	N/S	22.3	2.2	6	4
Tarcento	11/09/1976	5.2	7	N/S	22.3	3.64	3	5
Sant'eusanio forconese	07/04/2009	5.5	5.3	E/O	16	0.801	14	13
Sant'eusanio forconese	07/04/2009	5.5	5.3	N/S	16	1.34	11	14
RM03	07/04/2009	5.5	3.4	E/O	16	3.74	9	6

Conclusioni. La metodologia proposta vuole valorizzare una selezione dei segnali accelerometrici di input specifica per il singolo sistema strutturale esistente o per il sottosuolo di fondazione tenendo conto degli aspetti probabilistici legati alla pericolosità di base e nel rispetto delle prescrizioni della normativa NTC08.

Lo scopo è quello di risolvere alcuni aspetti critici quali la ridotta disponibilità nei database di accelerogrammi naturali di magnitudo elevate e brevi distanze registrati su sito rigido e la poca specificità nella ricerca della spettrocompatibilità imposta dalla normativa in un range di periodi ampio e poco rappresentativo.

La prima criticità viene risolta integrando i segnali naturali disponibili con accelerogrammi simulati, la seconda con una ricerca mirata della spettrocompatibilità nel range di periodi specifici del sistema strutturale che tenga conto dell'effettivo comportamento dinamico.

Inoltre è stata posta particolare attenzione a garantire la migliore corrispondenza possibile tra lo spettro del singolo accelerogramma e quello a pericolosità uniforme (che include la deviazione standard dell'attenuazione) con il conseguente vantaggio di preservare una coerenza spettrale non solo in termini di media.

Infine la metodologia restituisce, per ognuno degli accelerogrammi appartenenti al set, sia il contributo percentuale alla pericolosità del sito sia la posizione in graduatoria relativamente alla vulnerabilità del sistema strutturale e al sottosuolo di fondazione.

Bibliografia

Acunzo G., Pagliaroli A., Scasserra G.; 2014: *In-Spector: un software di supporto alla selezione di accelerogrammi naturali spettrocompatibili per analisi geotecniche e strutturali*. 33° Convegno Nazionale GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, volume 2, 107-114, ISBN 978-88-940442-2-5

Bommer J.J., Abrahamson N.A.; 2006: *Why Do Modern Probabilistic Seismic-Hazard Analyses Often Lead to Increased Hazard Estimates?* Bull. Seism. Soc. Am, Vol. 96, No. 6, pp. 1967–1977.

Bommer J.J., Acevedo A.B.; 2004: *The use of real earthquake accelerograms as input to dynamic analysis*. Journal of Earthquake Engineering , 8, 4, 1-50.

C.S.LL.PP.; 2009: *Istruzioni per l'applicazione delle "Nuove norme tecniche per le costruzioni" di cui al decreto ministeriale 14 gennaio 2008*. Circolare 2 febbraio 2009 (GU n. 47 del 26-2-2009 - Suppl. Ordinario n.27), n. 617.

Halldorsson B., Papageorgiou A.; 2005: *Calibration of the Specific Barrier Model to Earthquakes of Different Tectonic Regions* Bull. Seism. Soc. Am. 95, 4, 1276–1300.

Housner G.W.; 1952: *Spectrum intensity of strong motion earthquakes*. *Proceedings of the Symposium on Earthquakes and Blast Effects on Structures*, Earthquake Engineering Research Institute, California: 20–36.

Iervolino I., Manfredi G., Cosenza E.; 2008: *Eurocode 8 compliant real records sets for seismic analysis of structures*. Earthquake Eng. & Structural Dynamics, 12, 1, pp. 54-90.

Krinitzsky E. L.; 2002: *How to obtain earthquake ground motions for engineering design*. Eng. Geol. 65, 1–16.

Krinitszky E.L., Chang F. K.; 1979: *Specifying peak motions for design earthquakes*. *State-of-Art for Assessing Earth*. Hazards in the U.S., paper S-73-1, US Army Corps of Engineers, Vicksburg, Mississippi.

Luzi L., Sabetta F., Mele F., Castello B.; 2010: *Italian strong motion database relative to the period 1972-2004: motivations and aims*. *Bulletin of Earthquake Engineering*. Vol 8 n. 5 pp 1159-1174. DOI: 10.1007/s10518-009-9140-7

Mucciarelli M., Spinelli A., Pacor F.; 2004: *Un programma per la generazione di accelerogrammi sintetici "fisici" adeguati alla nuova normativa*. 11° Congresso Nazionale l'Ingegneria Sismica in Italia, Genova 25-29 gennaio 2004.

Pagliaroli A., Lanzo G.; 2008: *Selection of real accelerograms for the seismic response analysis of the historical town of Nicastro (Southern Italy) during the March 1638 Calabria earthquake*. Engineering Structures, 30, 2211-2222.

Sabetta, F., Pugliese, A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motion*. Bull. Seism. Soc. Am. 86, 337-352.

Sabetta F., Lucantoni A., Bungum H., Bommer J.J.; 2005: *Sensitivity of PSHA results to ground-motion prediction relations and logic-tree weights*. Soil Dyn Earthq Eng 25:317–329

Scasserra G., Stewart J.P., Kayen, R. e Lanzo G.; 2009: *Database for earthquake strong motion studies in Italy,* Journal of Earthquake Engineering, 13, 6, 852-881.

ZONE DI AMPLIFICAZIONE NELLE CARTE DI MS: PROPOSTE DI UTILIZZO PER IL GOVERNO DEL TERRITORIO

F. Bramerini, S. Castenetto, G. Naso
Dipartimento della Protezione Civile, Roma, Italia

Introduzione. Ai fini della prevenzione e della valutazione del rischio sismico, la Microzonazione Sismica (MS; Gruppo di lavoro MS, 2008), valutando gli effetti di un terremoto a una scala molto vicina a quella dei manufatti, è uno strumento utile per i piani di governo del territorio, per la pianificazione d'emergenza e per la progettazione di opere.

Nei piani di governo del territorio, in funzione delle diverse scale e dei vari livelli di intervento, gli studi di MS sono condotti sulle aree nelle quali le disposizioni normative prevedono l'uso, o la loro potenziale trasformazione, a scopo edificatorio o per infrastrutture , o l'uso ai fini di protezione civile.

Gli studi di MS, in questo ambito, sono importanti al fine di:

- orientare la scelta delle aree per nuovi insediamenti;
- definire gli interventi ammissibili in una data area;
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento;
- stabilire orientamenti e modalità di intervento nelle aree urbanizzate;
- definire priorità di intervento.

Per favorire la massima diffusione degli studi di MS, gli Enti preposti al governo del territorio (Regioni e Amministrazioni Locali) hanno avvertito la necessità di definire criteri e procedure che permettessero di acquisire ed elaborare i dati con costi e tempi contenuti, garantendo comunque l'attendibilità scientifica degli elaborati finali. Sono state così definite procedure che, sulla base di dati litostratigrafici (spessore delle coperture e profondità e tipo di substrato), geotecnici e geofisici (velocità di propagazione delle onde S nell'intervallo di copertura considerato) acquisiti con indagini di tipo corrente, permettono la caratterizzazione sismica del territorio, quantificando l'amplificazione in superficie attraverso Fattori di Amplificazione (FA) calcolati tramite abachi o tramite metodi avanzati, quali le simulazioni numeriche (Gruppo di lavoro MS, 2008).

Nell'ambito degli studi di MS, le carte dei FA rappresentano, talora, uno degli strumenti utilizzati dalle Regioni e dagli Enti Locali per la pianificazione del territorio.

In questo lavoro, dopo aver esposto sinteticamente come sono affrontati gli studi di MS in Italia e aver descritto alcune procedure regionali per l'utilizzo delle carte di FA nella pianificazione, si propone una nuova procedura di elaborazione di tali carte finalizzata al governo del territorio.

I livelli di approfondimento, le zone e le carte degli studi di MS. I risultati degli studi di MS sono sintetizzati e rappresentati su carte tematiche del territorio, carte delle MOPS (Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica) e carte di MS, distinguendo:

- le zone stabili, nelle quali il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida (una roccia lapidea e non pervasa da fratture e fenditure) e pianeggiante;
- le zone stabili con amplificazioni, nelle quali il moto sismico viene modificato, rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche geologiche/geofisiche/geotecniche e morfologiche del territorio;
- le zone instabili, in cui si possono attivare (innescati dal sisma) fenomeni di deformazione permanente del territorio come le frane, la liquefazione del terreno, la fagliazione che rompe il piano campagna e i cedimenti differenziali del terreno che creano gradini morfologici.

Gli studi di MS sono eseguiti con diversi livelli di approfondimento, secondo gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (Gruppo di lavoro MS, 2008), in base alla complessità geologico tecnica del territorio. Un'area è definita complessa quando, in superficie e/o nel

sottosuolo, sono presenti elementi geologici e geomorfologici che, in caso di terremoto, possono indurre modificazioni del moto sismico (amplificazioni) e deformazioni permanenti non descrivibili con metodi semplificati (modellazioni monodimensionali).

Tra gli elementi che contribuiscono alla complessità geologico tecnica di un'area si possono citare:

- geometria del substrato rigido (es. valle stretta colmata di sedimenti soffici)
- geometria articolata del substrato rigido sepolto (es. presenza di paleoalvei, substrato rigido deformato da strutture tettoniche, andamento del substrato a Horst e Graben, contesti vulcanici...)
- zona di unghia al raccordo tra rilievo e pianura (substrato rigido sepolto in approfondimento sotto la pianura, in maniera continua o discontinua)
- aree suscettibili alla liquefazione
- aree suscettibili all'instabilità di versante
- aree interessate da faglie attive e capaci
- aree con cavità sepolte.

In funzione dei diversi contesti geologico tecnici e dei diversi obiettivi, quindi, gli studi di MS possono essere condotti a vari livelli di approfondimento, con un impegno di risorse economiche e competenze crescenti, passando da un livello 1 ai livelli 2 e/o 3.

I livelli di approfondimento degli studi di MS sono:

- livello 1, livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti (inventari), elaborati per suddividere il territorio in zone qualitativamente omogenee rispetto alle fenomenologie sopra descritte (amplificazioni e instabilità permanenti)
- livello 2, utilizzando ulteriori e mirate indagini, attraverso l'impiego di metodi semplificati (abachi), associa a ciascuna zona omogenea definita nel livello 1 un parametro quantitativo che descrive la modificazione del moto sismico (zone stabili con amplificazioni); questo livello può essere esperito solo in aree con assetto del sottosuolo non complesso
- livello 3, in aree particolarmente complesse dal punto di vista geologico tecnico e per approfondimenti su specifiche tematiche (deformazioni permanenti), attraverso l'esecuzione di nuove indagini e modellazioni numeriche bidimensionali, definisce il valore del parametro descrittivo della modificazione dello scuotimento e dell'instabilità cosismica.

I tre livelli di studio non sono necessariamente sequenziali (dal livello 1 al livello 3, passando obbligatoriamente per il livello 2) ma, in funzione della complessità geologico tecnica del territorio, è possibile passare dal livello 1 (obbligatorio) al livello 2 e/o al livello 3

Gli studi di livello 1, in particolare, sulla base della complessità geologico tecnica del territorio esaminato, devono stabilire la possibilità di procedere a studi di livello 2 o ad approfondimenti di livello 3.

Quindi, sulla base della complessità geologica e del livello di approfondimento, per uno studio di MS si potrà avere come prodotto finale una o più delle seguenti carte:

- Carta delle MOPS (Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica, per il livello 1, obbligatoria per tutti gli studi)
- Carta di MS con approfondimenti di livello 2 e/o 3.

Gli studi di MS in Italia: prime elaborazioni statistiche. Dopo il terremoto aquilano del 2009, con l'articolo 11 della legge n. 77 del 24 giugno 2009 per la ricostruzione in Abruzzo, lo Stato ha deciso di investire nella prevenzione del rischio sismico finanziando interventi su tutto il territorio nazionale, grazie ad un fondo istituito nello stato di previsione del Ministero dell'economia e delle finanze. L'utilizzo di tali fondi, 965 milioni di euro ripartiti su 7 annualità, è regolamentato da ordinanze del Presidente del Consiglio dei Ministri e, a partire dall'annualità 2012, dopo l'approvazione della legge 100/12 di riforma della protezione civile, da ordinanze del Capo del Dipartimento della Protezione Civile.

Gli elementi di novità introdotti dal piano nazionale di prevenzione del rischio sismico riguardano, in particolare, gli strumenti di prevenzione individuati. Tra questi, la microzonazione sismica (MS), che ha visto un significativo sviluppo e diffusione negli ultimi trent'anni.

Dopo l'emanazione della prima ordinanza (OPCM 3907/10), tutte le Regioni hanno legiferato per recepire nella pianificazione urbanistica le indagini di microzonazione sismica, vincolando l'approvazione dei piani alla preventiva realizzazione e valutazione degli studi di MS. Inoltre, tutte le Regioni hanno adottato gli standard per le indagini di MS (il riferimento sono gli "Indirizzi e criteri", predisposti nel 2008 dal Dipartimento della Protezione Civile con le Regioni; Gruppo di lavoro MS, 2008) e gli standard di archiviazione informatica definiti da una Commissione tecnica interistituzionale appositamente predisposta, garantendo l'omogeneità e la confrontabilità dei risultati sul territorio nazionale (Commissione tecnica MS3907, 2014).

L'attività istruttoria svolta dalla Commissione Tecnica ha consentito di validare ad oggi circa 700 studi di MS relativi alle prime tre annualità. Su un campione di 532 di questi studi sono state elaborate alcune statistiche (Commissione tecnica MS3907, 2015).

Considerando la pericolosità sismica locale, dall'analisi degli studi pervenuti, è emerso che circa 64 kmq su un totale di 1.613 kmq circa ricadono in zone stabili, ossia meno del 4%. Circa 234 kmq ricadono in zona instabile (il 14%) e circa 1300 kmq sono classificati come zone suscettibili di amplificazione (FA), ossia l'81% dell'intero territorio indagato (Tabb. 1 e 2).

L'analisi del numero e delle dimensioni delle zone evidenzia:

- le zone stabili suscettibili di amplificazione sono numericamente le più rappresentate e mediamente le più estese, in particolare in Lombardia, ma anche in Puglia e Piemonte;
- anche le zone instabili sono numericamente significative, ma sono le meno estese (dimensione media inferiore ai 0,04 km^2);
- le zone stabili sono numericamente le meno rappresentate, con estensione media che varia tra 0,03 km^2 in Calabria e Basilicata e 0,51 km^2 in Lombardia.

La maggiore estensione delle zone omogenee nei centri abitati popolosi potrebbe essere spiegata con la maggiore diffusione di tali centri in aree di pianura, dove la minore complessità geologica consente di definire zone omogenee più estese. Le zone suscettibili di amplificazione sono, dunque, le più rappresentate e inoltre, considerando il numero di indagini disponibili, la maggiore disponibilità caratterizza proprio tali zone che, però, sono anche, mediamente, le più estese. Le indagini nelle zone suscettibili di amplificazione, infatti, rappresentano il 72% del totale, mentre le stesse zone numericamente rappresentano il 52% del totale e l'81% della superficie su cui sono stati svolti studi di microzonazione.

Questi dati, anche se parziali, e queste percentuali evidenziano i maggiori approfondimenti realizzati per caratterizzare quantitativamente l'entità delle amplificazioni dei terreni nelle aree potenzialmente soggette a modificazioni dello scuotimento sismico. Le instabilità, per faglie attive e capaci e per fenomeni di liquefazione, sono state già trattate in specifiche linee guida per la gestione del territorio interessato da tali fenomeni (Commissione tecnica 3907, 2015b, 2015c). Alla luce dei dati descritti, si ritiene necessario affrontare la definizione di procedure standard e condivise sull'uso del territorio in questo tipo di zone.

Esperienze regionali di applicazione delle carte di MS nella pianificazione territoriale. In questi anni, alcune Regioni hanno avviato l'utilizzo delle carte derivate dagli studi di MS per applicazioni nel campo della pianificazione. Si riportano sinteticamente, come esempio, le procedure definite dalla Regione Toscana, dall'Emilia-Romagna e dalla Lombardia.

Regione Toscana *(Decreto del Presidente della giunta regionale del 25 ottobre 2011, n. 53/R -Regolamento di attuazione dell'articolo 62 della legge regionale 3 gennaio 2005, n.1 (Norme per il governo del territorio) in materia di indagini geologiche)*. La sintesi di tutte le informazioni derivanti dallo studio di MS di livello 1 (carta delle MOPS) deve consentire di valutare le condizioni di pericolosità sismica dei centri urbani secondo una graduatoria articolata in 4 classi:

Tab. 1 - Numero e dimensione delle zone omogenee per tipo di zona e per Regione.

Popolazione residente	Zone stabili		Zone stabili con amplificazione		Zone instabili	
	Numero zone	Dimensione media (kmq)	Numero zone	Dimensione media (kmq)	Numero zone	Dimensione media (kmq)
Piemonte	133	0,11	642	0,40	17	0,10
Lombardia	80	0,51	958	0,20	217	0,24
Veneto	308	0,08	5674	0,17	2677	0,09
Liguria	1151	0,08	1645	0,03	1663	0,02
Emilia-Romagna	1726	0,14	8554	0,11	5226	0,10
Toscana	197	0,03	4986	0,06	2257	0,01
Umbria	69	0,07	601	0,07	314	0,02
Marche	361	0,04	8717	0,09	4194	0,05
Lazio	2553	0,14	6449	0,18	2258	0,04
Abruzzo	252	0,03	2780	0,07	982	0,04
Molise	682	0,17	1731	0,06	1599	0,01
Campania	249	0,31	1309	0,12	1207	0,03
Puglia	51	0,49	404	0,52	71	0,01
Basilicata	192	0,03	1562	0,08	1295	0,02
Calabria	4203	0,03	8086	0,08	15134	0,01
Sicilia	6	0,29	4095	0,09	1859	0,02
Italia	12213	0,09	58194	0,11	40970	0,04

Tab. 2 - Superfici (km^2) per tipo di zona omogenea e per Regione (valori assoluti).

Regione	Numero Comuni	Superficie MS	Stabili	Ampl.	Instabili
Piemonte	10	48,59	0,82	47,74	0,02
Lombardia	13	47,73	2,33	42,04	3,36
Veneto	47	259,05	1,01	200,42	57,62
Liguria	10	25,04	6,31	10,88	7,85
Emilia-Romagna	54	212,49	6,75	143,33	62,41
Toscana	29	72,37	1,63	65,85	4,88
Umbria	14	15,69	0,94	13,34	1,41
Marche	48	254,91	3,35	210,32	41,24
Lazio	28	138,18	5,55	126,58	6,05
Abruzzo	38	32,38	1,44	26,69	4,25
Molise	54	32,31	12,04	19,17	1,11
Campania	29	36,71	2,33	30,32	4,05
Puglia	20	86,02	7,12	78,64	0,25
Basilicata	34	74,44	3,85	62,12	8,46
Calabria	46	76,77	8,40	49,67	18,70
Sicilia	58	200,53	0,11	187,85	12,57
Italia	532	1.613,21	63,99	1.314,97	234,24

- pericolosità sismica locale molto elevata (S.4);
- pericolosità sismica locale elevata (S.3);
- pericolosità sismica locale media (S.2);
- pericolosità sismica locale bassa (S.1).

Nella descrizione delle classi non si fa riferimento a valori di FA, ma si descrivono, in modo qualitativo, situazioni geologico-tecniche che possono essere responsabili di eventuali amplificazioni in condizioni dinamiche. È lasciata dunque ad un giudizio esperto l'attribuzione del territorio alle classi di pericolosità.

Regione Emilia Romagna *(Legge Regionale 30 ottobre 2008, n. 19 - Norme per la riduzione del rischio sismico - Testo coordinato con le modifiche apportate dalla L.R. 6 luglio 2009, n. 6 "Governo e riqualificazione solidale del territorio")*. Gli studi di risposta sismica locale e di microzonazione sismica forniscono una descrizione fisica del territorio, attraverso cartografie e relazioni tecniche nelle quali sono indicati chiaramente i livelli di approfondimento, le indagini effettuate e i risultati ottenuti. Gli studi sono un riferimento richiesto per la Valutazione di Sostenibilità Ambientale e Territoriale (VALSAT), preventiva alla definizione delle specifiche scelte di piano.

Le procedure regionali identificano due fasi di analisi, per la VALSAT, con diversi livelli di approfondimento.

La prima fase è diretta a definire gli scenari di pericolosità sismica locale, cioè ad identificare le parti di territorio suscettibili di effetti locali (amplificazione del segnale sismico, cedimenti, instabilità dei versanti, fenomeni di liquefazione, rotture del terreno, ecc.). L'individuazione delle aree soggette ad effetti locali si basa su rilievi, osservazioni e valutazioni di tipo geologico e geomorfologico, svolte a scala territoriale, associati alla raccolta di informazioni sugli effetti indotti dai terremoti passati. Tale analisi viene svolta in fase di elaborazione del PTCP (Piano Territoriale di Coordinamento Provinciale) e del PSC (Piano Strutturale Comunale) e concorre alla definizione delle scelte di piano, fornendo prime indicazioni sui limiti e le condizioni per la pianificazione nelle suddette aree.

La seconda fase ha come obiettivo la microzonazione sismica del territorio indagato.

Gli strumenti di pianificazione non potranno essere approvati se non in presenza delle carte di microzonazione sismica (carte di FA) che sono considerate una vera e propria carta di piano.

Il recepimento dei risultati degli studi di MS nella pianificazione avviene attraverso l'eventualeadeguamento del PTCP e, successivamente, il recepimento e l'approfondimento delle indicazioni da esso fornite nel PSC e quindi nel POC (Piano Operativo comunale).

La carta dei FA viene utilizzata per definire indicazioni e raccomandazioni per la progettazione e gli interventi sull'edificato esistente. Non vengono definite classi di pericolosità secondo i valori di FA.

Regione Lombardia *(Criteri attuativi l.r. 12/2005 - d.g.r. n. 2616/2011 Aggiornamento dei criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del PGT)*. Lo studio geologico nel Piano di Governo del Territorio è contenuto integralmente (fase di analisi, fase di sintesi e valutazione e fase di proposta) nel Documento di Piano e rappresenta una delle componenti del quadro conoscitivo del territorio comunale e costituisce base per le scelte pianificatorie (art. 8, comma 1, lettera c, della l.r. n. 12 del 2005, Legge per il governo del territorio); le fasi di sintesi, valutazione e proposta (Carte di sintesi, dei vincoli, di fattibilità e Norme geologiche di Piano) costituiscono parte integrante anche del Piano delle Regole nel quale sono individuate le aree a pericolosità e vulnerabilità geologica, idrogeologica e sismica, nonché le norme e le prescrizioni a cui le medesime sono assoggettate (art. 10, comma 1, lettera d, della l.r.12 del 2005).

Dal punto di vista operativo vengono individuate delle zone associate a diversi scenari di pericolosità sismica locale (da Z1 a Z5). Le zone denominate Z3 e Z4 prevedono una caratterizzazione quantitativa con FA.

Si definiscono poi 3 livelli di approfondimento degli studi di MS, riferendosi alla classificazione sismica del territorio regionale:

- 1° livello (fase pianificatoria): obbligatorio in tutte le zone sismiche (2, 3 e 4);
- 2° livello (fase pianificatoria): nelle zone sismiche 2 e 3 è obbligatorio negli scenari di pericolosità sismica locale Z3 e Z4, se interferenti con l'urbanizzato e urbanizzabile, ad esclusione delle aree già inedificabili; nelle zone sismiche 4 è obbligatorio negli scenari di pericolosità sismica locale Z3 e Z4 solo per edifici strategici e rilevanti di nuova previsione (elenco tipologico di cui al d.d.u.o. n. 19904/03);
- 3° livello (fase progettuale): nelle zone sismiche 2 e 3 è obbligatorio nelle aree indagate con il 2° livello quando FA calcolato è maggiore del valore di soglia comunale (definito dalla Regione) ed è obbligatorio negli scenari di pericolosità sismica locale Z1 e Z2; nelle zone sismiche 4 è obbligatorio nelle aree indagate con il 2° livello quando FA calcolato è maggiore del valore soglia comunale e negli scenari di pericolosità sismica locale Z1 e Z2 per gli edifici strategici e rilevanti.

Si compone infine una "Carta di fattibilità geologica" delle azioni di piano, redatta alla stessa scala dello strumento urbanistico, desunta dalla carta di sintesi e dalla carta dei vincoli (per gli ambiti ricadenti entro le fasce fluviali e le aree in dissesto PAI) attribuendo un valore di classe di fattibilità a ciascun poligono (valore di ingresso).

Al mosaico della fattibilità devono essere sovrapposte, con apposito retino "trasparente", le aree soggette ad amplificazione sismica locale desunte dalla carta di pericolosità sismica locale (carta dei FA). Le aree a pericolosità sismica locale individuate (con valori diversi di FA) devono essere riportate nella carta di fattibilità, distinguendo quelle con FA maggiore di un valore di soglia comunale (definito dalla Regione) da quelle con FA minore. Tale sovrapposizione non comporta quindi un automatico cambio di classe di fattibilità, ma fornisce indicazioni su dove poter utilizzare, in fase di progettazione, lo spettro di risposta elastico previsto dal d.m. 14 gennaio 2008 (Norme Tecniche per le Costruzioni), oppure dove sia necessario realizzare preventivamente gli studi di 3° livello, fermo restando la possibilità di utilizzare i parametri di progetto previsti dalla normativa nazionale per la categoria di suolo superiore.

La carta di fattibilità è dunque una carta di pericolosità che fornisce indicazioni in ordine alle limitazioni e destinazioni d'uso del territorio. La carta deve essere utilizzata congiuntamente alle "norme geologiche di piano" che riportano la relativa normativa d'uso (prescrizioni per gli interventi urbanistici, studi ed indagini da effettuare per gli approfondimenti richiesti, opere di mitigazione del rischio, necessità di controllo dei fenomeni in atto o potenziali, necessità di predisposizione di sistemi di monitoraggio e piani di protezione civile).

L'utilizzo della carta di MS, zone con amplificazioni, è funzionale dunque alla carta di fattibilità geologica ed esistono 2 classi di pericolosità (pericolosità alta e bassa) divise da una valore di FA comunale definito dalla Regione.

Disciplina d'uso del suolo nelle zone instabili. Il tema della gestione del territorio in aree interessate da fenomeni di instabilità cosismica (faglie attive e capaci, liquefazioni) è stato affrontato predisponendo delle specifiche linee guida (Commissione tecnica 3907, 2015b, 2015c). La pianificazione urbanistica e territoriale in tali zone è stata disciplinata facendo riferimento alle categorie urbanistiche e alle condizioni di maggiore o minore pericolosità (ZA, zona di attenzione; ZS, zona di suscettibilità; ZR, zona di rispetto). Le tre categorie urbanistiche alle quali si è fatto convenzionalmente riferimento sono:

- aree edificate (recenti o consolidate). Aree urbanizzate ed edificate di diverso livello di completamento, consolidamento e stratificazione. Comprendono centri storici, tessuti consolidati, aree in completamento con usi residenziali, produttivi, a servizio o misti;
- aree non edificate (con previsione di trasformazione). Aree non edificate, parzialmente edificate o con previsione di nuovi insediamenti - residenziali, produttivi, a servizio o misti - di manufatti edilizi, di infrastrutture e reti. Tali aree possono trovarsi sia in adiacenza ad aree edificate, sia in contesti ancora non urbanizzati;

- aree non urbanizzate a trasformabilità limitata. Aree non edificabili o con limitate previsioni di edificabilità, sia per destinazione d'uso (aree agricole), che per la presenza di vincoli e forme di tutela. (vincolo paesistico, archeologico, aree protette, ecc.).

La disciplina degli usi del suolo e delle previsioni di trasformazione nelle zone di instabilità è stata articolata in due tipi di indicazioni:

- indicazioni urbanistiche, che definiscono possibili regolamentazioni dallo strumento urbanistico anche in termini di categorie di intervento e di destinazioni d'uso e modalità attuative;
- indicazioni edilizie, che definiscono per l'edilizia esistente e di nuova costruzione, con riferimento alla normativa tecnica antisismica, quali categorie di intervento sono possibili e su quali classi d'uso.

La struttura della disciplina d'uso definita nelle linee guida per le instabilità prevede (Fig. 1):

1. obblighi di approfondimento, con limitazione di edificabilità e inibizione di interventi di trasformazione, fintantoché non vengano effettuati i necessari approfondimenti al fine di ridurre i margini di incertezza conoscitiva;
2. definizione di programmi in termini di priorità di intervento su aree edificate con differenziati livelli di pericolosità
3. diversificate limitazioni di intervento nelle zone da edificare, in funzione del livello di pericolosità
4. inibizione totale di intervento nei casi di assenza di edificazione in zone ad alta pericolosità

Ancora più in dettaglio, nel caso delle limitazioni di intervento sull'edilizia, si va dall'inibizione totale di intervento, all'intervento limitato, obbligatorio o di delocalizzazione (Fig. 2).

Proposta di utilizzo della carta di MS (carta dei FA) nella pianificazione territoriale. Analogamente alle modalità con le quali è stato affrontato il tema della gestione del territorio in aree interessate da fenomeni di instabilità cosismica, si ritiene di dover affrontare la pianificazione urbanistica e territoriale in zone interessate da amplificazione, caratterizzate nella carta di MS da diversi valori di FA. Dall'analisi delle procedure di utilizzo dei FA previste nelle normative regionali esaminate, emergono alcune considerazioni che è opportuno evidenziare:

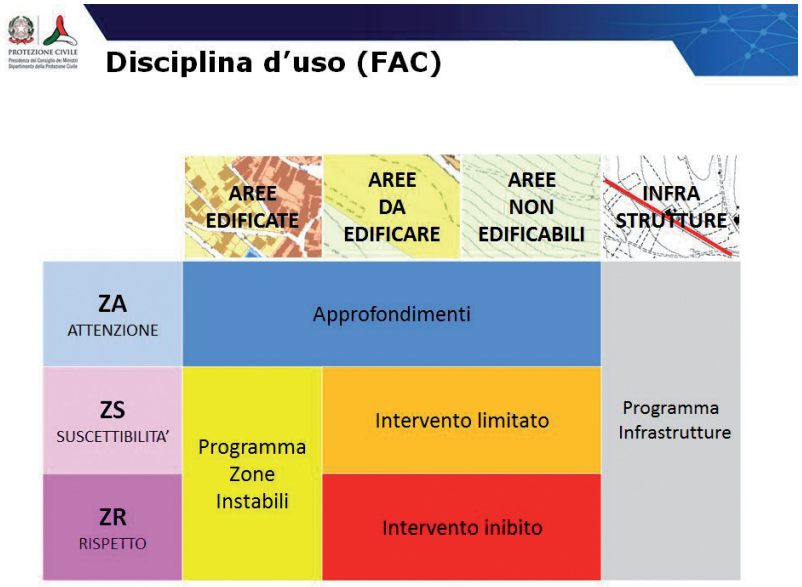


Fig. 1 – Schema della disciplina d'uso per zone instabili (faglie attive e capaci).

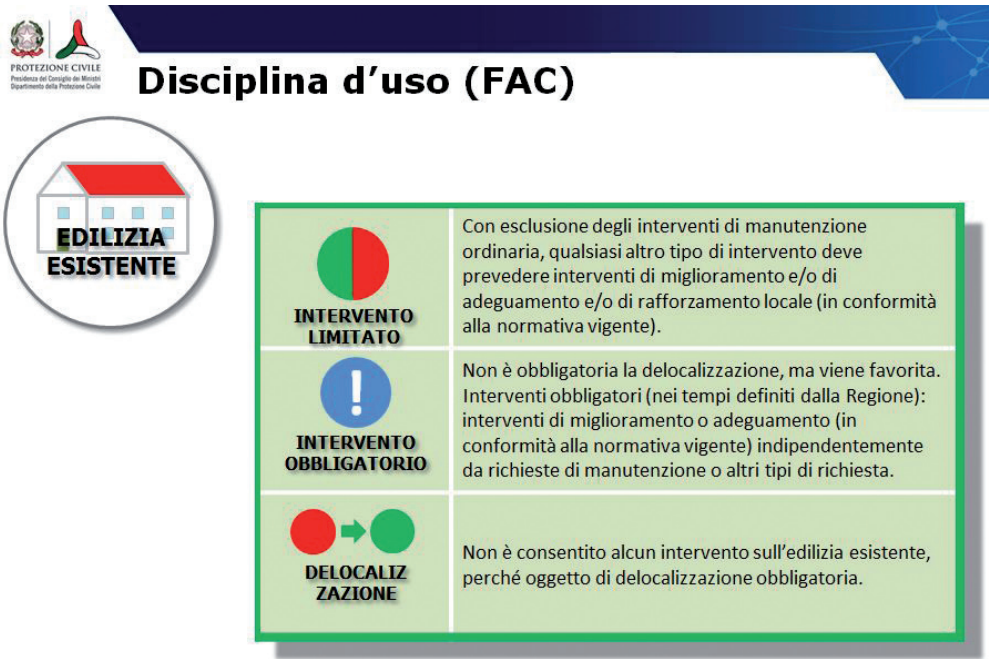


Fig. 2 – Schema della disciplina d'uso per l'edilizia esistente in zone instabili (faglie attive e capaci).

- all'interno di ogni singolo comune non necessariamente compaiono tutti i possibili valori di FA
- i FA sono calcolati utilizzando sia spettri in accelerazione che in velocità
- i range di periodo sui quali si calcolano i FA sono generalmente due: 0,1-0,5 s e 0,5-1,0 s
- per alcune microzone della stessa carta di MS i FA sono calcolati con l'utilizzo di abachi (sottosuolo non complesso, livello 2), in altre con metodi avanzati (sottosuolo complesso, livello 3)
- le incertezze sui risultati sono maggiori quando, per il calcolo dei FA, si utilizzano gli abachi
- i FA calcolati in uno studio di MS sono concettualmente diversi, e quindi non confrontabili, con i fattori Ss e St previsti dalle norme tecniche per le costruzioni (NTC08)
- limitare l'analisi solo ai FA non consente di valutare in maniera completa la pericolosità sismica

Alla luce di tali considerazioni, una procedura "standard" per l'utilizzo dei FA nella pianificazione dovrà prevedere:

- la costruzione di una graduatoria assoluta a partire dai risultati degli studi della pericolosità di base (es. spettro elastico di risposta su roccia rigida e morfologicamente piatta), con un tempo di ritorno di 475 anni
- l'applicazione di tale graduatoria a tutte le carte di MS dei comuni
- l'utilizzo di spettri di risposta in pseudoaccelerazione
- l'utilizzo di due range di periodo degli spettri elastici, sui quali si calcolano i FA: 0,1-0,5 s e 0,5-1,0 s.

La graduatoria delle microzone sarà costruita, quindi, moltiplicando il tratto dello spettro di risposta della pericolosità di base tra 0,1 e 0,5 per il FA corrispondente e il tratto dello spettro di risposta tra 0,5 e 1,0 per il FA corrispondente. Le graduatorie così costruite sono, quindi, delle graduatorie "assolute", in quanto normalizzate dai valori dello spettro di risposta della pericolosità di base. Sarà così possibile il confronto tra le carte di MS di tutti i comuni del territorio regionale (e nazionale).

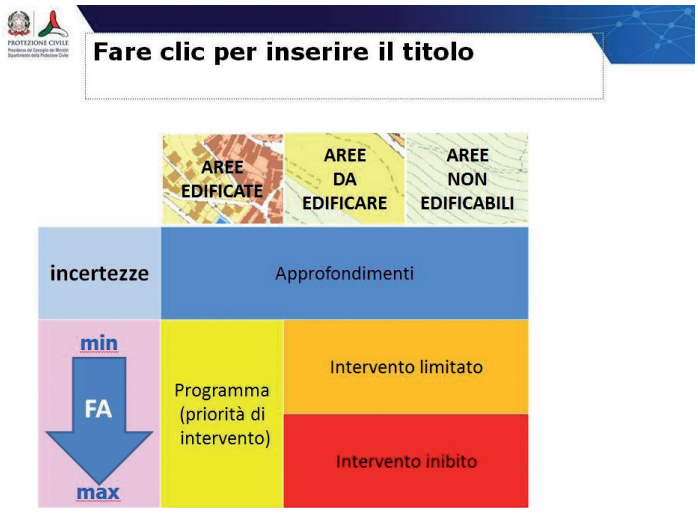


Fig. 3 – Ipotesi di disciplina d'uso per le zone con amplificazioni.

Per omogeneità con le procedure già vigenti nelle normative regionali, le graduatorie potrebbero essere articolate in 4 classi di pericolosità, ciascuna delle quali con due *range* di periodo (0,1-0,5 s e 0,5-1,0 s).

Quindi, come per le zone instabili si è confrontato il diverso livello di pericolosità (identificato attraverso ZA, ZS e ZR), nel caso delle amplificazioni si dovrà sviluppare una matrice intersecando le aree definite da specifici caratteri insediativi, infrastrutturali e di destinazione d'uso, con le 4 classi della graduatoria assoluta della pericolosità, alle quali saranno attribuite le zone stabili con amplificazioni.

In sostanza si dovrà costruire una matrice di intersezione tra categorie urbanistiche e zone stabili suscettibili di amplificazione.

In funzione delle categorie urbanistiche, delle previsioni di piano e della classe di pericolosità saranno definiti gli interventi: obbligatorietà di approfondimenti, in caso di valutazioni della pericolosità espletate con metodi non sufficientemente attendibili; forti limitazioni d'uso, nel caso di massimi assoluti di pericolosità; priorità di intervento, scale relative a contesti territoriali differenziati.

Riconoscimenti. Si ringrazia il gruppo di lavoro "Abachi" con il quale sono stati affrontati i temi qui discussi.

Bibliografia

Commissione tecnica MS3907; 2014: *Microzonazione sismica. Standard di rappresentazione e archiviazione informatica*, versione 4. 0, giugno 2015 http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/commissione_opcm_3907.wp]

Commissione tecnica MS3907; 2015: *Commissione Tecnica per la microzonazione sismica, Microzonazione sismica, Statistiche* , dicembre 2014, Roma [http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/commissione_opcm_3907.wp]

Commissione tecnica MS3907; 2015b: *Commissione Tecnica per la microzonazione sismica, Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)* [http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/commissione_opcm_3907.wp]

Commissione tecnica MS3907; 2015c: *Commissione Tecnica per la microzonazione sismica, Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da liquefazioni* [http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/commissione_opcm_3907.wp]

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*, Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma [http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137]

NTC; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni - DM 14 gennaio 2008*. Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, www.cslp.it, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

COMBINAZIONE DI DIVERSE TECNICHE GEOFISICHE DI SUPERFICIE FINALIZZATE ALLA INDIVIDUAZIONE DELLA SISMO-STRATIGRAFIA PER LA MICROZONAZIONE

M. Compagnoni, S. Munda, F. Pergalani
Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano, Italia

Premessa. Lo scopo del lavoro è la combinazione di diverse tecniche geofisiche di sismica superficiale, finalizzate alla individuazione della sismo-stratigrafia (spessori, velocità delle onde di taglio) per studi di microzonazione sismica (ICMS, 2008) ed analisi di risposta sismica locale (NTC, 2008), in siti di cui non si dispone di conoscenze pregresse di tipo geofisico.

Attualmente, in Regione Lombardia, le indagini geofisiche eseguite in fase di progettazione degli interventi, soprattutto per quelli di importanza ordinaria, sono finalizzate esclusivamente alla valutazione del parametro di normativa V_{S30}. Tali indagini, seppure considerate esaustive ai fini del rispetto della normativa nazionale vigente, forniscono in termini di sismo-stratigrafia dati che possono essere considerati di bassa attendibilità, soprattutto nei casi in cui si voglia o si debba, per rispetto di prescrizioni legate alla normativa regionale, eseguire analisi più approfondite di livello 3 o di risposta sismica locale. Inoltre le situazioni che presentano un substrato rigido "superficiale" sono piuttosto rare, in quanto tale orizzonte è spesso posto a profondità superiori rispetto a quelle investigabili con le tecniche geofisiche attive in uso abitualmente; del resto anche le tecniche geofisiche passive abitualmente impiegate (tecnica HVSR) forniscono risultati in termini di sismo-stratigrafia piuttosto incerti, soprattutto in quei contesti geologici in cui le caratteristiche dinamiche dei materiali sono poco conosciute.

Per queste motivazioni risulta importante definire con maggior attendibilità la sismo-stratigrafia di riferimento di un sito e quindi una procedura di indagine tale da soddisfare questi obiettivi, sempre compatibilmente con i tempi e le risorse economiche disponibili.

A tal fine è stato scelto come sito campione un'area posta in Comune di Ghedi (BS), caratterizzata dalla presenza di alternanze di ghiaie da medie a grossolane e sabbie da medie a fini, di origine alluvionale, di spessore di alcune centinaia di metri, nella quale si dispone esclusivamente di un sondaggio a carotaggio continuo.

L'area scelta rappresenta uno scenario geologico e geomorfologico molto diffuso in Regione Lombardia, in quanto tipico dell'alta pianura lombarda a nord della linea delle risorgive: queste tipologie di depositi sono caratterizzati dalla presenza di corpi lenticolari di granulometria medio-fine immersi in materiali grossolani talora ciottolosi, con soggiacenza della falda compresa tra i 10 e i 20 m.

Il lavoro ha la finalità di proporre una metodologia basata sulla combinazione delle diverse tecniche di sismica superficiale, definendo una specifica sequenza delle indagini, al fine di vincolare le elaborazioni successive, compensando l'assenza di conoscenze pregresse, e ottimizzare il risultato finale.

Indagini effettuate. Per la caratterizzazione geofisica dell'area di indagine sono state svolte le seguenti indagini geofisiche:

- n. 8 indagini HVSR, utilizzando sismometri a 3 componenti Trillium Compact della Nanometrics (20 s);
- n. 1 indagini MASW, utilizzando 24 geofoni verticali, risonanza 4.5 Hz;
- n. 1 indagini di sismica a rifrazione in onde P, utilizzando 24 geofoni verticali, risonanza 4.5 Hz;
- n. 1 indagine di sismica a rifrazione in onde SH, utilizzando 24 geofoni orizzontali, risonanza 8 Hz;
- n. 2 array sismici, utilizzando gli 8 sismometri Trillium Compact della della Nanometrics a 20 s, con 2 geometrie circolari.

In Fig. 1 sono riportate le ubicazioni di tutte le indagini, ove con i pallini rossi e blu sono indicate le posizioni dei sismometri utilizzati negli array 2D, con la linea azzurra la traccia dello

stendimento di geofoni delle indagini MASW e di sismica a rifrazione e con i triangoli gialli i punti di scoppio:

I sensori a 3 componenti sono stati posizionati secondo due configurazioni circolari, prevedendo un sensore al centro della circonferenza di raggio rispettivamente pari a 60 m (array60) e 120 m (array120), e i 7 sensori restanti equispaziati tra loro, in modo che la distanza tra i due sensori sia pari rispettivamente a 52 m e 104 m. Le acquisizioni sono state effettuate per una durata complessiva di 4 ore con frequenza di campionamento pari a 200 Hz.

Le indagini a rifrazione e MASW sono state acquisite lungo uno stendimento lineare di geofoni equispaziati di 3 m prevedendo 6 punti di energizzazione esterni, posti rispettivamente a 20, 12 e 6 m da ciascun geofono esterno e 3 punti di energizzazione interni, posti tra il 6°e il 7°, il 12° e il 13° e tra il 18° e 19° geofono; la frequenza di campionamento è pari a 2 kHz e la durata delle acquisizioni è pari a 2 s.

Elaborazione. Le elaborazioni sono state effettuate secondo una metodologia consolidata, utilizzando codici di calcolo commerciali ed in particolare:

- per le elaborazioni delle acquisizioni attive con tecnica a rifrazione in onde P e SH i software WinSism10 della W-Geosoft (www.wgeosoft.ch) e Reflexw7.5 della Sandmeier software (www.sandmeier-geo.de);
- per le elaborazioni delle acquisizioni attive con tecnica MASW il software WinMasw 5.2 della Eliosoft (www.winmasw.com);
- per le elaborazioni delle acquisizioni passive a stazione singola e ad array 2D il software Geopsy, messo a punto nell'ambito del Progetto Europeo Sesame del 2004 (www.geopsy.org).

La procedura utilizzata prevede come primo passo l'elaborazione delle acquisizioni a stazione singola con tecnica HVSR, al fine di verificare l'omogeneità dell'area investigata e l'eventuale presenza di contrasti di impedenza sismica tali da generare picchi significativi nella curva HV.

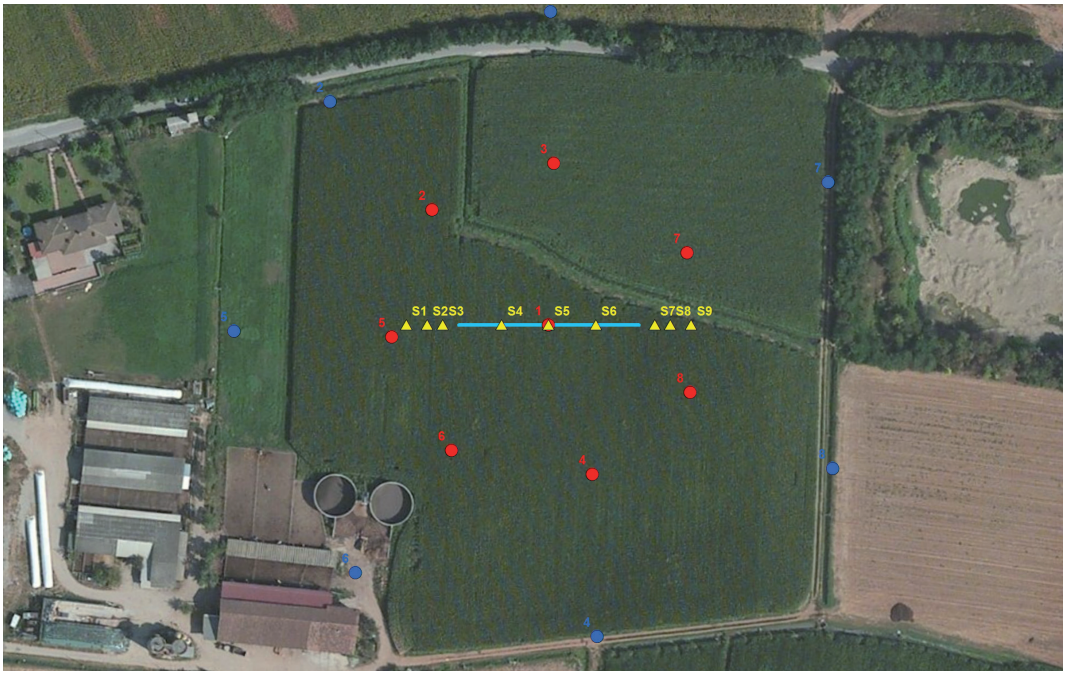


Fig. 1 – Ubicazione dei punti di indagine eseguite.

Successivamente si è proceduto all'interpretazione delle acquisizioni attive in termini di sismica a rifrazione in onde P ed onde SH, mediante l'individuazione del primo arrivo, la ricostruzione delle relative dromocrone e la predisposizione di sezioni bidimensionali in termini di velocità V_P e V_{SH}. Tali indagini hanno permesso di individuare l'intervallo di variabilità dei parametri V_P e V_{SH} e dello spessore delle diverse unità sismo-stratigrafiche presenti nel primo sottosuolo (profondità d'indagine dell'ordine dei 20 m).

Le acquisizioni attive eseguite in corrispondenza dei punti di energizzazione con sorgente verticale (mazza battente) posti esternamente allo stendimento di geofoni verticali sono state elaborate in termini di spettri di velocità nel dominio fk, dal quale è stato eseguito il picking manuale della curva di dispersione del modo fondamentale delle onde di Rayleigh; la curva di dispersione cosi individuata è stata considerata attendibile fino a frequenze dell'ordine dei 10-15 Hz. Al fine di verificare la correttezza del picking della curva di dispersione ed escludere l'eventuale inclusione di possibili modi superiori delle onde di Rayleigh, problematica molto frequente, sono state elaborate anche le acquisizioni attive eseguite in corrispondenza dei punti di energizzazione eseguiti con sorgente trasversale posti esternamente allo stendimento di geofoni orizzontali orientati con asse trasversale allo stendimento, al fine di identificare le caratteristiche dispersive delle onde di Love; tali acquisizioni generalmente permettono di ottenere spettri di velocità meglio definiti e meno disturbati dalla presenza dei modi superiori, in quanto il campo d'onda delle onde di Love è meno soggetto a fenomeni di scattering. L'utilizzo dell'analisi delle onde di Love, quando presenti, consente un doppio controllo sull'attendibilità dell'interpretazione data.

Le componenti verticali delle acquisizioni passive eseguite lungo gli array 2D sono state elaborate con metodo fk per individuare la curva di dispersione delle onde di Rayleigh nella banda di frequenza inferiore ai 10-15 Hz; il limite inferiore di attendibilità della curva è controllato dalle caratteristiche strumentali e spaziali dei ciascun array 2D (nel caso in esame la frequenza minima di attendibilità per l'array con raggio pari a 60 m è dell'ordine di 2.0-2.5 Hz, mentre per l'array con raggio pari a 120 m è dell'ordine di 0.7-0.8 Hz).

I tre tratti di curva di dispersione cosi individuati (MASW, array60, array120) sono stati assemblati in un'unica curva, da invertire mediante processo di inversione, utilizzando come spazio di ricerca gli intervalli di variabilità individuati mediante l'indagine di sismica a rifrazione per il primo tratto delle curva, mentre per gli altri due tratti delle curva sono stati imposti intervalli di variabilità più ampi in termini di spessori e velocità di V_P e V_{SH} (Fig. 2).

In Fig. 2 sono riportati:

- le elaborazioni delle acquisizioni passive a stazione singola eseguite in corrispondenza dei sensori costituenti l'array120 (a1-8), indicate con il colore blu in Fig. 1;
- il grafico delle dromocrone e le sezioni bidimensionali derivate dalle elaborazioni delle acquisizioni di sismica a rifrazione in onde P (b1) e in onde SH (b2) e i relativi campi di variabilità individuati in termini di valori di V_P e V_{SH} e spessori dei vari sismostrati (b3);
- gli spettri di velocità calcolati dalle acquisizioni eseguite con sorgenti esterne allo stendimento di geofoni nelle due configurazioni utilizzate, ovvero sorgenti e geofoni verticali (c1) e sorgenti di taglio e geofoni orizzontali (c2), dai quali è stato desunto, tramite picking manuale, il tratto di curva di dispersione compreso tra 15 e 45 Hz;
- gli spettri di velocità calcolati dalle acquisizioni passive eseguite con i due array circolari con raggio rispettivamente pari a 60 m (d1) e 120 m (d2), dai quali sono stati desunti rispettivamente i tratti di curva di dispersione compresi tra 2-15 Hz e 0.7-2 Hz;
- la curva di dispersione sperimentale derivata dall'assemblaggio dei 3 tratti sopra descritti (e).

Risultati. I risultati dell'indagine con HVSR, nei termini di curve HV, mostrano un andamento simile in tutti i punti analizzati, definendo una buona omogeneità stratigrafica nell'area indagata. Inoltre l'assenza di picchi importanti denota una situazione di aumento graduale delle velocità

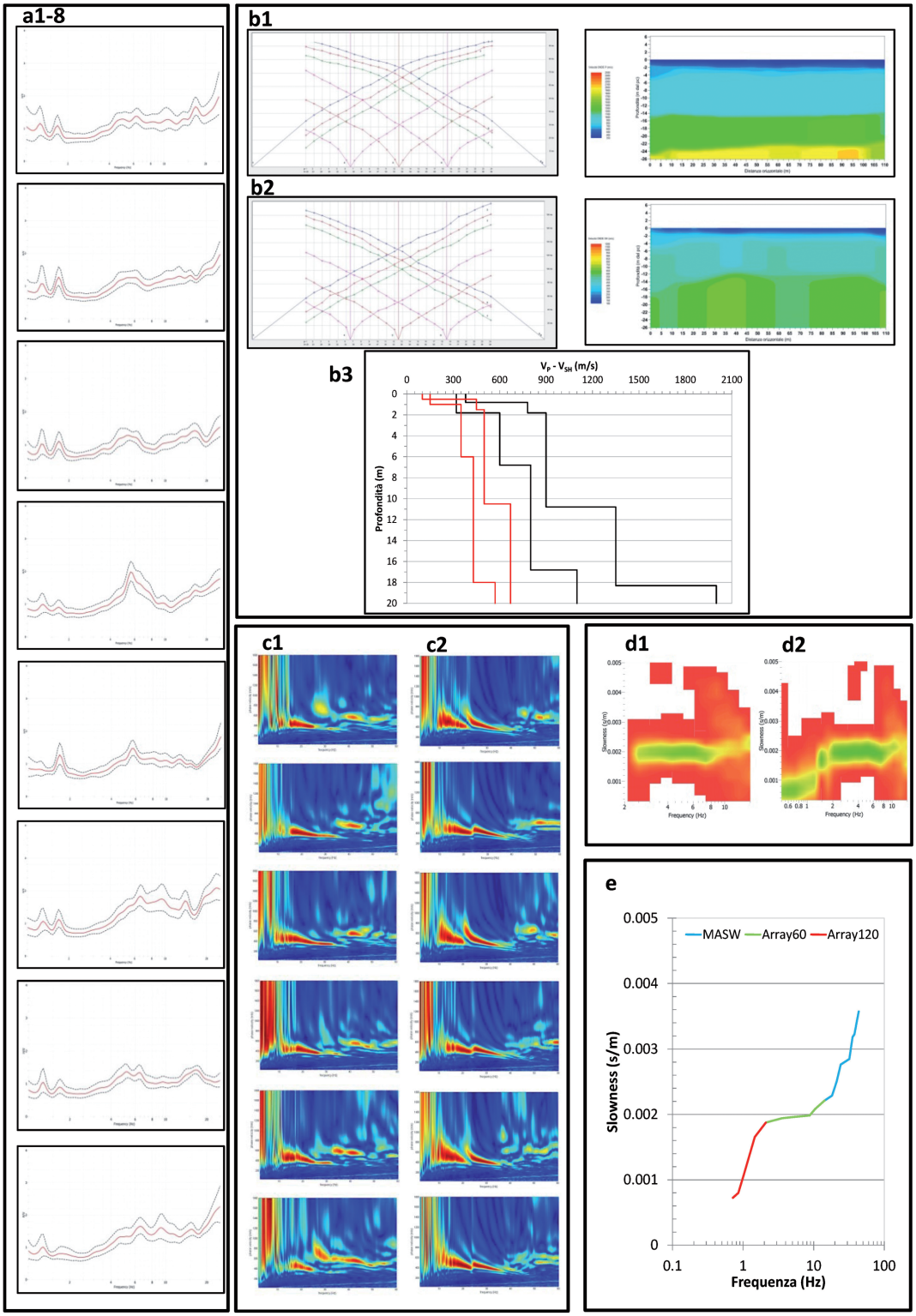


Fig. 2 – Procedura di elaborazione delle indagini eseguite.

delle onde S con la profondità.

La curva di dispersione sperimentale sopra determinata è stata invertita tramite il software Geopsy assegnando come parametri dello spazio di ricerca i campi di variabilità desunti dall'indagine di sismica a rifrazione; alle profondità superiori a quelle raggiunte dall'indagine di sismica a rifrazione è stato assegnato un campo di variabilità molto ampio in termini di spessori e velocità di V_P e V_{SH}.

I risultati ottenuti dal processo di inversione sono riportati in Fig. 3.

In Fig. 3 è riportata la curva di dispersione sperimentale ottenuta dall'elaborazione delle indagini eseguite e le curve di dispersione teoriche ottenute dall'inversione per valori di misfit inferiori a 0.2 (a) e il profilo di velocità in termini di V_{SV} (b); in c) e d) sono riportati la curva di dispersione e l'andamento delle velocità V_{SV} migliori con misfit di 0.11.

Il modello cosi ottenuto presenta una buona affidabilità e pertanto può essere considerato una sismo-stratigrafia di riferimento per l'area investigata.

Il tratto di curva di dispersione individuato nella banda di frequenza compresa tra 15 e 45 Hz tramite acquisizioni attive eseguite con le due configurazioni sopra descritte risulta ben vincolato e permette di definire l'andamento delle V_P e V_{SV} nei primi 20-30 m di profondità.

Nel caso in esame tale profondità risulta però inferiore alla profondità del substrato rigido, considerato il substrato di riferimento per gli studi di microzonazione di livello 2 e 3.

Il tratto di curva di dispersione individuato nella banda di frequenza compresa tra 2 e 15 Hz tramite acquisizioni passiva con array60, essendo sostanzialmente orizzontale, fornisce come unica informazione quella di omogeneità in termini di valori di velocità del quarto sismostrato, individuato come ultimo strato dalle indagini di sismica attiva.

Il tratto di curva di dispersione individuato nella banda di frequenza compresa tra 0.7 e 2 Hz tramite acquisizioni passiva con array120, permette di individuare lo spessore del quarto sismostrato poggiante sul substrato rigido.

Conclusioni. Il caso in esame rappresenta un esempio di applicazione di indagine sismica combinata in un'area priva di conoscenze geofisiche pregresse, importanti in quanto fondamentali per orientare preliminarmente la configurazione delle indagini geofisiche. In questo caso infatti è stato necessario eseguire 2 array 2D di dimensioni diverse, in quanto la particolare situazione stratigrafica non ha permesso il raggiungimento del substrato rigido con il solo array circolare di raggio 60 m, che, in altre situazioni, potrebbe risultare sufficiente.

Alcune tipologie delle indagini proposte sono da ritenersi sufficientemente consolidate dal punto di vista scientifico e professionale, ma, utilizzate singolarmente, non sempre sono da ritenersi esaustive e in grado di fornire risultati, in termini di sismo-stratigrafia, sufficientemente attendibili; la loro combinazione è in grado di irrobustire i singoli risultati ottenuti e fornire sismo-stratigrafie utili nell'ambito di studi di microzonazione sismica di livello 2 e 3.

La combinazione proposta può essere considerata una possibile procedura da seguire per la caratterizzazione sismica areale, nell'ambito degli studi di microzonazione sismica di livello 2 e 3; in particolare potrebbe essere impiegata per la caratterizzazione delle microzone omogenee individuate negli studi di microzonazione di livello 1 sia per valutare in modo quantitativo la loro omogeneità sia per definirne una sismo-stratigrafia di riferimento da utilizzarsi per la stima dei fattori di amplificazione tramite abachi regionalizzati di livello 2 o studi di livello 3.

I risultati derivanti dall'indagine combinata qui proposta, essendo desunti dall'utilizzo di diverse tecniche di indagine basate su tipologie di onde diverse, possono essere ritenuti sufficientemente robusti e attendibili anche per la caratterizzazione puntuale di un sito e pertanto utilizzabili anche come dati di input in modellazioni numeriche finalizzate alle analisi di risposta sismica locale.

Tale combinazione d'indagini ben si presta ad essere utilizzata per le finalità predette, in quanto i tempi e gli impegni economici richiesti sono compatibili con le risorse disponibili in ambito pianificatorio negli studi di microzonazione sismica di livello 2 e 3 e in ambito progettuale nella progettazione di opere rilevanti e/o strategiche.

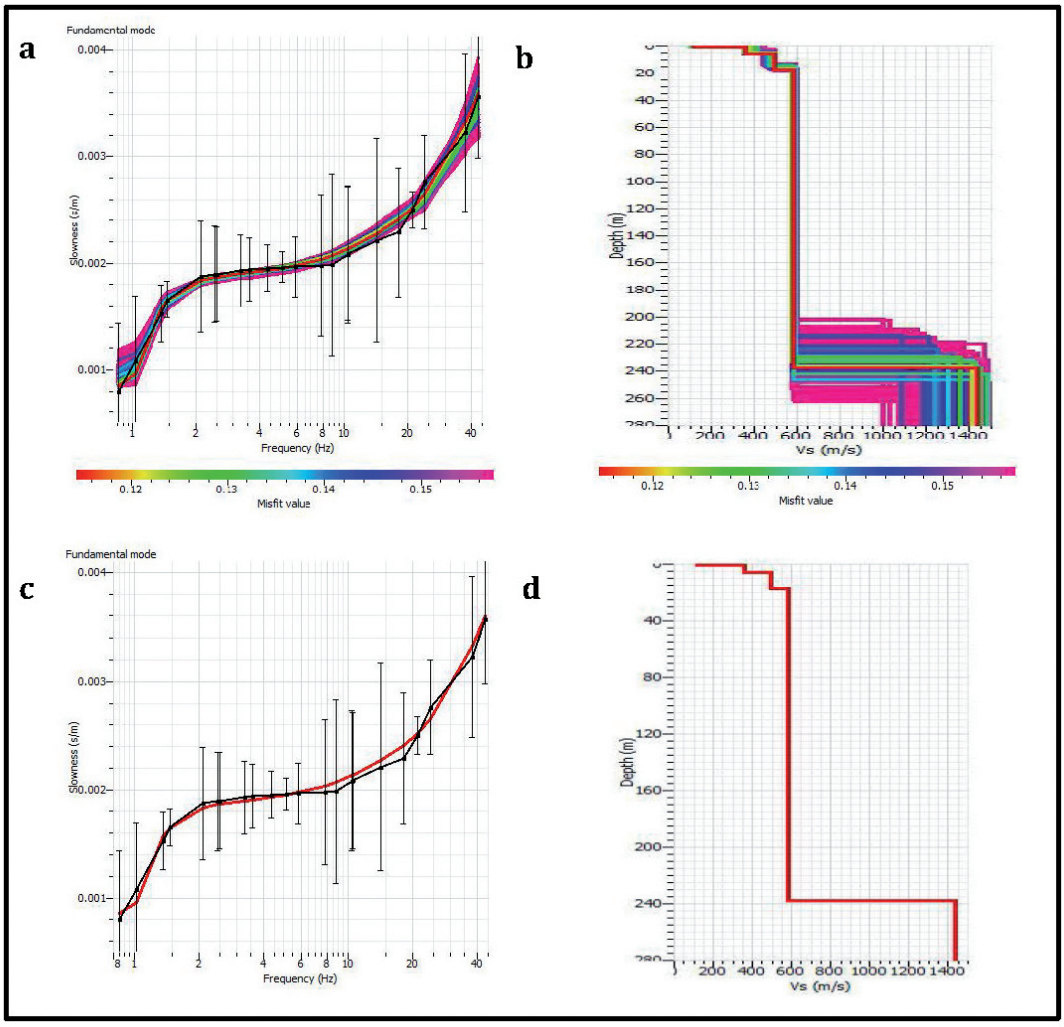


Fig. 3 – Risultati delle indagini eseguite.

Bibliografia

ICMS; 2008: Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile, Roma, Italy, 3 vol. and Dvd.

NTC; 2008: Norme Tecniche per le Costruzioni, DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it)

SESAME; 2001-2004: Site Effects Using Ambient Excitations. http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm.

VALUTAZIONE DELLE FRANE SISMOINDOTTE PER LA MICROZONAZIONE

M. Compagnoni, F. Pergalani
Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Politecnico di Milano, Italia

Premessa. Nell'affrontare la valutazione del rischio associato all'attivazione di frane sismo-indotte è possibile seguire due diversi tipi di approccio, a seconda che si voglia considerare un singolo evento franoso oppure un'intera area: si parla rispettivamente di analisi puntuale e di analisi areale.

Il percorso metodologico proposto parte da un approccio di tipo areale per arrivare poi ad un approccio di tipo puntuale una volta identificate le aree più pericolose. L'analisi di tipo areale è finalizzata alla predisposizione di mappe che forniscano un quadro complessivo delle condizioni di stabilità per tutto il territorio e alla identificazione delle aree più critiche. Questo consente poi di classificare i vari movimenti franosi in base al loro livello di potenziale pericolosità, informazione da impiegarsi poi per analisi successive di maggior dettaglio a livello puntuale. Tale riconoscimento passa attraverso uno studio geologico e geomorfologico a scala opportuna (1:5.000 – 1:10.000), il cui risultato può essere identificato con la predisposizione di: una carta geologica, una carta geomorfologica, una carta litotecnica ed infine di una carta delle frane e delle aree potenzialmente franose, utilizzando sia dati esistenti, sia analisi delle foto aeree, sia rilievi di campagna; una schedatura di tali aree al fine di immagazzinare i dati caratteristici; un controllo sull'evoluzione dei movimenti franosi, sia con tecniche tradizionali, sia con tecniche innovative (quali l'interferometria SAR).

A seguito della caratterizzazione ed identificazione dei movimenti franosi, l'analisi delle loro condizioni di stabilità è effettuata attraverso la valutazione dei coefficienti di sicurezza in condizioni statiche e pseudo-statiche, nonché tramite una stima speditiva degli spostamenti potenzialmente indotti dal sisma.

Le fasi, i dati e le metodologie necessarie all'esecuzione di analisi areali possono essere così schematizzati:

- analisi dei documenti storici, che possono fornire una prima indicazione dell'evoluzione temporale dei movimenti franosi;
- analisi statistica delle caratteristiche rilevate, al fine di effettuare una prima individuazione areale della pericolosità del territorio;
- individuazione o stima della profondità delle superficie di scivolamento delle frane in atto;
- stima speditiva dei parametri geotecnici necessari alle analisi numeriche preliminari;
- individuazione dei parametri caratteristici del moto sismico atteso nell'area in esame:
- analisi di stabilità speditive: stima del coefficiente di sicurezza (*Fs*) in condizioni statiche, individuazione del coefficiente di accelerazione orizzontale critica (K_c) tramite approcci pseudo-statici, valutazione approssimata degli spostamenti sismo-indotti mediante correlazioni empiriche calibrate statisticamente.

A livello areale, l'analisi di stabilità è condotta suddividendo artificialmente l'area di riferimento in un numero finito di celle elementari, ciascuna ipotizzata indipendente dalle celle contigue. Tale operazione è di norma condotta grazie al supporto di un opportuno Sistema Informativo Geografico (GIS).

La valutazione dei fattori di sicurezza *Fs* è effettuata utilizzando il metodo del pendio indefinito basato sul concetto dell'equilibrio limite (Graham, 1984). L'analisi è effettuata lungo una sezione, assumendo per la stessa uno spessore unitario, per tale motivo le forze agenti sono considerate parallele alla superficie di scorrimento.

Il valore del fattore di sicurezza è calcolato attraverso la seguente equazione:

$$Fs = \frac{c' \cdot \cos\beta + (\gamma - m \cdot \gamma_w) \cdot z \cdot \cos^2\beta \cdot \tan\phi'}{\gamma \cdot z \cdot \sin\beta \cdot \cos\beta}$$

dove: *c'*= coesione efficace; γ = peso di volume del solido; *m* = rapporto tra il livello delle falda e spessore del suolo z_w/z ; z_w = spessore del livello della falda dalla superficie di scorrimento; *z* = spessore del blocco analizzato; γ_w= peso di volume dell'acqua; β = angolo di inclinazione della superficie di scivolamento; ϕ'= angolo di attrito efficace. In questa fase vengono evidenziate le aree caratterizzate da diverso valore di *Fs*; in particolare le aree con *Fs* minore dell'unità sono considerate critiche e pertanto dovranno essere analizzate con maggior dettaglio.

L'analisi in condizioni pseudo-statiche è effettuata, attraverso la definizione del coefficiente di accelerazione orizzontale critica K_c (Sarma, 1979; Luzi e Pergalani, 1996, 1999, 2000), definito come il valore di accelerazione orizzontale che porta il valore di *Fs* all'unità. Il coefficiente di accelerazione orizzontale critica K_c è calcolato attraverso la seguente equazione:

$$Kc = \frac{c'/\cos^2\beta + (\gamma - m\cdot\gamma_w)\cdot z\cdot\tan\phi' - \gamma\cdot z\cdot\tan\beta}{\gamma\cdot z + \gamma\cdot z\cdot\tan\beta\cdot\tan\phi'}$$

In questa fase vengono evidenziate le aree caratterizzate da diverso valore di K_c.

Utilizzando tali valori, è possibile definire gli spostamenti attesi *D*, mediante relazioni empiriche che correlano *D* con il valore di K_c e con un parametro correlato alla severità attesa del moto sismico.

Tra le relazioni empiriche disponibili in letteratura, si citano quelle proposte da Ambraseys e Srbulov (1995), Jibson *et al*. (2000), Crespellani *et al*. (1998), Romeo (1998) e Luzi e Pergalani (2000). In questo lavoro si suggerisce di adottare la formula di Jibson *et al*., di impiego molto comune, con la seguente espressione:

$$log\ (D) = 1{,}521\ log\ I_a - 1{,}993\ log\ K_c - 1{,}546$$

ove *D* è lo spostamento del versante in cm, I_a è l'intensità di Arias (1970) in m/s e K_c è il coefficiente di accelerazione critica orizzontale. Utilizzando queste relazioni possono essere dunque evidenziate le aree caratterizzate da diverso valore di spostamento atteso *D*; in particolare le aree con *D* maggiore di 2 cm sono considerate critiche e pertanto dovranno essere analizzate con maggior dettaglio.

Un caso di applicazione di analisi areale. L'analisi areale è stata eseguita lungo il tratto di lunghezza circa 10 km e larghezza circa 1 km, posto tra gli abitati di Pontechiusita (vicino Preci - PG) e Villa di Serravalle (Vicino Norcia - PG). L'indagine è stata condotta a scala di dettaglio (1:5.000) e sono stati acquisiti i dati di base e le relative mappe: carta geologica, carta geomorfologica, carta litotecnica, carta delle frane, modello digitale del terreno con passo 5 m X 5 m e carta dell'acclività.

A ciascuna unità litotecnica di copertura individuata nella carta litotecnica sono stati associati i seguenti parametri geotecnici, dedotti da indagini effettuate (Tab. 1):

Tab. 1 - Parametri geotecnici.

Unità litotecnica	Descrizione	Parametri geotecnici		
		γ (kN/m³)	φ (°)	c′ (kPa)
L5a	Materiali granulari sciolti o poco addensati a prevalenza ciottolosa	19.0	38	0
L5b	Materiali granulari sciolti o poco addensati potenzialmente franosi	18.5	30	0
L5c	Materiali granulari sciolti o poco addensati a prevalenza limo-argillosa o argillo-limosa	19.5	26	5
L5d	Aree potenzialmente franose	24.0	40	100
L5f	Materiali granulari sciolti o poco addensati franosi	17.6	25	0

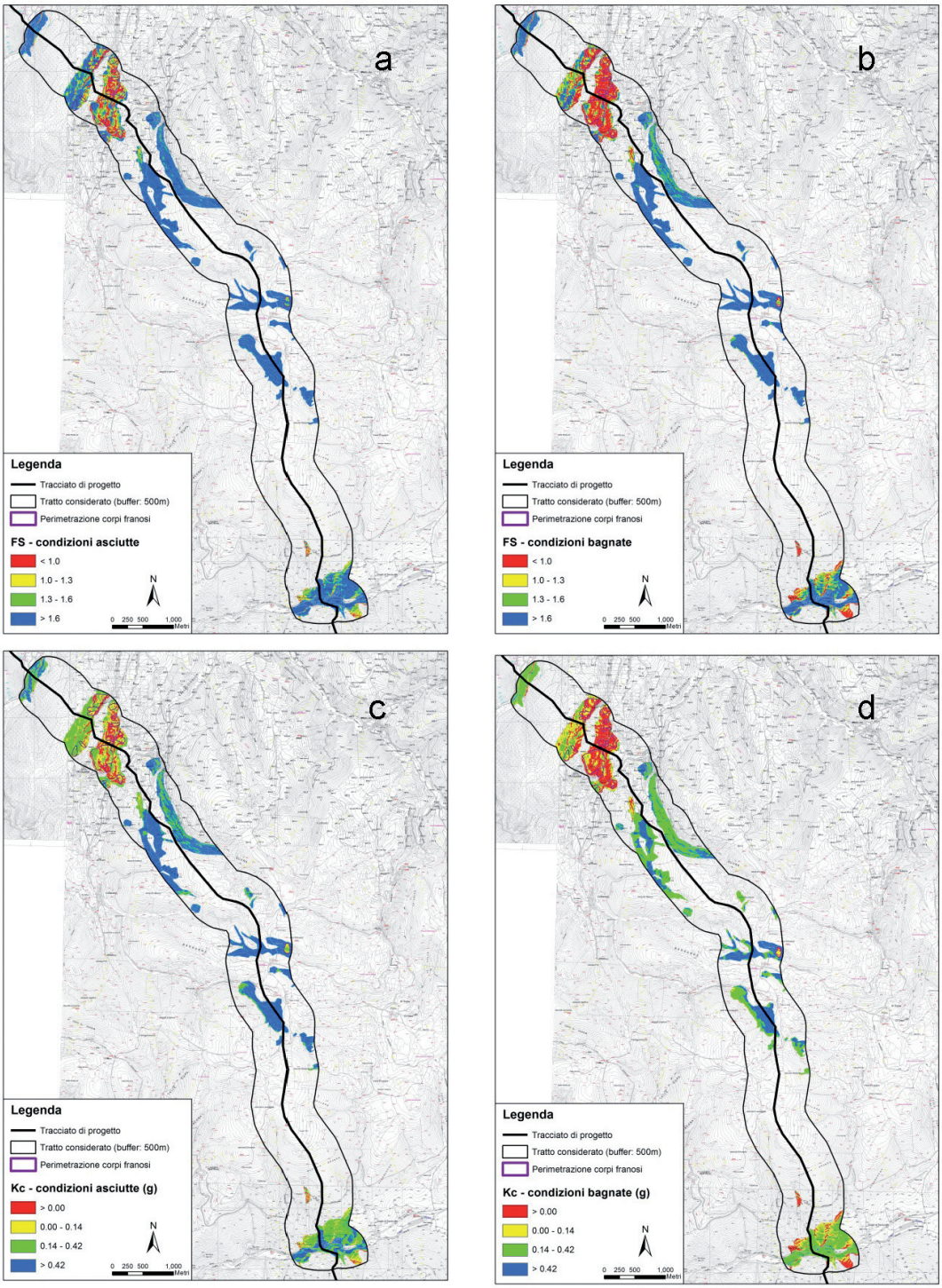


Fig. 1 – Carta degli Fs in condizioni asciutte (a); carta degli Fs in condizioni bagnate (b); carta dei Kc in condizioni asciutte (c); carta dei Kc in condizioni bagnate (d).

Alle unità litotecniche del substrato non sono stati associati parametri geotecnici, in quanto tali unità sono state considerate stabili e quindi non oggetto di analisi.

Dai dati di base rasterizzati sono state eseguite le analisi di stabilità dei versanti tramite i metodi speditivi (1D) precedentemente citati, che conducono alla stima del fattore di sicurezza *Fs* in condizioni statiche asciutte (Fig. 1a) e bagnate (Fig. 1b) e del coefficiente di accelerazione critico K_c, mediante analisi pseudo-statiche in condizioni asciutte (Fig. 1c) e bagnate (Fig.1d).

Le analisi sono state condotte considerando uno spessore medio delle coperture potenzialmente instabili pari a 10 m, coerentemente con quanto desumibile da dati geomorfologici; le condizioni bagnate si riferiscono, cautelativamente, ad un livello della falda posto a 5 m dal piano campagna.

Per il calcolo dell'intensità di Arias nella relazione di Jibson el al. sopra riportata, si è fatto uso della relazione di Sabetta e Pugliese (1996), sotto riportata:

$$log\ (I) = 0.729 + 0.911\ M - 1.818\ log\ (R^2 + 5.3^2)^{½} + 0.244\ S_1 + 0.139\ S_2 \pm 0.397$$

dove *M* è la magnitudo, *R* è la distanza epicentrale (km), $S_{1,2}$ le variabili booleane che denotano le condizioni di sito, in particolare S_1=1 e S_2=0 per suoli (*Vs* tra 400-800 m/s) con profondità < 20 m, S_1=0 e S_2=1 per suoli con profondità > 20 m, S_1= S_2=0 per le rocce (*Vs*>800 m/s). *I* è un parametro di intensità del moto sismico (in cm^2/s^3) espresso come $I = \int a^2(t)dt$, essendo *a(t)* l'accelerazione. Per passare da *I* all'intensità di Arias *Ia* da introdurre nella relazione di Jibson et al., si usa la relazione $Ia=(\pi/2g)\cdot I$, dove *g* è l'accelerazione di gravità.

Per scegliere valori idonei da inserire nella relazione di Sabetta e Pugliese, si può fare riferimento alle analisi di disaggregazione delle analisi di pericolosità sismica. Con riferimento al periodo di ritorno *Tr*=2475 anni (scelto come rappresentativo, per il caso in esame) e periodo di vibrazione *T* = 1s, i valori di *M* e *R* riportati nelle mappe di disaggregazione per il comune di Preci e per il comune di Norcia sono i seguenti: Preci: magnitudo 6.4 – distanza epicentrale 6.5 km; Norcia: magnitudo 6.7 – distanza epicentrale 7.5 km. Considerando inoltre nella relazione di Sabetta e Pugliese S_1=1, S_2=0, si ottengono i seguenti valori: *Ia* = 2.13 m/s (Preci) e Ia = 3.39 m/s (Norcia). I valori attesi dello spostamento di versante *D* (cm) indotto, sono illustrati in Fig. 2, in condizioni asciutte (a) e bagnate (b).

Dalle figure si possono evincere le zone che possono essere soggette con maggiore probabilità a fenomeni di instabilità dei versanti. Nel caso in esame, la zona a maggior criticità risulta quella nei pressi dell'abitato di Montaglioni. Per tale motivo quest'area è stata scelta come esempio per l'esecuzione di analisi puntuali di dettaglio.

Analisi puntuale: il caso della frana di Montaglioni. L'area è caratterizzata da alternanze di sabbie ghiaiose e argille limose, al di sotto dei quali sono presenti marne compatte.

Per quel che riguarda i parametri di resistenza (coesione ed angolo d'attrito), sono stati impiegati i risultati delle prove di taglio di laboratorio effettuate (prove triassiali standard e di taglio diretto), selezionando – nei casi di inevitabili discrepanze – valori sempre a favore di sicurezza.

L'elaborazione dei dati geofisici di sito effettuati (sismica a rifrazione) ha condotto a definire due diversi corpi di frana (Frana 1 e Frana 2), caratterizzati dalle geometrie e dalle successioni

Tab. 2 - Parametri geotecnici utilizzati nelle analisi statiche e pseudo-statiche.

Parametro	Valori primo strato (0-12.5m)	Valori secondo strato (12.5-18.5m)	Valori terzo strato (18.5-27m)
Peso di volume (kN/m^3)	19.6	17.6	19.6
Angolo di attrito efficace (°)	30	25	40
Coesione drenata (kPa)	0.0	0.0	0.0

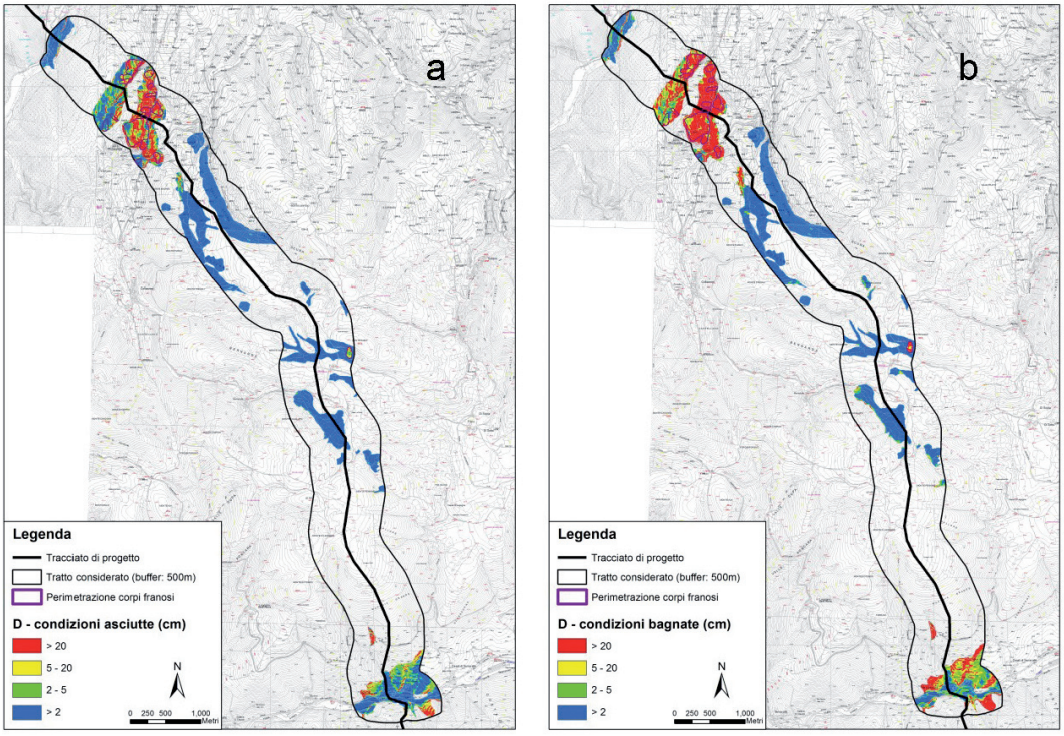


Fig. 2 – Valori di *D* in condizioni asciutte (a); valori di *D* in condizioni bagnate (b).

stratigrafiche schematizzate in Fig. 3a. La Frana 1 è caratterizzata da una profondità della superficie di scivolamento massima di circa 20 m, la Frana 2 è caratterizzata da una profondità massima della superficie di scivolamento pari a circa 10 m.

Analisi statiche e pseudo-statiche. In conformità al percorso metodologico precedentemente delineato, i due corpi di frana sono stati analizzati applicando il metodo di Bishop (1955) nelle sue versioni statica e pseudo-statica. I parametri geotecnici impiegati per il materiale nelle analisi sono riportati in Tab. 2. Le analisi all'equilibrio limite in condizioni statiche hanno fornito i risultati, in termini di *Fs,* riportati in Tab. 3. Sono state prese in considerazione non solo condizioni di terreno asciutto, ma anche in presenza d'acqua. In questo secondo caso si è resa necessaria l'introduzione di un coefficiente di pressione neutra r_u, che quantifica forfettariamente (ossia come frazione dello sforzo verticale totale), al variare del livello di falda, le pressioni neutre che si sviluppano lungo la superficie di scorrimento in condizioni di collasso.

Successivamente, si è passati all'esecuzione delle analisi pseudo-statiche, introducendo i valori di K_h=0.169 e K_v=0.085 conformi con la normativa italiana per un periodo di ritorno

Tab. 3 - Metodo statico: valori di Fs ottenuti dalle analisi effettuate.

Condizione	Frana 1	Frana 2
Statica in assenza di falda	1.47	1.86
Statica con risalita di falda (r_u=0.20)	1.14	1.45
Statica con risalita di falda (r_u=0.40)	0.82	1.04

Tab. 4 - Metodo pseudo-statico: valori di Kc ottenuti dalle analisi effettuate.

Condizione	Frana 1	Frana 2
Statica in assenza di falda	0.98	1.20
Statica con risalita di falda (r_u=0.40)	-	0.95
Statica con risalita di falda (r_u=0.80)	-	-

di 2475 anni (Tab. 4). Come visibile in Tab. 4, si è proceduto ad effettuare le analisi pseudo-statiche solo per quei casi caratterizzati da valori di *Fs* in condizioni statiche > 1.3; per quei casi con *Fs* in condizioni statiche < 1.3 sono state eseguite direttamente le analisi pseudo-dinamiche (metodo di Newmark, 1965).

Analisi pseudo-dinamiche con metodo di Newmark. Una volta individuati i fattori di sicurezza con le analisi statiche e pseudo-statiche, si è poi proceduto all'esecuzione di analisi pseudo-dinamiche mediante il metodo di Newmark. Tutte le analisi pseudo-dinamiche sono state effettuate in condizioni asciutte, applicando 7 accelerogrammi registrati e caratteristici della zona, scelti seguendo le indicazioni presenti nelle NTC (2008), per le due le frane in

Tab. 5 - Valori dello spostamento atteso all'applicazione dei 7 accelerogrammi e relativa media.

Frana 1	102x	112y	121y	304x	440x	440y	456x	MEDIA
Spostamento (m)	0.72	0.17	0.11	0.26	0.24	0.23	0.02	0.25
Frana 2	102x	112y	121y	304x	440x	440y	456x	MEDIA
Spostamento (m)	0.24	0.02	0.002	0.02	0.03	0.04	0.0	0.05

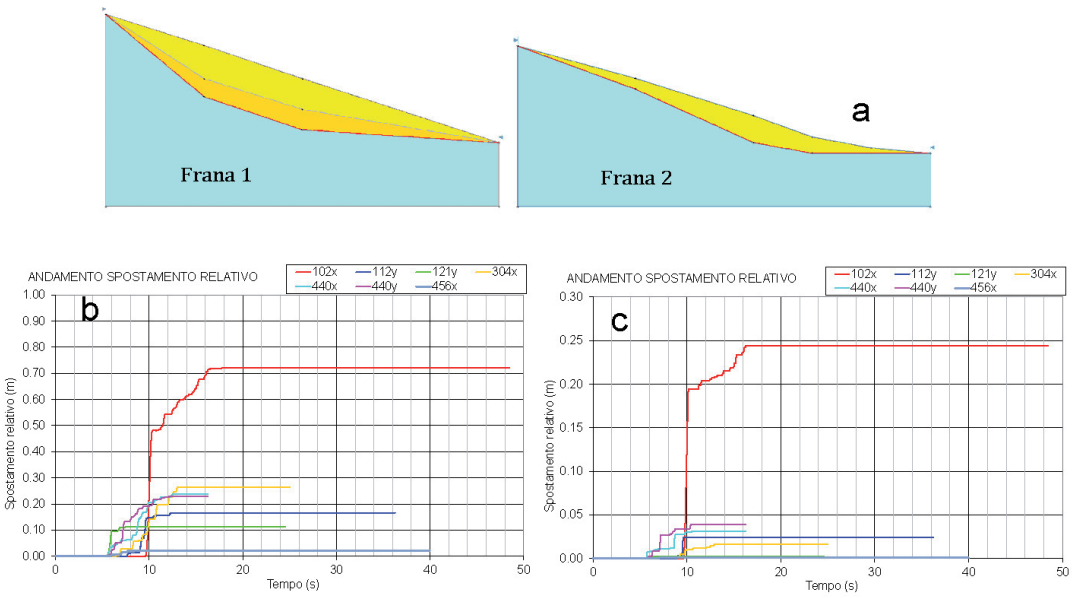


Fig. 3 – Geometria dei corpi di frana analizzati (a); spostamento relativo della Frana 1(b); spostamento relativo della Frana 2 (c).

esame, considerando inclinazioni del piano di scivolamento pari rispettivamente a 18° e 16° (valori calcolati come media ponderata sulle superfici di scivolamento imposte nelle analisi precedenti) e valori dell'angolo di attrito pari rispettivamente a 25° e 30°. I risultati ottenuti sono rappresentati nella Fig. 3, per la frana 1 (b), per la frana 2 (c) e riassunti in Tab. 5.

Bibliografia

Ambraseys N., Srbulov M.; 1995: *Earthquake induced displacement of slopes*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 14: 59-71.

Arias A.; 1970: *A measure of earthquake intensity. Seismic design for nuclear power plants*. R. J. Hansen ed., Massachusetts Institute of Technology.

Bishop AW; 1955: *The use of the slip circle in the stability analysis of slopes*. Géotechnique, 5: 7-17.

Crespellani T., Madiai C., Vannucchi G.; 1998: *Earthquake destructiveness potential factor and slope stability.* Géotechnique, 48 (3): 411-9.

Graham J.; 1984: *Methods of stability analysis*. *Slope Instability*, ed. D. Brunsen & D.B. Prior. Wiley and Sons, New York, 523-602.

Jibson RW., Harp EL., Michael JA.; 2000: *A method for producing digital probabilistic seismic landslide hazard maps*. Eng. Geol. 58, 271-289.

Luzi L., Pergalani F.; 1996: *Application of statistical and GIS techniques to slope instability zonation (1:50.000 Fabriano geological map sheet)*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Elsevier Science, vol. 15: 83-94.

Luzi L., Pergalani F.; 1999: *Slope instability in static and dynamic conditions for urban planning: the "Oltre Po Pavese" case history (Regione Lombardia-Italy)*, Natural Hazard, 20: 57-82

Luzi L., Pergalani F.; 2000: *A correlation between slope failures and accelerometric parameters: the 26 September 1997 earthquake (Umbria-Marche, Italy)*, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Elsevier Science, vol. 20: 301-313.

Newmark NM.; 1965: *Effects of earthquake on dams and embankments*. Géotechnique, 23.

NTC, Norme Tecniche per le Costruzioni; 2008: *DM 14 gennaio 2008*, Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30, Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma (www.cslp.it).

Romeo R.; 1998: *Seismically-induced landslide displacements: a predictive model*. Proc. XXIII General Assembly of European Geophysical Society, Nice

Sabetta F., Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motion*. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 86, 2: 337-352.

Sarma SK.; 1979: *Stability analysis of embankments and slopes*. Journal of the geotecnical engineering division. ASCE, vol. 105, No. GT 12.

OPTIMIZATION OF ANALYSIS OF AMBIENT NOISE INSTANTANEOUS POLARIZATION FOR SITE RESPONSE INVESTIGATION

V. Del Gaudio
Dipartimento di Scienze della Terra e Geoambientali, Università degli Studi "Aldo Moro", Bari, Italy

Introduction. The most commonly used technique employing ambient noise to investigate site response is the Nakamura's method (Nogoshi and Igarashi,1971; Nakamura, 1989), also known as HVSR (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio) or HVNR (Horizontal-to-Vertical Noise Ratio). According to this technique, site resonance properties can be inferred calculating the mean ratios H/V between spectral amplitudes of horizontal and vertical components of ambient noise recordings. There is a general agreement that, at least in simple geological conditions, this method allows a reliable identification of site resonance frequencies. Furthermore, if site response presents directional variations, an analysis of azimuthal variations of H/V ratios can reveal resonance directivity and maximum amplification directions (Del Gaudio *et al.*, 2013). However, amplification factors appears more problematic to be derived. In principle, one could invert curves of H/V as function of frequency in terms of subsoil models (see Castellaro and Mulargia, 2009), which, in turn, can be used to calculate amplification factors. However, H/V curve interpretation requires the definition of ambient noise composition among different types of waves (body waves, Rayleigh, Love) that, according to site conditions and source characteristics, can differently contribute to the observed signals (cf. Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2006).

In general, analyzing ambient noise to characterize site response, it would be desirable to isolate Rayleigh waves within the recorded signal, since they can potentially provide more information, i.e. resonance frequency, amplification directivity and (indirectly, from particle motion ellipticity) amplification factors. Indeed, the presence of a significant or even predominant proportion of Love waves in the horizontal component of ambient noise (cf. Bonnefoy-Claudet *et al.*, 2008) can considerably alters the H/V ratios compared to what would be observed for Rayleigh waves only.

Recently, I proposed a method to derive site response properties from a different kind of ambient noise processing, based on analysis, instant by instant, of ground motion polarization to identify Rayleigh wave packets over which to calculate mean H/V ratios (Del Gaudio, 2013). The implementation of this method requires the definition of a series of procedural and parametric choices. In this study, in order to define some guidelines in such choices, a series of tests were carried out on synthetic signals. These were also used to compare the performance of the new method with that of the classical Nakamura's technique.

Methodology. Instantaneous polarisation properties of an ambient noise recording *u(t)* can be obtained from its analytic representation, given by

$$u_c(t) = u(t) + j\hat{u}(t) = A(t)e^{j\Phi(t)} \tag{1}$$

where j is the imaginary unit and $\hat{u}(t)$ is the Hilbert transform of $u(t)$. Applying this transformation to all the signal components, ground motion can be represented as the real part of a complex vector, which describes a time-variant elliptical trajectory. Morozov and Smithson (1996) provided a simple method to calculate the semi-axes $\vec{a}(t)$ and $\vec{b}(t)$ of these instantaneous ellipses. Their vectorial product $\vec{p}(t)$ (named planarity vector: see Schimmel and Gallart, 2003), allows defining the attitude of the trajectory plane, whereas the quantity

$$rl = 1 - \frac{\left|\vec{b}(t)\right|}{\left|\vec{a}(t)\right|} \tag{2}$$

defined "rectilinearity" (Schimmel and Gallart, 2004), can be used as an index of how much instantaneous signal is close to a linear (rl =1) or circular (rl =0) polarization.

The methodology of ambient noise analysis proposed in Del Gaudio (2013), consists of passing the noise recording through narrow-band filters with varying central frequencies ν_c and then calculating instantaneous polarization characteristics from the analytic representation of the filtered time series in order to obtain:

1) instantaneous values of ratios H_{max}/V between the amplitudes of the maximum horizontal component of ground motion and the vertical one;

2) recognition of a preferential signal polarization, possibly reflecting directional site amplification;

3) identification of single data sample whose polarization is compatible with Rayleigh wave particle motion;

4) identification of data sample whose polarization is compatible with Love or SH-waves;

5) calculation of the H_{max}/V average over data samples of Rayleigh type.

The last calculation, carried out for different ν_c values, produces mean H/V ratios derived from instantaneous polarization (named HVIP values), which can be assumed as an estimate of the ratios between horizontal and vertical component of Rayleigh waves at difference frequencies.

The implementation of this procedure requires the choice of a filtering type and of some "threshold" parameters, to identify Rayleigh/Love waves, i.e.: i) the maximum admissible deviations of the planarity vector from horizontality and of vectors $\vec{a}(t)$ and $\vec{b}(t)$ from vertical/horizontal directions (*diplim*); ii) the maximum rectilinearity *rllim* to distinguish elliptical (Rayleigh waves) from linear (Love waves) polarization; iii) the minimum number *nmin* of consecutive data samples that identifies a wave packet of coherent type. The last criterion is justified considering that, within a large number of samples, single isolated cases satisfying the Rayleigh/Love identification criteria could be purely casual. Thus, a more reliable identification of Rayleigh or Love waves require the presence of a certain number of consecutive samples with coherent type of polarization, so that "packets" of Rayleigh/Love waves are identified, rather than just single data samples.

Test implementation. In order to optimize the analysis results, a series of tests were arranged using synthetic signals consisting of time series of 1000 s, sampled with a frequency of 100 Hz. These time series were generated synthetizing signals simulating Rayleigh and Love waves arriving at a recording station from sources randomly located around the station at distances between 100 m and 1 km. For each source, signal includes 50000 harmonic components spaced in frequency by 0.001 Hz, whose spectral amplitudes and phases, assumed equal at the source, are modified as function of wavelength, simulating an anelastic attenuation through a medium with a low quality factors (25-30). To give a transient character to these signals, each of them is modulated through a cosine window having a duration variable between 0.5 to 5 s. These transient signals emerge from a casual background noise of Gaussian type of mean 0 and standard deviation varied, among different synthetics, to obtain different signal-to-noise ratios. This choice was motivated by the results of preliminary tests conducted on real noise recordings (see Del Gaudio, 2013), which showed that only a small fraction of the recordings has a well defined polarization of Rayleigh or Love type. This probably occurs because, for most of the noise recording, signals of different polarization overlap and a signal with a specific kind of polarization can be identified only when it has much more energy than the others.

Rayleigh wave ellipticity of each harmonic component was attributed according to an H/V curve simulating the presence of 40 m thick soft layer with an S-wave velocity of 300 m/s overlying a stiffer bedrock, of 800 m/s. This velocity contrast generates an H/V peak value equal to 3.37 at 1.9 Hz. With regard to ground motion direction, two kinds of situations were simulated, one characterized by polarization controlled by wave propagation direction (i.e. with horizontal component parallel and transversal to this direction for Rayleigh and Love waves,

respectively) and the other characterized by a fixed polarization direction, simulating a site with directional resonance.

Using a purposely written code, six synthetic signals were generated, named: 1) surf100, derived from 50 sources of Rayleigh type and 50 of Love type, both with a ground motion polarized along an azimuth of 37°, summed with an incoherent background noise kept at a very low amplitude level (of the order of 1/1000 of Rayleigh waves); 2) surf100i, differing from surf100 for the variability of the azimuth of surface wave polarizations, depending on the wave propagation direction; 3) surf100sn3, obtained from surf100 by increasing the level of random noise so to reduce the signal-to-noise amplitude ratio (*snr*) to 3; 4) surf100sn3i, derived from surf100i by increasing noise as for surf100sn3; 5) surf100sn1, obtained from surf100 by further increasing noise so that *snr* is equal to 1; 6) surf100sn1i, derived from surf100i with the same noise as surf100sn1.

These signals were analyzed according to the procedure outlined in the previous section to obtain HVIP values calculated at 23 frequencies, spaced by 0.25 Hz, between 0.5 and 6 Hz. The HVIP values were compared with the actual H/V ratios of the Rayleigh waves present in the synthetic signal. During these tests, two aspects were mainly examined, i.e. accuracy and precision of the H/V estimates derived from HVIP values. Accuracy was evaluated from the root mean square of errors rms_{err} (HVIP deviations from actual H/V ratios of Rayleigh waves), precision from the scatter, expressed through the root mean square rms_{sc} of deviations of instantaneous H_{max}/V values from the mean HVIP values.

The code used for the instantaneous polarization analysis calculates both HVIP values averaged among samples polarized in any direction and among samples grouped into azimuth bins spaced by 10°. For signals with equally polarized surface waves (surf100, surf100sn3, surf100sn1), the actual H/V values were compared with HVIP averaged on samples polarized within the azimuth bin 30°- 40°, whereas, for randomly polarized signals (surf100i, surf100sn3i, surf100sn1i), with the HVIP averaged over all the azimuths. These two situations are representative of the cases of directional and isotropic site response, respectively.

Results. A preliminary series of test was aimed at selecting an optimal filtering type to reconstruct the H/V curve as function of frequency. The best results in terms of accuracy of H/V curve estimation were obtained by adopting a Gaussian filtering multiplying spectral amplitudes by a function

$$G(\nu) = e^{-\frac{(\nu-\nu_c)^2}{2\beta^2}} \qquad (3)$$

where ν_c is the central frequency and β is a fixed parameter governing the filtering bandwidth.

Using this kind of filtering, each of the six synthetic signals was analyzed adopting different combinations of values for: 1) the filtering parameter β; 2) the threshold *diplim* of angular deviations of $\vec{a}(t)$, $\vec{b}(t)$ and $\vec{p}(t)$ from horizontal/vertical directions; 3) the rectilinearity limit *rllim* distinguishing Rayleigh from Love waves; 4) the minimum number *nmin* of consecutive data samples that identifies a coherent wave packet.

The results of these tests show that the accuracy in H/V curve estimate is better for the directional case than for the isotropic one and deteriorates as *snr* decreases (more rapidly for the isotropic than for the directional one). Error minimization was generally obtained adopting a relatively small threshold for *diplim* (5°) and for *rllim* = 0.80, combined with the highest *nmin* values among those tested (15-20).

All these thresholds corresponds to more restrictive criteria in Rayleigh wave packet identification, taking however into account that a too restrictive criterion can excessively limit the number of Rayleigh type signals over which HVIP values are calculated. This limitation can have a negative effect on the relation between accuracy and precision.

In general, it is desirable to have a good correlation between accuracy and precision so that, in field observations, the latter can give indication about the former. From the tests carried out,

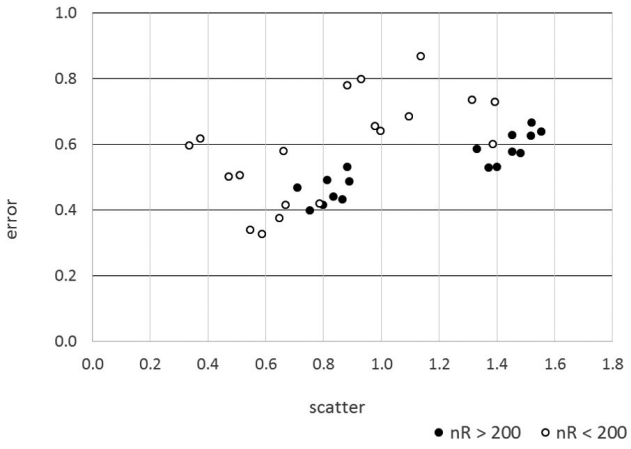


Fig. 1 – Comparison between scatters (root mean square of deviations of instantaneous H_{max}/V values from mean HVIP values) and root mean square of errors (HVIP deviations from the actual H/V values) relative to instantaneous polarization analyses conducted with different parameter combination on the synthetic signal surf100sn1. Open and full circles represent data relative to analyses that classified less or more than 200 samples of Rayleigh type, respectively, at the peak frequency of 2 Hz.

it was found that the rms_{err} values are mostly lower than rms_{sc}, but this may not be true when the number nR of samples identified as Rayleigh-type is extremely low. In such cases, correlation between accuracy and precision can worsen and HVIP curves characterized by smaller scatter may not be those also affected by smaller errors. As an example, Fig. 1 shows the relation between scatter and error values for the case of the signal surf100sn1. If one considers the results of all the analyses, independently on the number nR_{2Hz} of samples used to calculate the HVIP peak value (i.e. for azimuth=30°- 40° and frequency = 2.00 Hz), the correlation between errors and scatters appears rather weak, with minimum scatter found for analysis results affected by relatively large errors. On the contrary, excluding the results obtained with $nR_{2Hz} < 200$, the correlation is much better and the choice of the estimate affected by the lowest scatter would result in an H/V curve close to the optimal one from the point of view of accuracy.

On the other hand, excessively loose criteria of wave identification, which would generate a very large number of samples identified as Rayleigh-type, is not an effective approach. Indeed, this would cause the inclusion in the calculation of HVIP of a considerable number of estimates of H/V strongly scattered around the average, which make the precision a poor estimator of accuracy.

These results suggest that a good criterion to define the analysis parameters is to try different combinations, selecting the one providing the minimum scatter rms_{sc} among the combinations that classify a significant number of Rayleigh-type data samples (at least 200 for the peak frequency). Using this criterion, the percentage of classified samples on the total is correlated to the signal-to-noise ratio characterizing the analyzed recording and the value of scatter rms_{sc} provides an upper bound for the root mean square of errors rms_{err}.

Fig. 2 shows the HVIP curves corresponding to the best estimates, in terms of accuracy and precision, obtained analyzing the six synthetic signals according to the aforementioned criterion. These curves are compared with the actual values of H/V ratio of Rayleigh waves and with the curves obtained from analyses conducted with the classical Nakamura's technique. The latter was conducted subdividing the synthetic time series into 20 s windows, smoothing the spectra of horizontal and vertical components through a triangular average on frequency intervals of ±5% of the central frequency, and averaging the spectral ratios of different time windows after having discarded those showing abnormally high or low H/V ratios throughout the frequency band analyzed. The resulting "HVNR" curves were calculated at azimuth intervals of 10°: for directionally polarized signals (surf100, surf100sn3, surf100sn1) the comparison was made with the curve obtained along the direction N35°E, which showed the largest H/V values, whereas, for the case of isotropic signals (surf100i, surf100sn3i, surf100sn1i), both euclidean and geometric averages between north and east components were calculated.

For those signals whose background noise has amplitude much lower than the signal (surf100, surf100i), the HVIP provides very good estimates of the real H/V ratios of Rayleigh

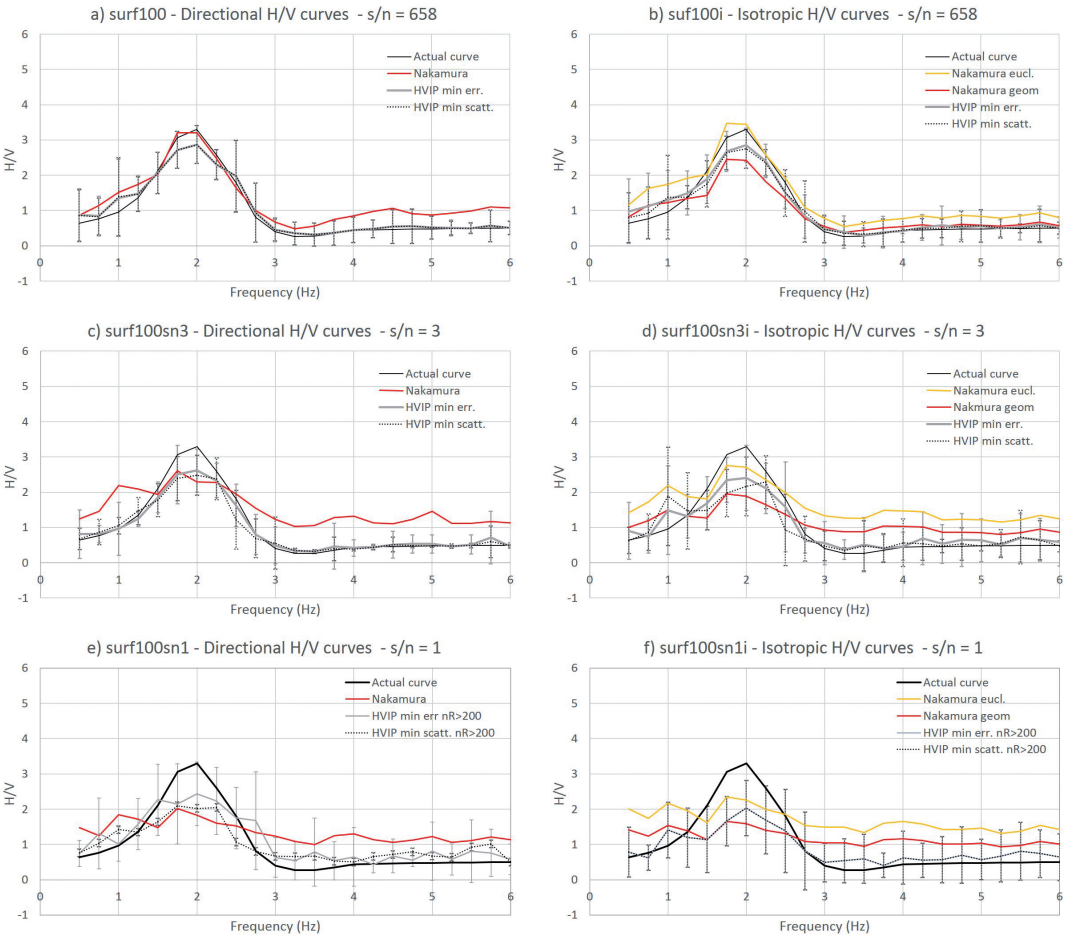


Fig. 2 – Comparison of actual H/V ratio curve of Rayleigh waves present in the synthetic signals (black solid line) with estimates obtained from HVIP analysis and from Nakamura's technique, for different synthetic signals: a) surf100, b) surf100i, c) surf100sn3, d) surf100sn3i, e) surfsn1, f) surf100sn1i. Grey and dotted lines represent the best HVIP estimate in term of accuracy and precision, respectively; red line for the case of directionally polarized signal, represent the HVNR curve obtained for the azimuth (35°) characterized by the highest spectral ratio values; red and yellow curves, for the case of isotropic signals, represent the HVNR values obtained from North and Est signal components through euclidean and geometric averages, respectively. Vertical bars represent the scatter of HVIP estimates at each analysed frequency.

waves both for the case of directionally and isotropically polarized signals. Selecting the analysis parameters that maximize precision (minimizing the scatter rms_{sc}), the resulting HVIP curves are coincident with (for surf100) or very close to (for surf100i) that minimizing errors. The rms_{err} value obtained for these curves are 0.18 and 0.21, respectively for the directional and isotropic cases, whereas the scatter rms_{sc} is 0.42 and 0.41, respectively. The HVIP curves correctly identifies the peak frequency, estimates H/V peak value with a 13-17% error and reproduces well the general shape of the H/V curve, including the lower part where the H/V ratios are below 1. Comparatively, the outcome of Nakamura technique provides a better estimate of the peak value for the directional case (3% error), but larger deviations at higher frequencies, so that rms_{err} is higher (0.39). In the case of isotropic signal (surf100i), the HVNR calculated through the Euclidean average gives a better estimate of the peak value (5% error), whereas geometric average better fits the lower part of the H/V curve, but both show overall a higher rms_{err} than HVIP (0.41 and 0.35, respectively).

For these signals, the HVIP analysis identifies a very high number nR_{2Hz} of Rayleigh-type samples at the peak frequency of 2 Hz: it is in the order of 20000, i.e. about 20 % of the entire recording. Their analysis points out very clearly the directional polarization of the signal surf100, since more than 98% of these samples is concentrated within the azimuth bin (30°-40°) containing the correct value (37°).

Increasing the noise amplitude, the discrepancies between HVIP and real H/V increase, but for *snr* = 3 the agreement is still good, especially for the case of directional polarization (surf100sn3). It shows an increase to 20-25% of the error in the estimate of the H/V peak value, but the estimate maximizing precision (rms_{sc} = 0.36) is still very close to that minimizing errors (rms_{err} = 0.27 and 0.22, respectively). More large discrepancies are found in case of isotropically polarized signals (surf100sn3i). Indeed the most accurate estimate, even correctly identifying the peak frequency, gives an error of 27% in the estimate of H/V peak value and rms_{err} = 0.33, whereas the curve having minimum scatter (rms_{sc} = 0.51) shows a maximum at 2.25 Hz, an error of 34% in the H/V peak estimate and rms_{err} = 0.46. In such cases nR_{2Hz} is in the order of 1000-1500, i.e. about 1-1.5% of the entire recording, which is more close to the classification percentages found in preliminary tests on real noise recordings, thus these cases can be considered more representative of conditions actually occurring in the field applications. In the case of directionally polarized signal, the identification of site response directivity orientation is still very clear, since a pronounced maximum, larger than 50%, is found in the polarization distribution for the 30°- 40° azimuth bin.

Comparatively, HVNR values derived from Nakamura's method provide considerably worse estimates, both in the directional case (rms_{sc} = 0.74) and in the isotropic one (rms_{sc} = 0.80 and 0.62, using Euclidean and geometric average, respectively). In general, in the HVNR curve, the peak at 2 Hz is not very clear as effect of the concomitant underestimate of the peak value and overestimate of the lower part of the H/V curve (which, on the contrary, the HVIP fits very well)

If the noise amplitude is comparable to that of the Rayleigh signals, the number of samples identified as Rayleigh-type decreases and the estimates undergo a further deterioration, especially with regard to the H/V peak values, whose estimate errors reach values of 30-40% and 40-50% for the directional (surf100sn1) and isotropic (surf100sn1i) signals, respectively. However, although with underestimated peak values, some general characteristics of the H/V curve can still be recovered. Indeed, the HVIP curves show a single major peak around 2 Hz and, although underestimating the maximum by up to 40%, reproduce quite well the rest of the curves. With regard to site response directivity, even in this less favorable noise conditions, it can be recognized from the sample polarization distribution: a maximum of concentration (up to 20-30%) of polarizations around azimuths differing by not more than 10° from the actual direction of Rayleigh wave ground motion is found at almost all the examined frequencies.

Comparatively, using the Nakamura's technique, the peak at 2 Hz is practically undistinguishable from the HVNR curves. Apart from the considerable underestimate of the H/V ratio maximum, these curves systematically fail in recognizing the presence of H/V ratios < 1 at higher frequencies.

Conclusions. A series of tests carried out on synthetic signals simulating ambient noise recordings and including a mix of transient Rayleigh and Love waves of known characteristics together with a casual Gaussian noise of different amplitude, showed that the analysis of instantaneous polarization allows extracting Rayleigh wave properties with a good level of approximation. For this purpose, signals are first passed through band-pass filters with different central frequency. Then, on the resulting time series, Rayleigh wave packets are identified when a minimum number of consecutive data samples are found to exceed optionally defined thresholds of angular deviation of the plane of instantaneous elliptical trajectories from verticality and of ellipse major/minor axes from horizontal/vertical direction. For each sample of these wave packets, an estimate of the instantaneous ratio H_{max}/V can be obtained, whose averages HVIP

provide an estimate of the curve of Rayleigh wave H/V ratios as function of frequency with an accuracy level depending on the signal-to-noise ratio *snr*.

Test results suggest that, since the estimate accuracy changes with the choice of filtering and identification parameters, one should make trials with different parameter combinations, selecting the one providing the minimum scatter of H_{max}/V around HVIP values, among the combinations that identifies a sufficiently high number of Rayleigh-type data samples (at least 200 for H/V peak values). Analyzing signals with *snr* = 3 or more, it was possible to correctly identify peak frequency and, when present, site response directivity orientation. The estimate of the H/V peak turned out affected by an error increasing with the noise level from 13% to 34%, the results being better for the case of directionally polarized signals in comparison to isotropic signals. Even when the background noise has an amplitude comparable to that of Rayleigh waves, it is still possible to recognize the presence of an H/V peak, its frequency and (if present) directivity, although the H/V peak ratio was considerably underestimated.

Comparatively, applying the classical Nakamura method to the same signals, the estimate of the H/V curve was always found less accurate and, in case of very high noise level, the H/V peaks were totally unrecognizable. The lower performance of the Nakamura technique was mainly due to the poor capacity of the HVNR curve to reproduce the lower part of the H/V curve (especially for H/V < 1), which, on the contrary was always outlined by the HVIP curve with good or excellent approximation.

References

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J. and Fäh D.; 2006: *H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations*, Geophys. J. Int., **167**, 827–837.

Bonnefoy-Claudet S., Köhler A., Cornou C., Wathelet M. and Bard P.-Y.; 2008: *Effects of Love Waves on Microtremor H/V Ratio*, B. Seismol. Soc. Am., **98**, 288–300.

Castellaro S. and Mulargia F.; 2009: *VS_{30} Estimates Using Constrained H/V Measurements*. B. Seismol. Soc. Am., **99**, 761–773.

Del Gaudio V.; 2013: *Analysis of ambient noise instantaneous polarisation for site response characterisation*. Proceedings XXXII Congress GNGTS, Trieste, 19-21 November, 2013, 226-234.

Del Gaudio V., Wasowski J. and Muscillo S.; 2013: *New developments in ambient noise analysis to characterise the seismic response of landslide prone slopes*. Nat. Hazards Earth Sys. Sci., **13**, 2075-2087, doi:10.5194/nhess-13-2075-2013, 2013.

Morozov I. B. and Smithson S. B.; 1996: *Instantaneous polarization attributes and directional filtering*. Geophysics, **61**, 872-881.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface*. Q. Rep. Rail. Tech. Res. Inst., **30**, 25–30.

Nogoshi, M. and Igarashi T.; 1971: *On the amplitude characteristics of microtremor* (part 2) (in japa-nese with english abstract). J. Seismol. Soc. Jpn., **24**, 26-40.

Schimmel M. and Gallart J.; 2003: *The use of instantaneous polarization attributes for seismic signal detection and image enhancement*. Geophys. J. Int., **155**, 653–668.

Schimmel M. and Gallart J.; 2004: *Degree of Polarization Filter for Frequency-Dependent Signal Enhancement Through Noise Suppression*. B. Seismol. Soc. Am., **94**, 1016–1035.

QUATERNARY SEDIMENTARY COVER THICKNESS VERSUS SEISMIC NOISE RESONANCE FREQUENCY IN WESTERN L'AQUILA PLAIN

F. Del Monaco, F. Durante, L. Macerola, M. Tallini

Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile, Architettura e Ambientale, Università dell'Aquila, Italy

Introduction. The thickness of Quaternary basins sedimentary cover(hereinafter z) isone of the basic datain the evaluation of the local seismic response within the scope of urban planning purposes. One of the possible approachesto evaluate zis to determine the empirical correlation

between z and the resonance frequency (hereinafter f_0) by means of seismic noise measurements and by using the HVNSR method (e.g., D'Amico *et al.*, 2008; Gosar and Lenart, 2010, Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999), by using the HVNSR method (e.g., Mucciarelli 1998; Nakamura 1989).

The z vs $f_0$empirical equation is as follows:

$$z = a \cdot f_0^{\,b},$$

where *a* and *b* are two parameters calculated from best fitting technique (Ibs-von Seht and Wohlenberg, 1999).

Western L'Aquila Plain geological setting. In this paper, we report the above empirical correlation and the Quaternary sedimentary cover thickness mapping for the Western L'Aquila Plain (hereinafter WAP), struck by an earthquake on April 6, 2009 (Mw: 6.3) (e.g., Galli *et al.*, 2010; Milana *et al.*, 2011).

WAP is a typical WNW-ESE trending Quaternary basin of the central Apennines thrust and fold belt placed here in the lower Pliocene-upper Miocene times. WAP originates from Quaternary activity of the S-dipping extensional master fault of the Pettino Mt. (Galli *et al.*, 2010). Its activity produced a graben filled with Quaternary-upper Pliocene (?) clayey-sandy-gravelly deposits of lacustrine, fluvial and slope environments (unit C, Fig. 1) which rests on the Meso-Cenozoic carbonate bedrock (unit D, Fig. 1) (Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010; Tallini *et al.*, 2012). Moreover, the hill of downtown L'Aquila is characterized by 100-m thick calcareous breccia (unit B, Fig. 1) laying on the C unit as testified by deep boreholes (Del Monaco *et al.*, 2013). The unit A (Fig. 1) consists of Holocene-Upper Pleistocene alluvial-colluvial-slope deposits characterized by a gravelly-sandy-clayey lithologies, which lay upon the above-mentioned units (Del Monaco *et al.*, 2013).

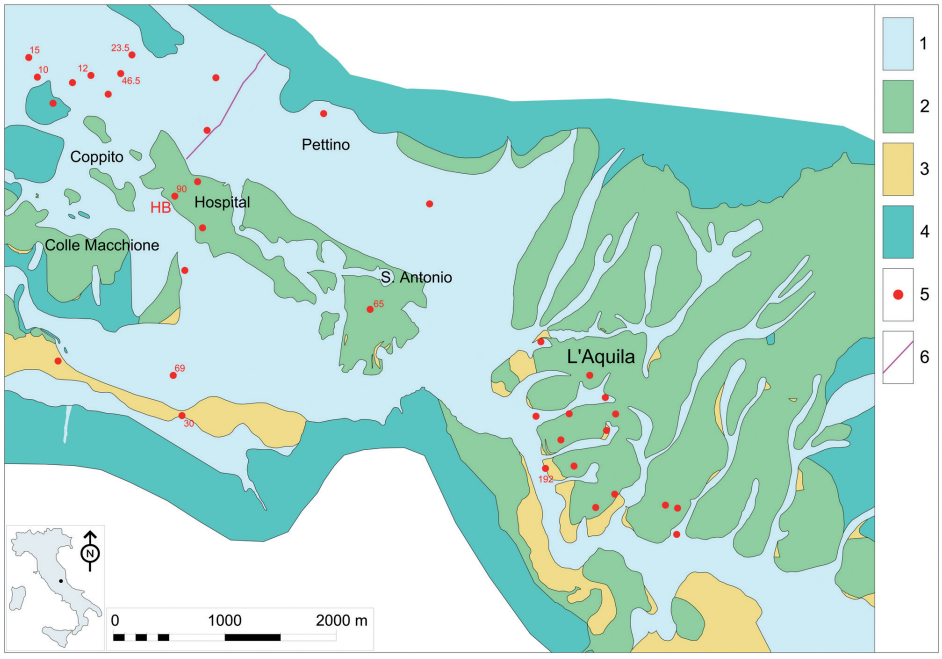


Fig. 1 – Western L'Aquila Plain (WAP) simplified geological map. 1- alluvial, colluvial and slope deposits (unit A) (Holocene - Upper Pleistocene); 2- Calcareous breccia (unit B) (Middle Pleistocene); 3- fluvial and lacustrine pelite and sand (unit C) (Lower Pleistocene); 4- Meso-Cenozoic bedrock (unit D); 5- main boreholes used for z vs f0 relationship (red number refers to bedrock depth, blue abbreviation refers to borehole in Fig. 1); 6- seismic reflection profile in Tallini *et al.* (2012).

Results. *Boreholes data and Vs values*. Following L'Aquila earthquake, within the scope of buildingsreconstruction and seismic microzonation, many boreholes, among which several ones encountered the geological bedrock, and in-hole Vs tests (cross hole, down-hole and seismic dilatometer tests) were carried out in the more damaged area of WAP (Fig. 1) (Del Monaco *et al*., 2013; GEMINA, 1963; Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010). These huge quantity of boreholes, along with others previously executed in the same area and geophysical investigations (seismic reflection profiles or geo-resistivity surveying), were used to constrain the z vs f_0 correlation.

The Vs values were calculated from borehole tests (Fig. 3) (Del Monaco *et al*., 2013; Di Giulio *et al*., 2014; Gaudiosi *et al*., 2013). The Vs value of unit D comes from a single SDMT test (pers. comm. G. Totani). The Vp values are calculated from Vs values with a Poisson's modulus of 0.35. Density and Qp and Qs, which are the estimated attenuation quality factor of Vp and Vs respectively, are estimated from literature (Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010).

Seismic noise measurements. The f_0 spatial distribution in the studied area has been obtained through seismic noise single station measurements and the application of HVNSR method.The measuring sites were located on an irregular grid with a step of about 100-250 m. About 50 HVNSR measurements were acquired with the Lennartz MARSlite instrumentation with the sensor Lennartz 3D/5s and about 740 ones with Tromino instrumentation (Micromed S.p.A).

The sampling frequency was of 250 Hz for the Lennartz MARSlite and 256 Hz for the Tromino instrument. The acquisition time lapse was about 30-45 minutes. The two different instrumentations showed the same results for resonance frequency greater than 1-1.5 Hz (Lanzo *et al*., 2011).

The acquired seismic noise data were analysed in the 0.1-20 Hz range with the softwares Geopsy (http://www.geopsy.org) and Grilla (Micromed S.p.A) for the Lennartz MARSlite and the Tromino instrument, respectively. Horizontal to Vertical ratio (H/V) curves were obtained by averaging the spectral ratios calculated from non-overlapping windows of 30 s. The spectra of each window were smoothed with a Konno and Ohmachi (1998) smoothing function with a bandwidth coefficient b = 40, and the HVNSR was computed at each frequency and for each window. The quality of HVNSR results were checked by using the criteria of SESAME (2004) to validate the statistical significance of the spectral ratio peaks.

The resonance frequency contouring wereplotted by using the Natural Neighbor method. The resonance frequency (f_0) ranges from 0.5 to approximately 15 Hz. The f_0 lowest values (about 0.5-2 Hz) are located along the WAP central axis (downtown L'Aquila, S. Antonio, Hospital areas). In the Coppito area f_0 is higher than 6 Hz, while in downtown L'Aquila is lower than 1 Hz, and a sharp N-S trending boundary between the Coppito and Hospital areas is recognizable. In the Pettino area, the f_0 decreases abruptly from NE to SW. The seismic noise measurements in WAP evidenced a remarkable f_1 only in the Hospital and S. Antonio areas, considering f_1 the resonance frequency peak with a frequency value higher than f_0 in the H/V vs frequency curves. In these areas, the measured f_1 shows an amplitude comparable with the f_0. It ranges from 6 to 10 Hz and its contouring shows an NW-SE trending elongated shape following the WAP morphology (Fig. 1).

Numerical simulation. A "trial and error" iterative procedure on the inversion of HVNSR data by using the software Surface Waves (Lunedei and Albarello, 2009) has been carried out to increase points in the depth (z) vs. f_0 diagram. This inversion procedure permitted to test numerically the geological cause of the observed peaks. It is based on: i) modelling surface waves; ii) assuming a flat layered viscoelastic Earth model; iii) arranging random independent point sources at the Earth surface; iv) assuming a uniform probability distribution for source location all around the single seismic station and v) using the same spectral power value of the random independent point sources for all the frequencies (e.g. 0.1-500 Hz).

Sedimentary cover (z) vs f_0: empirical correlation and mapping. The f_0 values of seismic noise measurement sites located nearby the boreholes intercepting the Meso-Cenozoic bedrock were compared to z, as observed in the stratigraphic logs of these boreholes. This procedure

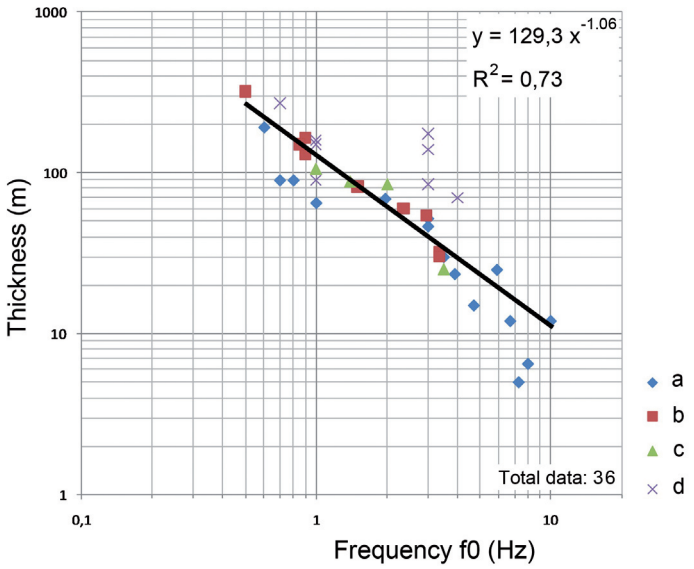


Fig. 2 – Quaternary sedimentary cover thickness (z) vs resonance frequency (f_0) diagram. a: boreholes intercepting bedrock (data: 10); b: presumable sediment thickness as obtained with numerical simulations (data: 9); c: boreholes intercepting bedrock located in the proximity of the studied area (data: 8); d: Quaternary sedimentary cover thickness inferred by seismic reflection investigations in the Pettino area (Tallini *et al.*, 2012) and in an area located in the proximity of WAP (Improta *et al.*, 2012) (data: 8).

permitted to elaborate the z vs f_0 diagram (Fig. 2).

Other boreholes intercepting the bedrock,but located in the proximity of the studied area,and boreholes, which do not reach the bedrock, were also considered to increase data, with the purpose of defining in parametric terms the empirical relationship between thickness andf_0. In this second case, the algorithm Surface Waves of Lunedei and Albarello (2010) was take into account to compare the simulated H/V curve obtained with the software with the experimental one.

Moreover, to increase data, information of sedimentary cover thickness (z) were also obtained from seismic reflection profiles [in the Pettino area: Tallini *et al.* (2012) and in the proximity of WAP: Improta *et al.* (2012)] and by interpreting several geo-resistivity survey (GEMINA, 1963).

The number of boreholes intercepting the bedrock, which were taken into account for the z vs f_0 correlation, were 10 with a variable bedrock depth ranging from 9 to 192 m; here f_0 ranges from 0.7 to 10 Hz (blue spot, a in Fig. 2). In Fig. 2 other data come from different approaches:

i) red dot (b in Fig. 2): presumable sedimentary cover thickness as obtained with numerical simulation by using the algorithm Surface Waves (Lunedei and Albarello, 2010);
ii) green dot (c in Fig. 2): borehole intercepting bedrock located in the proximity of the studied area;
iii) black dot (d in Fig. 2): sedimentary cover thickness inferred by seismic reflection investigations in the Pettino area (Tallini *et al.*, 2012) and in an area located southeastwards of WAP in its proximity (Improta *et al.*, 2012).

The obtained relationship is as follows:

$$z = 129.3 \cdot f^{-1.06} \quad (1)$$

where the constants a and b are 129.3 and -1.06, respectively, and the coefficient R^2 is quite high (0.73), evidencing a good fit of data. Moreover the obtained constants a and b are quite similar to others from literature (e.g., Gosar and Lenart, 2010; D'Amico *et al.*, 2008).

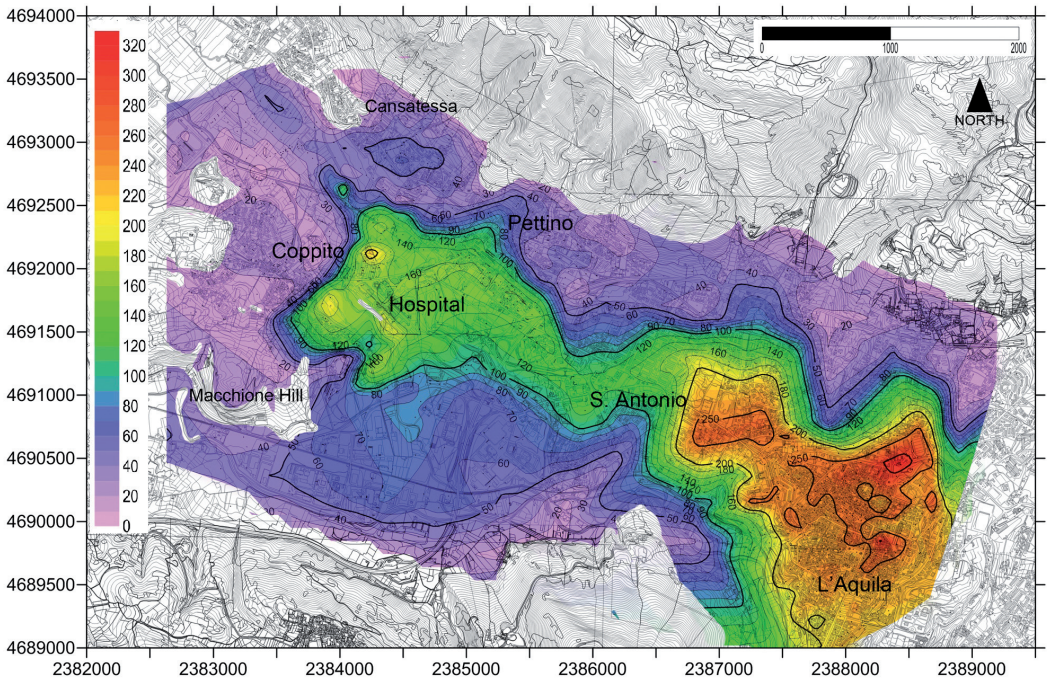


Fig. 3 – Quaternary cover thickness (z) map in meters.

The contour map of Quaternary sedimentary cover thickness (z) was outlined from the f_0 contour map and by using the Eq. 1 (Fig. 3).

Conclusions. We report the empirical correlation in the Quaternary Western L'Aquila Plain (WAP) of the velocity-depth function between the sedimentary cover thickness (z) and the seismic noise resonance frequency (f_0), coming from a great quantity of measurements, which has beenprocessed by applying the Horizontal to Vertical Noise Spectral Ratio (HVNSR) method.

The whole activities has beenarranged as follows: i) aquisition of approximately 800 HVNSR measurements located homogenously in the studied area; ii) elaboration of a geological and geophysical database based on boreholes data, Vs in-hole tests (cross hole, down-hole and seismic dilatometer techniques), seismic reflection investigations, geo-resistivity surveying and HVNSR measurements; iii) evaluation of the resonance frequency f_0 from HVNSR measurements; iv) reconstruction of the f_0 contour lines map; v) definition of the empirical correlation curve between the Quaternary sedimentary cover thickness (z) and f_0; vi) reconstruction of the Quaternary sedimentary cover contour lines map (Fig. 3).

This study in the Western L'Aquila Basin (WAP) reinforces the approach that a huge quantity of geological and geophysical data can be arranged in synthetic views,which can be usedas effective toolsin the seismic microzonation activities for urban planning and for the estimation of the local seismic response at the site scale.

References

D'Amico V., Picozzi M., Baliva F. and Albarello D.; 2008: *Ambient noise measurements for preliminary site-effects characterisation in the urban area of Florence*. Bull. Seismol. Soc. Am.,**98**, 1373–1388.

Del Monaco F., Tallini M., De Rose C. and Durante F.; 2013:*HVNSR survey in historical downtown L'Aquila (central Italy): site resonance properties vs. subsoil model*. Engineering Geology,**158**, 34-47.

Di Giulio G., Gaudiosi I., Cara F., Milana G. and Tallini M; 2014: *Shear-wave velocity profile and seismic input derived from ambient vibration array measurements: the case study of downtown L'Aquila*. Geophys. J. Int.,**198**, 848-866.

Galli P., Giaccio B. and Messina P.;2010:*The 2009 central Italy earthquake seen through 0.5 Myr-long tectonic history of the L'Aquila faults system*. Quaternary Science Reviews, **29**, 3768-3789.

Gaudiosi I., Del Monaco F., Milana G. and Tallini M.; 2013: *Site effects in the Aterno River Valley (L'Aquila, Italy): comparison between empirical and 2D numerical modeling starting from April 6th 2009 MW 6.3 earthquake*. Bulletin of Earthquake Engineering,**12**:, 697-716.

GEMINA;1962: *Ligniti e torbe dell'Italia continentale*. ILTE Ed. Torino, 319 pp.

Gosar A. and Lenart A.; 2010:*Mapping the thickness of sediments in the Ljubljana Moor basin (Slovenia) using microtremors*. Bulletin of Earthquake Engineering,**8**, 501–518.

Gruppo di Lavoro MS–AQ; 2010:*Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo - Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. and Cd-rom.

Ibs-von Seht M. and Wohlenberg J.; 1999:*Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments*. Bull. Seismol. Soc. Am.,**89**, 250–259.

Improta L., Villani F., Bruno P.P., Castiello A., De Rosa D., Varriale F., Punzo M., Brunori C.A., Civico R., Pierdominici S., Berlusconi A. and Giacomuzzi G.; 2012: *High-resolution controlled-source seismic tomography across the Middle Aterno basin in the epicentral area of the 2009, Mw 6.3, L'Aquila earthquake (central Apennines, Italy)*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), **131**, 373-388.

Konno K. and Ohmachi T.; 1998: *Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor*. Bull Seism Soc Am,**88**, 228–241.

Lanzo G., Tallini M., Milana G., Di Capua G., Del Monaco F., Pagliaroli A. and Peppoloni S.; 2011: *The Aterno Valley strong-motion array: seismic characterization and determination of subsoil model*. Bull Earthquake Eng,**9**, 1855–1875.

Lunedei E. and Albarello D.; 2010: *Theoretical HVSR curves from full wavefield modelling of ambient vibrations in a weakly dissipative layered Earth*. Geophys. J. Int., **181**, 1093–1108.

Milana G., Azzara R.M., Bertrand E., Bordoni P., Cara F., Cogliano R., Cultrera G., Di Giulio G., Duval A.M., Fodarella A., Marcucci S., Pucillo S., Régnier J. and Riccio G.; 2011: *The contribution of seismic data in microzonation studies for downtown L'Aquila*. Bull. Earthquake Eng., **9**, 741–759.

Mucciarelli M.; 1998:*Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach*. J. Earthquake Engin., **2**, 625-638.

Nakamura Y.; 1989:*A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. QR Railway Tech. Res. Inst.,**30**, 25–33.

SESAME; 2004:*Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations—measurements, processing and interpretations*. SESAME European research project EVG1-CT-2000-00026, deliverable D23.12.

Tallini M., Cavuoto G., Del Monaco F., Di Fiore V., Mancini M., Caielli G., Cavinato G.P., De Franco R., Pelosi N. and Rapolla A.; 2012:*Seismic surveys integrated with geological data for in-depth investigation of Mt. Pettino active Fault area (Western L'Aquila Basin)*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.) **131**, 389-402.

2-D MODELING OF TOPOGRAPHIC EFFECTS USING THREE BASIC GEOMETRIES AND THE SPECTRAL-ELEMENT METHOD

G. Di Giulio
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, L'Aquila, Italy

Topographic effect. In the present work, the topographic effect was investigated selecting three basic 2-D geometries and using the feasibility of the spectral-element method (SEM; as implemented in the *specfem2d* code). The 2-D geometries were a triangle, an half-circle and a slope. 2-D models (P-SV waves) considering a real topography (Mount Ocre in L'Aquila district) were also performed, varying the velocities and the number of nearby topographic peaks.

Indeed it is known that jointly with local soil condition, geometrical morphological irregularities (slope, ridge, canyon, cliff, etc.) can amplify the seismic ground motion during earthquakes. Topographic site effects depends strongly on the geometry, on input wave

and location of receivers (Paolucci *et al.,* 2002; Pagliaroli, 2006; Hailemikael, 2010 for an overview). Topographic effect on rock sites is difficult to decouple from other amplification effects, such as surface layering/weathering, cracking of the bedrock, presence of faults, and directivity of the source. For these reasons, seismic and geological experiments at topographic sites are important because can provide information on the local velocity structure.

Numerical simulations available in literature agree in showing complex amplification/deamplification patterns, caused by interaction of elastic waves with the surface curvature. The maximum level of amplification occurs when the incident wavelength is comparable to the horizontal dimension of the topographic irregularities. As first approximation, the amplification increases as the average slope of the modeled geometry becomes steeper; for incidence not vertical, the area of largest amplification shifts in opposite direction with comparison to the propagation direction.

Experimental studies on topographic sites are mainly based on analysis of earthquake and noise data collected by several receivers, aimed at following ground-motion variation along the topography. The methods of analysis include mostly standard spectral ratio using a reference-site (SSR), single-station method (horizontal-to-vertical spectral ratio, HVSR), polarization and array analysis (Spudich *et al.,* 1986 among many others). Topographic amplification is often associated to a ground-motion polarization, observed both on noise and earthquake recordings (Marzorati *et al.,* 2011; Burjánek *et al*. 2012a, 2012b; Pischiutta *et al.,* 2013). Although the cause of polarization is still debated, largest amplification seems to appear in transverse direction to the main topography elongation (see also the recent NERA-JRA1 project, WP11, Waveform modeling and site coefficients for basin response and topography, Responsible activity leader P.Y. Bard, ftp://www.orfeus-eu.org/pub/NERA/Deliverables/).

The amplification caused by topography is usually expressed by the topographic aggravation factor (*TAF*) in the time or frequency domain. *TAF* is defined as the ratio between some ground motion parameters (PGA, PGV, PGD, Fourier amplitude spectra, response acceleration spectra etc) of a receiver along the topographic profile and the same parameter measured at an "ideal" free-field site. *TAF* is equivalently expressed as the ratio between ground motion amplification (*X*) related to 2-D (and/or 3-D) effects, and the stratigraphic amplification at the same site related to 1-D effects:

$$TAF=X(2\text{-}D)/X(1\text{-}D)$$

Numerical and experimental studies indicate the topographic effect as depending on the frequency, but European seismic design code (EC8; CEN2008) provides a topographic coefficient (*St*) frequency-independent. *St* is only depending from the steepness of the slope and the geometry of the topographic sites. The same approach follows the Italian building code (NTC08), which takes into account four classes of topographic categories (T1, T2, T3 and T4) with St ranging from 1 to 1.4; design elastic spectra are uniformly multiplied by St coefficient to include the topographic effect.

2-D SEM Modeling of "basic geometries". The spectral-element method (SEM) (as implemented in the *specfem2d* code https://geodynamics.org/cig/software/specfem2d/; Komatitsch and Vilotte, 1998; Chaljub *et al.,* 2007) was used for studying the effect of three basic 2-D geometries. The specific of the SEM is in the combined use of high-order Legendre polynomials and of the Gauss-Lobatto-Legendre (GLL) quadrature rule to evaluate the integrals within the weak (or variational) formulation of the equation of motion (see Fichtner 2011 for an extensive overview).

P-SV models were computed using the following irregular geometries: an half-circular hill (diameter 600 m), a triangular ridge (with dimension 600·300 m for base and height, respectively), and a slope with dip of 45° (dimension 300·300 m for base and height, respectively).

The 2-D models were subjected to a vertical incidence of planar waves (Fig. 1); the seismic input is a Ricker pulse with a central frequency of 5 Hz exciting the model approximately from

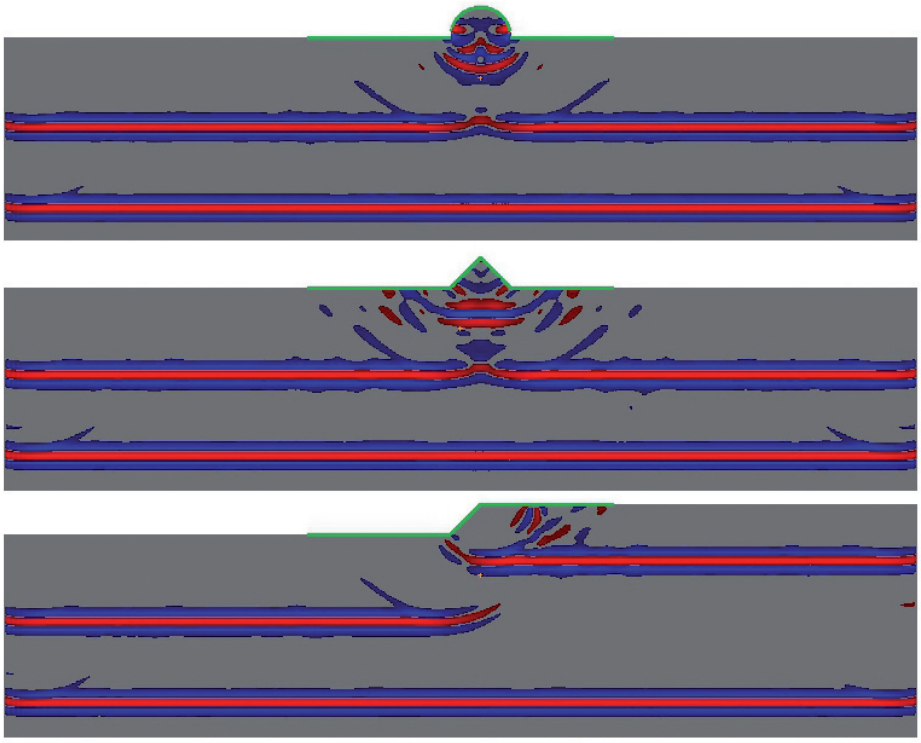


Fig. 1 – Basic geometries used in the 2-D P-SV modeling: half-circle, slope and triangle. A planar up-going and down-going Ricker wave is propagating into the model (*specfem2d* tool). Red and blue colors indicate the negative and positive pulse of seismic wave, respectively. The plot refers to S source polarization, and the snapshots correspond to a time step of 1.5 sec after the beginning of the simulation.

1 to 10 Hz. P- and S- input polarizations were kept separately; first I ran a modeling with a S- source input polarization, then I repeated the computation using a P- source polarization. The output synthetics computed along the surface contain both the polarization (P- and S-waves) due to the interferences between input pulse and waves diffracted from the irregular geometries.

I used the internal mesher of *specfem2d* respecting the time and spatial discretization rules, obtaining 270000 reference rectangular elements and 4324801 grid points for each single model mesh. The left, right and bottom sides of each model were absorbing boundaries using on the whole about 6000 PML (Perfectly Matched Layers) spectral elements, with mean thickness of the absorbing layer around 30 m. Accordingly, the spurious waves generated from the boundaries show negligible energy. The compressional (Vp) and shear-wave velocity (Vs) of the models were fixed to 2000 and 1000 m/s, respectively. The quality factors Q for P- and S- waves were assumed to be 200 (damping of 0.25%) and 100 (damping of 0.5%), following the usual (velocity/10) rule of thumb. The density was fixed to 2 g/cm^3 and the Poisson's ratio was 0.33. The computational dimension of each model was 9000·2000 m (x and z direction, respectively). The receivers were in number of 250 and were situated along the uppermost surface, with a spacing between adjacent receivers of about 12 m.

The snapshots at different time steps (Fig. 1) and the stack of the signal traces show clearly the effect of irregular geometries on the seismic waves. The half-circle, the slope and the triangle distort the planar input, acting as diffractors of energy and generating waves diffracted from the geometrical irregularities propagating along the surface. On the left- and right- part from the basic geometries, the waves travel symmetrically along the flat surface. The symmetry of

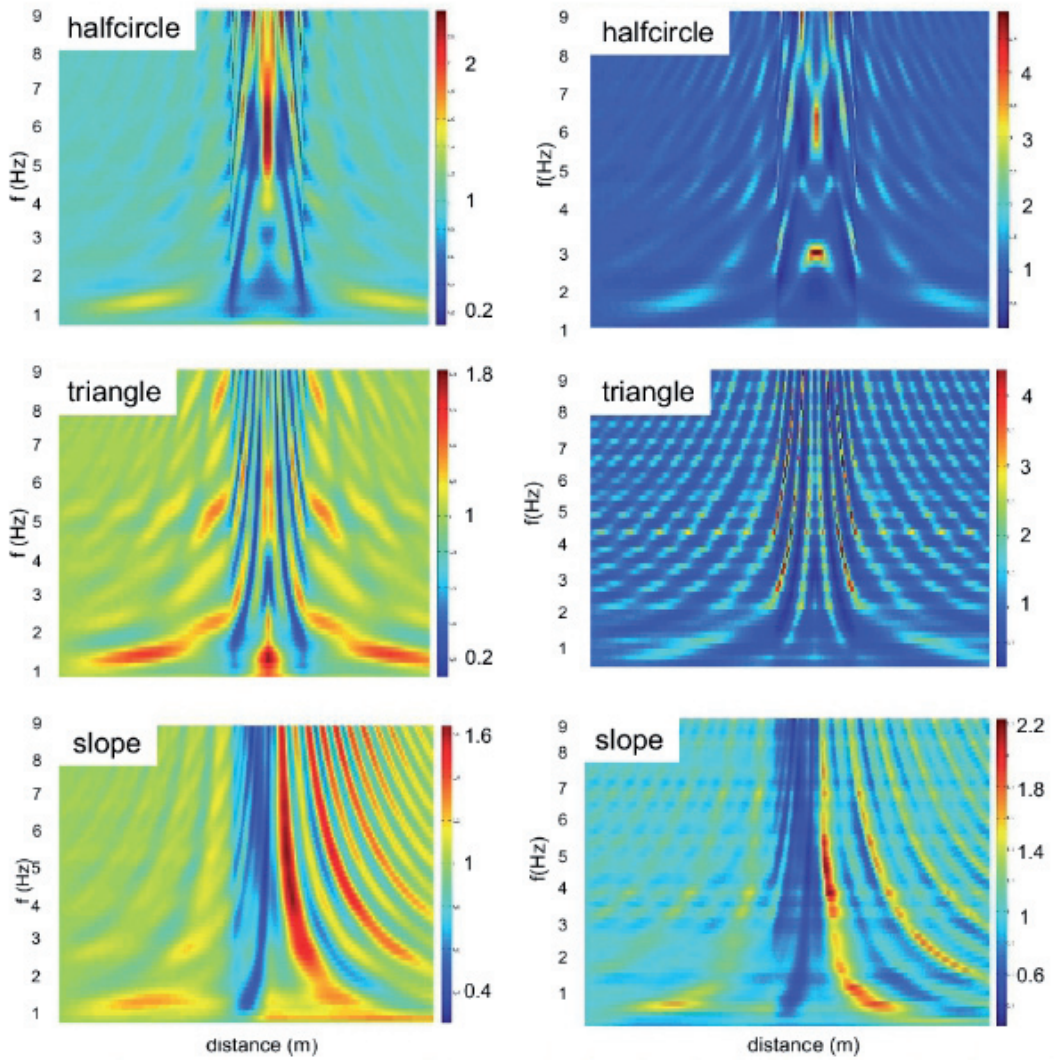


Fig. 2 – Left panel) SSR computed on synthetics for the half-circle, triangle and slope geometry. The plot refers to x component in case of S input polarization. The color scale is proportional to the SSR amplitude. Right panel) HVSR computed on synthetics for the half-circle, triangle and slope geometry. The color scale is proportional to the HVSR amplitude. HVSR was computed as (H/Href)/(V/Vref); see text.

the waves propagation is lost for the slope geometry (Fig. 1); the later arrivals on the right- part of the model (at higher elevation) show larger amplification rather than the left- part (at lower elevation).

The synthetic signals have been used to compute the standard spectral ratio (SSR), choosing as reference site the first receiver (number #1 located at x progressive of 1000 m) situated on the left part of the model. The output signal at each receiver was decimated (downsampling at 100 Hz with an antialiasing filter) and processed by means of a discrete Fourier Transform after removing the mean. The Fourier amplitude spectra (FAS) were subjected to a smoothing arithmetic algorithm. Finally for homologous components, the ratio of the FAS of the signal at each receiver over the FAS of the reference receiver was computed.

SSR for the x and z component is shown in Fig. 2 (left panel) indicating a complex pattern with alternate multitudes of amplification and deamplification branches. The maximum

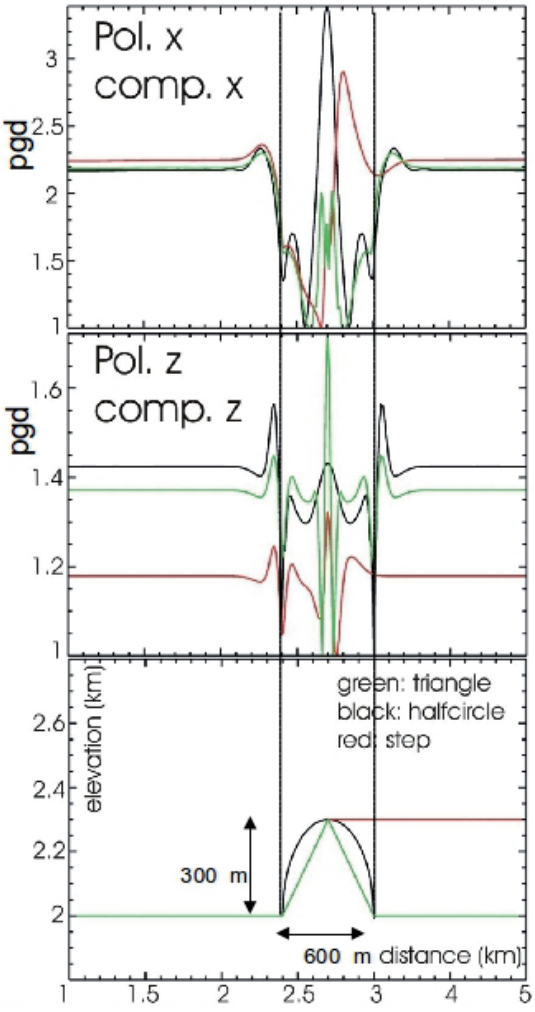


Fig. 3 – Normalized PGD along the surface of the three geometries. Red, green and black curves show the slope, the triangle and the half-circle (bottom panel). Top panel shows the PGD trend for x component and S input polarization; middle panel shows the PGD trend for z component and P input polarization.

amplification level of SSR is about 2. For vertical incidence of planar waves, the half-circle and the triangle show obviously a symmetric behavior, even if differences in the occurrence of maxima and minima of SSR can be observed between the half-circle and the triangle. As also shown by the time series, the slope-like shape displays larger SSR amplification in the right part of the model settled at higher elevation, whereas deamplified SSR values (blue color in Fig. 2) are evident at the midpoint of the x-axis which corresponds to the spatial position of the slope.

The synthetic signals have been also used to compute the horizontal-to-vertical spectra ratio (HVSR; Fig. 2). Because I kept separated the P- and S- polarization of the seismic input, the HVSR was computed as double ratio (H/Href)/(V/Vref); the term H/Href is the SSR in case of x component and S- input polarization, and the term V/Vref is the SSR computed on z component for P- input polarization. Fig. 2 (right panel) indicates a different pattern for the three geometries. The HVSR of the half-circle shows, in proximity of the uppermost vertex, strong resonance at about 2.5 and 6 Hz with amplitudes around 4. The HVSR of the triangle shows deamplification at the vertex position. Narrow patterns of amplification and deamplification start from the flank of the triangular ridge up to the flat part of the model. The HVSR of the slope still shows larger amplification in the right part of the model located at higher elevation. The maximum levels of HVSR value are 4.5 for the half-circle and the triangle, and 2.2 for the slope (Fig. 2 right panel).

The output synthetics are also used to provide insights on the topographic aggravation factor (TAF). According to the previous definition, the comparison between peak ground displacement (PGD) measured at a target receiver and PGD measured at an "ideal" site not affected by topography can be related to TAF. The distribution of PGD computed from synthetics along the topographic profile is illustrated in Fig. 3, where the PGD minima of the three geometries were normalized to 1. The receiver number #1 (placed at a progressive x of 1000 m) is accepted as "ideal" free-field site. The distributions of peak ground velocity and acceleration (PGV and PGA) were also computed after single (or double) differential of the displacement time-series, obtaining very similar trend to the PGD one.

Fig. 3 shows that the increase (or decrease) of PGD is strongly depending by the geometrical shapes and source polarization. For x component and S- source polarization (top panel of Fig. 3), the PGD reaches the same level of minimum (with respect to receiver number #1) for all the

three modeled shapes. The plateau value decreases from a value of 2.2 up to 1 (approximately at the midpoint of the geometries). The PGD peak is largest for the half-circle (black curve in Fig. 3 top panel) with the maximum amplification occurring exactly at its uppermost vertex, whereas the triangle is mostly characterized by deamplification of the ground motion (green curve in Fig 3 top panel). The slope geometry (red curve in Fig. 3 top panel), in case of x component and S-source polarization, shows a PGD increase (from 2.2 in the plateau part to 2.9) with the largest amplification occurring in a narrow zone immediately after the slope (between 2800 and 2900 m), similar to a "damage belt zone" effect.

For z component and P- source polarization (middle panel of Fig. 3), the largest PGD peak is observed for the uppermost vertex of the triangle (green curve in Fig. 3 middle panel) with value from 1.4 (plateau part of the figure) to 1.9 (vertex). The uppermost vertex of the half-circle (black curve) in this case does not modify the PGD with respect to the plateau value, whereas rapid variations of amplification and deamplification appear near the base of the half-circle geometry. The slope (red curve in Fig. 3 middle panel) shows lower deviation between PGD maxima and PGD minima than the other geometries.

The effect of the topographic shapes on PGD, as observed in the Fig. 3 for both the polarization, starts from the progressive 2200 up to 3200 m (x axis), i.e. 200 m before and after the irregular shapes. This measurement (200 m) is comparable to the half-width (300 m) of the modeled shapes, therefore their effect seems to spatially extend for a length of the same order of the half-width of the topographical irregularities.

Case-study: Mount Ocre. After the 2-D simulation of P-SV waves propagating in simple irregular shapes, the realistic topographic profile of Mount Ocre (courtesy of Antonio Avallone) was modeled. Mount Ocre (about 9 km in SE direction from L'Aquila downtown) is interesting because it is available at this site a record of the Mw 6.1 L'Aquila mainshock (on April 6, 2009) acquired by a high-rate GPS station (site named CADO with a 10 Hz as sampling rate; Avallone *et al.,* 2014). CADO is on the crest of a narrow ridge, which is elongated in the NW-SE direction bounding the Aterno river valley. Following Avallone *et al*. (2014), the vertical component of L'Aquila mainshock recorded at CADO shows a maximum subsidence of about 18 cm, and the horizontal components show a strong nearly-harmonic high-amplitude 1 Hz phase. This harmonic phase shows a maximum peak-to-peak amplitude of 36.4 cm in the east component and 22.6 cm in the north component. The particle motion in the horizontal plane results in a maximum displacement of 42.8 cm in the N+60° clockwise direction, approximately normal both to the fault strike of the region and to the ridge elongation. The horizontal polarization at 1 Hz is assumed to be a site property because is independent from the nature of the source signal. Indeed using directional H/V ratios, the same polarization resulting from the mainshock was observed from noise measurements surrounding CADO, and also from local small-magnitude earthquakes recorded by a co-located seismic station (Avallone *et al.,* 2014). The outcropping rock at CADO is fractured and weathered limestone, but the observed strong site effect at 1 Hz is not consistent with the results of array experiments conducted within the aim of the NERA Project nearby CADO (Rovelli *et al.,* 2012).

The possible role of the topography at CADO has been investigated using a 2-D model with the following parameters: Vs=1000 and Vp=2000 m/s; Qs=100 and Qp=200; mass density fixed to 2.5 g/cm^3. For simplicity and because the analysis is focused on the amplification induced by the topographic profile, the relief is modeled as having uniform rock properties and the adjacent Aterno basin is not included in the model. The ground motion amplification at Mount Ocre was estimated using the SSR approach for synthetic waveforms with respect to a reference site. The reference site was the synthetic seismogram of the same model without topography. A P-SV computation, using a different code than *specfem2D*, was also performed at this site by means of a finite-element approach in time-domain (Caserta 1998; Caserta *et al*. 2002) which adopts a triangle mesh generator (http://www.cs.cmu.edu/~quake/triangle.html). However the SSR results of the two codes (*specfem2d* and Caserta code) were very similar up to 8 Hz.

SSRs at Mount Ocre show spectral behavior similar to the one discussed previously for the basic geometries, with multiple alternation of amplification and deamplification patterns. In proximity of the crest where CADO site is located, the 2-D simulation shows ground motion amplification at high frequency (f > 3 Hz) and the amplitude is smaller than a factor of 2 around 1 Hz. Although the modelling is very simple (2-D and uniform rock), the numerical predictions suggest that the peculiar high-amplitude wave train observed at 1 Hz cannot be reproduced by lateral variations of the topography. This is true also considering the effect of nearby topographic peaks assuming a longer profile in the x direction, or reducing the velocity values by a factor of 2. SSRs computed on synthetics still indicate that no realistic velocities give amplifications comparable to the observations when uniform rock models are adopted. Avallone *et al*. (2014) commented the amplification mechanism of CADO as related to wave-guide amplification phenomena of trapped waves within a low-velocity fault zone (LVFZ). The horizontal extension of the fault zone in proximity of CADO was estimated by these authors around 650 m, and the velocity reduction within the LVFZ was around 40% with respect to the surrounding quarter-spaces.

Conclusion. Topographic effects have been investigated from spectral-element P-SV simulations considering three basic geometries (Fig. 1). The geometrical irregularities, in case of vertically incident plane waves, generate lateral propagating surface pulses and distinct patterns of amplification and deamplification, with an amplitude level mostly below 2 for SSR or below 4.5 for HVSR (Fig. 2). The pattern of amplification/deamplification is different for the horizontal and vertical components, depending on the shapes of the modeled irregularities and on polarization of the seismic input.

The output synthetics allow also to provide insights on the topographic aggravation factor (*TAF*), which is computed as the ratio of peak ground displacements (PGD) using an ideal reference site. The *TAF* pattern clearly illustrates the alternate position of amplified and deamplified values along the profile (Fig. 3). The numerical simulations show that the effect on the PGD distribution spatially extends before and after the position of the basic geometries, for a length of the same order of the half-width of the topographical irregularities (Fig. 3). Further in case of the geometrical slope, the largest amplitudes of late pulse are found in the part of the model characterized by higher elevation.

Assuming the real topography of Mount Ocre, the polarized 1 Hz amplification cannot reproduced by simple models with homogeneous velocities and taking into account only the topography. As discussed in Avallone *et al*. (2014), the observed amplification is likely related to a fault-zone effect, indicating that more advanced simulations are necessary in understating topographic effects on rock sites.

Acknowledgments. Antonio Rovelli and Antonio Avallone are gratefully acknowledged. Their constructive comments and suggestions helped to improve this work.

References

Avallone A., Rovelli A., Di Giulio G., Improta L., Ben-Zion Y., Milana G. and Cara F.; 2014: *Waveguide effects in very high rate GPS record of the 6 April 2009, Mw 6.1 L'Aquila, central Italy earthquake*. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 119(1), 490-501.

Burjánek J., Moore J.R., Yugsi Molina F.X. and Fäh D.; 2012a: *Instrumental evidence of normal mode rock slope vibration*. Geophys. J. Int., **188**(2), 559-569.

Burjánek J., Cauzzi C., Fäh D., Bard P.Y., Cornou C., Pitilakis K., Massa M., Theodulidis N. and Bertrand E.; 2012b: *Toward reliable characterization of sites with pronounced topography and related effects on ground motion*. 15 WCEE (World Conference Earthquake Engineering), Lisboa, Portugal.

Caserta A.; 1998: *A time domain finite-difference technique for oblique incidence of antiplane waves in heterogeneous dissipative media*. Annals of Geophysics, **41**(4), 617-631.

Caserta A., Ruggiero V. and Lanucara P.; 2002: *Numerical modelling of dynamical interaction between seismic radiation and near-surface geological structures: a parallel approach*. Computers & geosciences, **28**(9), 1069-1077.

CEN (Comité Européen de Normalisation) Eurocode 8; 2008: *Design of structures for earthquake resistance. Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings*.

Chaljub E., Komatitsch D., Vilotte J.P., Capdeville Y., Valette B. and Festa G.; 2007: *Spectral-Element analysis in seismology*. In R.-S. Wu and V. Maupin Editors. Advances in wave propagation in heterogeneous media, volume **48** of Advanced in Geophysics, pages 365-419, Elsevier-Academic Press, London, UK.

Fichtner A.; 2011: *Full seismic waveform modelling and inversion*. Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics, doi 10.10007/978-3-642-15807-0_4. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2011.

Hailemikael S.; 2010: *Ground motion amplification at rock sites as determined by empirical and numerical methods*. PhD Thesis, University La Sapienza, Rome, Italy.

Pagliaroli A.; 2006: *Studio numerico e sperimentale dei fenomeni di amplificazione sismica locale di rilievi isolati*. PhD Thesis, Università di Roma La Sapienza, Roma, Italy, in Italian.

Komatitsch D. and Vilotte J.P. ; 1998: *The spectral element method: an efficient tool to simulate the seismic response of 2D and 3D geological structure*. Bull. Seism. Soc. Am., **88**(2), 368-392.

Marzorati S., Ladina C., Falcucci E., Gori S., Saroli M., Ameri G. and Galadini F.; 2011: *Site effects "on the rock": the case of Castelvecchio Subequo (L'Aquila, central Italy)*. Bull. Earthquake Eng., **9**(3), 841-868.

NTC08; 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. DM 140108, Ministero delle Infrastrutture, Gazzetta Ufficiale n. 29, Rome, Italy.

Paolucci R.; 2002: *Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities*. Earth. Eng. Struct. Dyn., **31**, 1831-1853, doi:10.1002/eqe.192.

Pischiutta M., Rovelli A., Salvini F., Di Giulio G. and Ben-Zion Y.; 2013: *Directional resonance variations across the Pernicana Fault, Mt Etna, in relation to brittle deformation fields*. Geophys. J. Int., **193**(2), 986-996.

Rovelli A. *et al*.; 2012: *Geophysical surveys on basins and topographies: report and findings*. Deliverable D11.3 NERA-JRA1 project, WP11 Task 11.4, ftp://www.orfeus-eu.org/pub/NERA/Deliverables/NERA_D11.3.pdf.

Spudich P., Hellweg M. and. Lee H.K; 1996: *Directional topographic site response at Tarzana observed in aftershocks of the 1994 Northridge California earthquake: Implications for mainshocks motions*. Bull. Seismol. Soc. Am., **86**, 193-208.

LA MICROZONAZIONE SISMICA NEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)

V. D'Intinosante[1], GDL-Fivizzano[2]

[1] Settore Sismica, Regione Toscana, Firenze, Italia

[2] Il GDL (Gruppo di Lavoro) Fivizzano: M. Baglione, V. D'Intinosante, F. Vannini, P. Fabbroni, L. Nistri (Settore Sismica, Regione Toscana); A. Puccinelli, G. D'Amato Avanzi (Dipartimento Scienze della Terra – Università di Pisa); G. Naso (Dipartimento della Protezione Civile Nazionale, Ufficio rischio sismico – Roma); G. Cavuoto, V. Di Fiore, N. Pelosi, M. Punzo, D. Tarallo (CNR– IAMC di Napoli); S. Piscitelli, A. Perrone, J. Bellanova, G. Calamita (CNR– IMAA di Potenza); M. Moscatelli, A. Pagliaroli, M. Simionato, D. Pileggi, A. Avalle (CNR– IGAG di Roma); G. Vessia (INGEO – Università di Chieti); G. Ginesi (Ufficio Cave e Ambiente – Comune di Fivizzano, MS)

Introduzione. La Regione Toscana ha avviato a partire dal 1997, il Programma di Valutazione Effetti Locali (denominato Programma VEL), finalizzato all'acquisizione di dati geologici, geotecnici e geofisici in corrispondenza dei principali centri abitati, ubicati nelle aree a maggior pericolosità sismica del territorio regionale (Ferrini *et al*., 2007).

In particolare, la gran mole di dati di prospezione diretta ed indiretta del sottosuolo (D'Intinosante *et al*., 2014), ha consentito la realizzazione di studi di microzonazione sismica di dettaglio (definita di "terzo livello" nell'ambito degli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica", di seguito indicato con la sigla ICMS), fornendo un importante modello geologico-tecnico delle aree di studio, assolutamente necessario per analizzare in maniera analitica la risposta sismica locale a livello areale in assetto perlomeno bidimensionale.

Tali attività, afferenti al settore multidisciplinare della prevenzione sismica, sono previste in ambito regionale dalla L.R. 58/2009 comma 1b e vengono svolte attualmente nel rispetto dei criteri e delle modalità operative previsti dagli ICMS.

Mediante i finanziamenti erogati principalmente con l'OPCM 3907/2010 e s.m.e i. è stato possibile finalizzare gli studi di microzonazione sismica di terzo livello (anche definita MS3) nelle località riportate in Tab. 1. Ai centri abitati elencati in tabella, sono da aggiungere i Comuni

di Castelnuovo Garfagnana (LU) e Vicchio (FI) per i quali sono state già realizzate le analisi di risposta sismica mono e bidimensionali ed è attualmente in fase di conclusione lo studio di microzonazione sismica di terzo livello.

Tra i comuni "pilota" del Programma VEL va sicuramente annoverato il centro abitato di Fivizzano (MS), ubicata nel distretto sismico della Lunigiana. A seguito dell'evento sismico del 21 giugno 2013 (Magnitudo Ml=5.2), avente come epicentro proprio il territorio comunale di Fivizzano, di concerto con il Dipartimento della Protezione Civile nazionale, è stato costituito un Gruppo di Lavoro multidisciplinare (di seguito GdL Fivizzano) avente come obiettivo finale la realizzazione dello studio di microzonazione sismica di livello 3 sull'area del capoluogo.

La presente nota ha lo scopo di illustrare sinteticamente le attività del GdL, evidenziando le procedure che hanno portato alla realizzazione dello studio e le criticità riscontrate. Infine, viene avanzata una proposta sull'utilizzo dei risultati di uno studio di microzonazione sismica di terzo livello in fase progettuale.

Dal modello di sottosuolo alla microzonazione sismica di primo livello. L'importante campagna di indagini, illustrata sinteticamente in Tab. 2, ha permesso la definizione del migliore modello geologico-tecnico possibile per il centro abitato di Fivizzano.

A tal fine, nell'ambito delle attività svolte dal GdL Fivizzano, è stata realizzata una ricostruzione di dettaglio della geologia di superficie, consistita nella produzione di una carta geologica in scala 1:2000 corredata da 5 sezioni geologico-tecniche (D'Intinosante *et al*., 2014).

Tab. 1 - Elenco dei comuni già dotati di studi di microzonazione sismica di livello 3. Per Università di Pisa si intenda il Dip.to di Ingegneria dell'Energia, dei Sistemi, del Territorio e delle Costruzioni dell'Università di Pisa; per Università di Firenze si intenda Dip.to di Ingegneria Civile e Ambientale (DICEA) dell'Università di Firenze; per Regione Toscana si intenda il Settore Sismica, Ufficio Prevenzione sismica.

Comune	Località interessate	Soggetto realizzatore delle analisi di RSL	Soggetto realizzatore delle cartografie di MS di Livello III
Villa Collemandina (LU)	Capoluogo e Corfino	DESTEC Università di Pisa	Regione Toscana
Barberino di Mugello (FI)	Capoluogo e Galliano	DICEA Università di Firenze	Regione Toscana
Poppi (AR)	Capoluogo e Porrena	Regione Toscana	Regione Toscana
Sestino (AR)	Capoluogo	Regione Toscana	Regione Toscana
Scarperia (FI)	Capoluogo	Regione Toscana	Regione Toscana
San Godendo (FI)	Capoluogo e Castagno d'Andrea	Regione Toscana	Regione Toscana
Palazzuolo sul Senio (FI)	Capoluogo	Regione Toscana	Regione Toscana
Firenzuola (FI)	Capoluogo	Regione Toscana	Regione Toscana
Sillano (LU)	Capoluogo	Regione Toscana	Regione Toscana
Fivizzano (MS)	Capoluogo	GdL Fivizzano	GdL Fivizzano

La buona caratterizzazione sismostratigrafica dell'area di studio ha permesso, nell'ambito delle attività previste nello studio di microzonazione sismica di primo livello ed in considerazione del peculiare assetto litostratigrafico dell'area, una buona discretizzazione in termini di zonazione qualitativa (definizione delle microzone in prospettiva sismica).

A titolo d'esempio, per quanto attiene alla carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS), l'area del centro abitato di Fivizzano ricadente nelle zone stabili suscettibili di amplificazione è stata distinta in 18 microzone (in Fig. 1 è illustrato un estratto della MOPS di

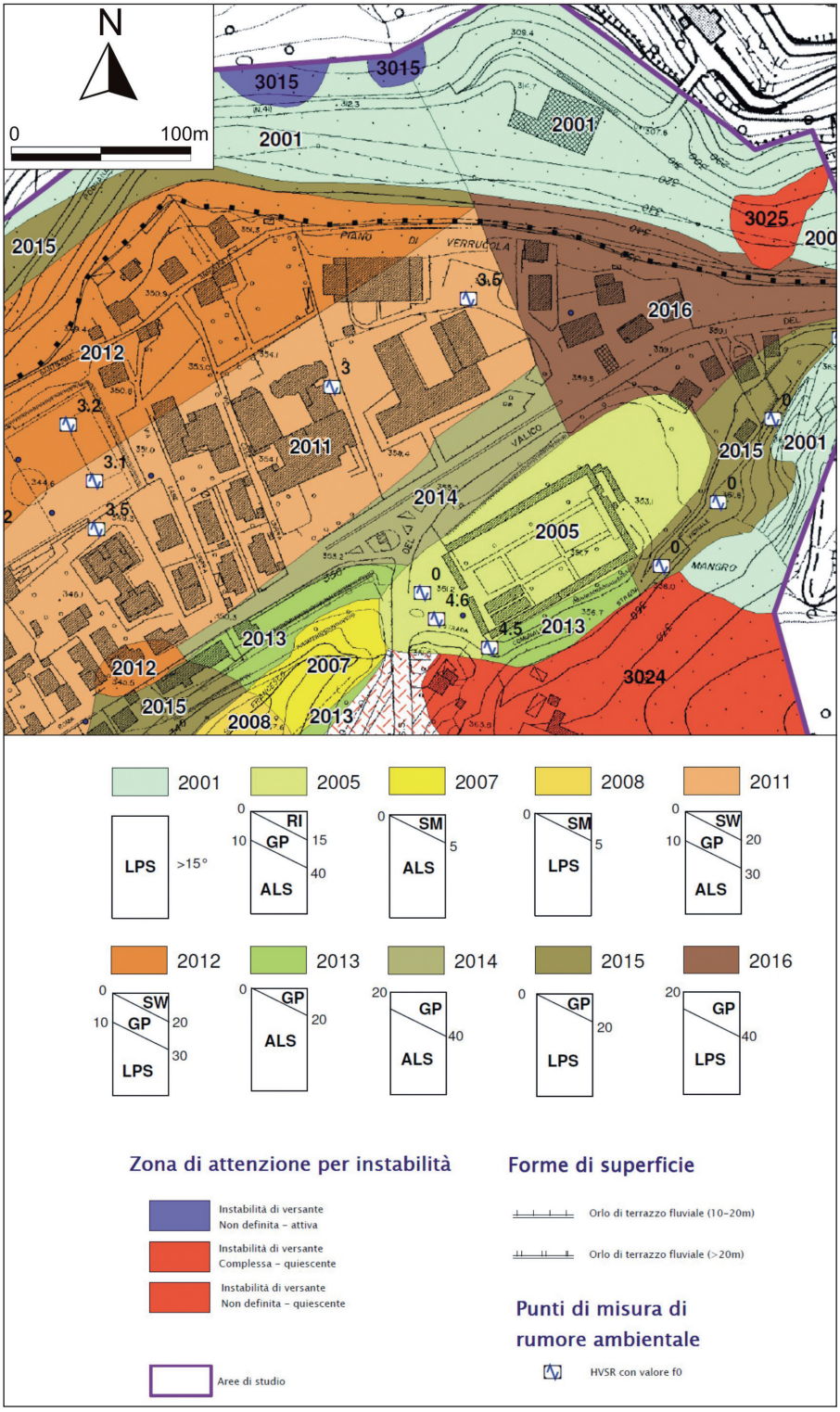


Fig. 1 – Stralcio della Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) per il settore settentrionale dell'area di studio.

Fivizzano relativo al settore nord del centro abitato), caratterizzate da un'estensione pari all'88.7% del totale dell'area indagata (pari a 0.734 km^2). Tra queste microzone, quelle caratterizzate dalla presenza di substrato sismico affiorante o sub affiorante in contesti morfologici connotati da pendenze superiori a 15°, costituiscono il 10.74% del totale.

Le rimanenti aree stabili suscettibili di amplificazione derivano dalla presenza di numerose combinazioni di successioni sismostratigrafiche con presenza di una non trascurabile variabilità sia per quanto riguarda gli spessori delle coltri sismiche sia in termini di caratteristiche fisico-meccaniche delle coperture e del substrato sismico.

Le aree stabili sono di limitata estensione (0.5% del totale dell'area indagata) e corrispondono agli affioramenti, nel settore centro-meridionale dell'area, dei Calcari del Groppo del Vescovo (CGV) in condizione sub pianeggiante.

Invece, le zone instabili, che nell'area indagata sono costituite esclusivamente da fenomeni gravitativi attivi o quiescenti, raggiungono il 10.8% del totale.

Le microzone stabili hanno una dimensione media di 0.001 km^2 mentre quelle suscettibili di amplificazione mostrano una dimensione media delle microzone pari a 0.014 km^2.

Per le aree instabili, il valore medio di estensione areale delle microzone è 0.007 km^2. Tali valori, in virtù di quanto precedentemente indicato, sono nettamente inferiori al valore medio nazionale (Castenetto *et al*., 2014).

Le forme di superficie rinvenute nella ricostruzione del modello geologico dell'area e rappresentate nella Carta delle MOPS sono costituite nell'area da orli di terrazzo fluviale con altezze comprese sia entro i 20 m sia superiori.

Tab. 2 - Prospetto sintetico delle indagini geologico-tecniche eseguite dal 2000 nel centro abitato di Fivizzano nell'ambito dello studio di caratterizzazione sismica dei terreni e di definizione del modello geologico-tecnico dell'area.

TIPOLOGIA INDAGINE	n°
Sondaggi geognostici	23
Prove down-hole in onde P ed SH	11
Sismica a rifrazione in onde P ed SH	27
Sismica a rifrazione (tomografie in onde P)	4
Sismica a riflessione HR in onde P	6
Sismica a riflessione HR in onde SH	2
Prove MASW	13
Stendimenti di sismica passive in array (ESAC)	4
Misure di rumore a stazione singola	45
Monitoraggio sismico (weak motions)	13
Tomografia elettrica (ERT)	4
TOTALE	92

La microzonazione sismica di terzo livello: correlazione tra microzonazione sismica di primo (MS1) e terzo livello (MS3). Nell'area del centro abitato di Fivizzano sono state condotte analisi di risposta sismica locale in assetto bidimensionale mediante in software QUAD4M (Hudson *et al*., 1994) su 318 punti di output, scelti per una rappresentazione pressoché continua dell'amplificazione locale su 5 sezioni geologico-tecniche ricostruite nell'ambito della definizione del modello geologico dell'area (D'Intinosante *et al*., 2014).

Sulle 5 sezioni geologico-tecniche sono stati definiti 49 punti su cui sono state considerate le verticali sottostanti con le loro successioni litostratigrafiche e sono state eseguite, a scopo di confronto, analisi di risposta sismica in assetto monodimensionale mediante il software

monodimensionale 1D STRATA (Kottke and Rathje, 1998). Le analisi hanno prodotto risultati in termini di accelerogrammi e spettri di risposta elastici (al 5% di smorzamento).

Sono stati calcolati, per scegliere il parametro in grado rappresentare meglio l'amplificazione locale nell'area di studio e poter, conseguentemente, provvedere all'estensione areale del dato, sei differenti fattori di amplificazione, tra i quali è stato scelto il parametro *FHa0105*:

$$FHa_{(0,1\div0,5)} = \frac{\int_{0,1}^{0,5} PSA_{out}\ (T)dT}{\int_{0,1}^{0,5} PSA_{in}\ (T)dT} \qquad (1)$$

Tale fattore di amplificazione viene calcolato come rapporto tra gli integrali (nel caso in esame con estremi 0.1 s e 0.5 s) in pseudoaccelerazione dell'output rispetto all'input.

La scelta del range di integrazione è stata effettuata sia tenendo conto delle caratteristiche del patrimonio edilizio esposto al rischio sia in considerazione del fatto che l'amplificazione sismica in tutte le analisi effettuate non eccede mai periodi superiori a 0.8 s ed assume particolare rilievo per T<0.5 s.

La scelta è ricaduta sul fattore *FHa* principalmente per dare continuità con le scelte fatte in riferimento alle microzonazioni sismiche di terzo livello in precedenza effettuate in Regione Toscana ed anche in considerazione del fatto che nella progettazione la definizione dell'azione sismica viene fatta a partire dallo spettro di risposta in pseudoaccelerazione e non in pseudovelocità.

Nel centro abitato di Fivizzano, comunque, i risultati in termini di *FHa* trovano una buona correlazione con quanto desunto dalla rappresentazione del fattore *FA* (ICMS, 2008) ed un ottimo accordo con il fattore *FH* (Housner, 1959).

Ai fini dell'estensione areale del dato, nei settori dell'area di studio non coperti dalle sezioni geologico-tecniche e, quindi, sprovvisti dei dati di output delle analisi numeriche, si è dovuto ricorrere ad estrapolazione areale.

Tale processo, di per sé estremamente delicato ed esposto alla soggettività del soggetto realizzatore, è stato effettuato mediante l'ausilio combinato della cartografia geologico-tecnica e della cartografia MOPS. A tal proposito si tenga presente che in linea di massima può esistere una correlazione tra microzone relative ai due livelli di approfondimento, sebbene questo processo di correlazione (nell'ambito dell'estensione del dato) debba essere effettuato in maniera non automatica ma doverosamente critica.

Il modello logico su cui si è basata l'estrapolazione areale dei dati di amplificazione è stato il seguente:

1. rappresentazione su mappa di tutti i punti di output delle modellazioni dinamiche effettuate, con il relativo valore di *FHa0105*;
2. individuazione del contesto sismostratigrafico alla base di ogni valore di FHa0105 desunto;
3. identificazione sulle cartografie tematiche esistenti (in particolare geologico-tecniche e MOPS) di analoghe condizioni sismostratigrafiche su aree non coperte da analisi di risposta sismica locale.
4. Se in tali aree sono presenti, comunque, indagini sismiche attive e/o passive è opportuno, nel processo di estrapolazione, tener conto dei risultati di tali indagini. Particolarmente utile può essere il confronto tra curve H/V derivanti da indagini di sismica passiva a stazione singola e funzioni di amplificazione (rapporto tra spettro di output e di input) relative alle analisi di risposta sismica locale, pur tenendo conto delle differenze tra le due procedure, soprattutto in termini di entità delle sollecitazioni e di non linearità nella risposta dinamica del deposito (simulata nelle analisi di risposta sismica locale mediante modelli lineari equivalenti di tipo iterativo);

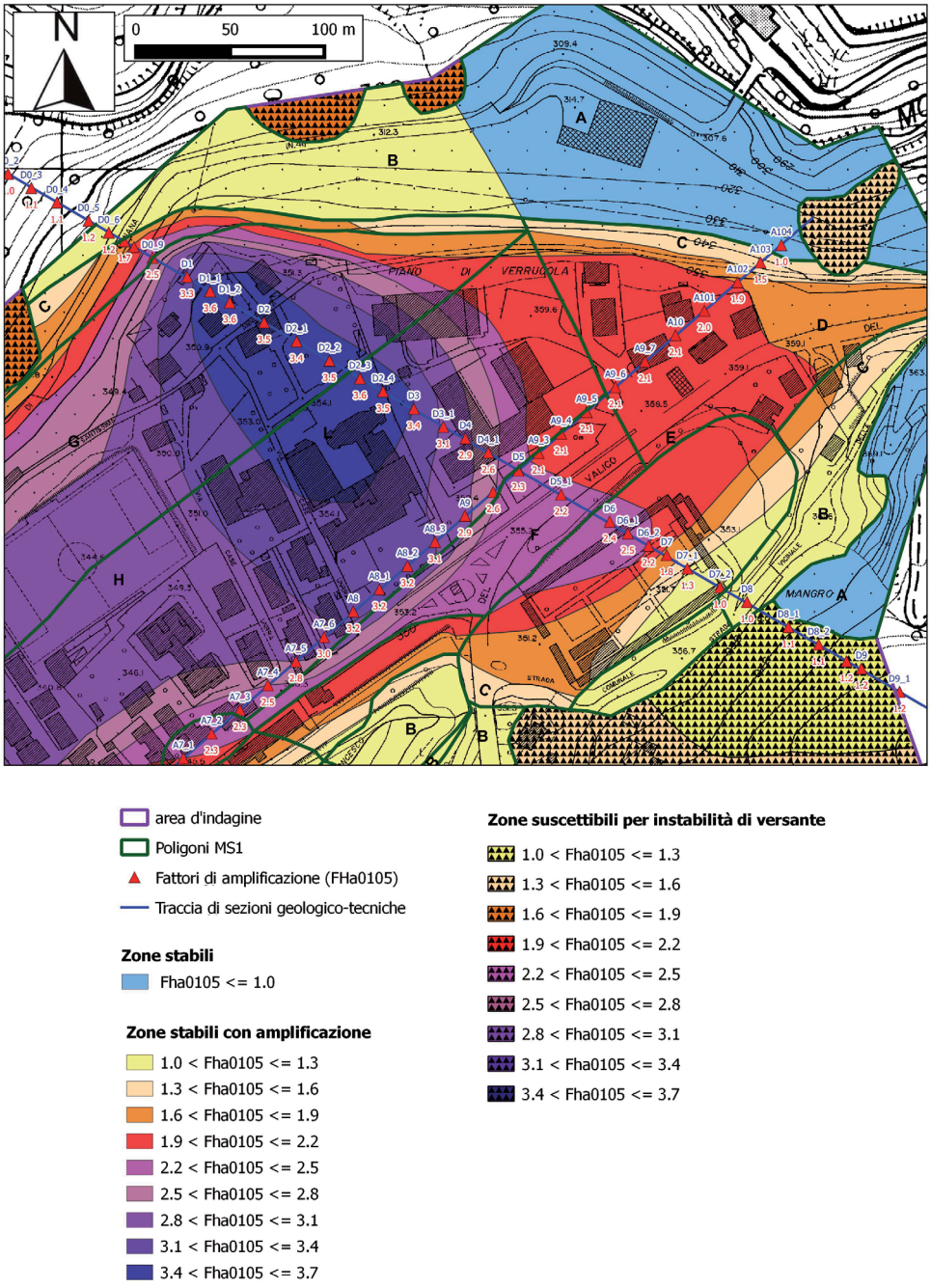


Fig. 2 – Stralcio della Carta di microzonazione sismica di terzo livello (MS3) per il settore settentrionale dell'area di studio. Ai fini di confronto, sulla carta in verde sono riportati i bordi delle Microzone Omogenee relative alla microzonazione di livello 1, visualizzabile in Fig. 1.

5. raggruppamento di situazioni tipologiche ed amplificative similari mediante la discretizzazione dell'area in classi distinte da differenti intervalli di *FHa0105*;
6. rappresentazione della cartografia prodotta mediante software operante in ambiente GIS.

Nella Carta di microzonazione sismica di terzo livello (di cui è illustrato uno stralcio in Fig. 2), la dimensione delle zone stabili con amplificazione locale, differenziate sulla base sia del livello di amplificazione sia del "tipo_z" (ovvero il peculiare assetto sismostratigrafico) si riduce notevolmente, rispetto alla cartografia di livello 1 precedentemente descritta, passando a valori di 0.004 km^2 come media e 0.002 km^2 come valore mediano. Il numero delle zone è 166.

Accorpando le predette zone sulla base esclusivamente del range di amplificazione, derivante dall'analisi degli spettri di risposta elastici, il numero delle microzone si riduce a 10, con conseguente aumento della dimensione media delle microzone, pari a 0.06 km^2 (ben al di sotto, comunque, del valore medio estrapolato dalle realizzazione della carta delle MOPS).

Nell'area di Fivizzano è possibile notare la presenza di amplificazioni sismiche molto differenziate con presenza diffusa di aree stabili caratterizzate da elevata amplificazione sismica. Dall'osservazione dello stralcio di carta di MS3 in Fig. 2 si può notare come l'amplificazione passi da bassi valori (compresi tra 1 ed 1.3) nelle zone prossime all'affioramento del bedrock sismico e geologico, dove gli spessori delle coperture sono esigui, fino a valori massimi anche superiori a 3.7 (ad esempio la zona L in Fig. 2) in corrispondenza del terrazzo alluvionale su cui poggia in quasi la sua interezza il centro abitato di Fivizzano.

Tale livello molto elevato dell'amplificazione sismica deriva dalla compresenza di fattori monodimensionali (successioni sismostratigrafiche connotate da elevato contrasto d'impedenza) e bidimensionali (legati sia alle morfologie sepolte, sia ad aspetti morfologici superficiali).

I fenomeni gravitativi attivi e quiescenti sono stati valutati, allo stato attuale, solo sulla base delle loro caratteristiche in termini di amplificazione locale, mentre, a causa dell'assenza di una mirata caratterizzazione geotecnica pregressa, si è preferito rimandare a prossimi sviluppi dello studio la loro valutazione in termini di stabilità in condizioni statiche e dinamiche, non avendo avuto la possibilità nell'ambito del presente studio di procedere ad approfondimenti in tal senso.

Proposta di utilizzo dei dati della MS3 in fase progettuale. I risultati della microzonazione sismica di terzo livello, terminato il processo di controllo e validazione, saranno inseriti come elemento del quadro conoscitivo comunale nell'ambito della revisione dello strumento urbanistico, determinando condizioni di fattibilità collegata alla pericolosità sismica.

Sulla base del vigente regolamento regionale (Regolamento n.53R del 25/10/2011), la carta di microzonazione sismica sarà convertita in carta di pericolosità sismica; a livello urbanistico sono previsti quattro gradi di pericolosità: dalla pericolosità S1 riferita a zone con assenza di amplificazione fino al grado di pericolosità S4 relativa alle aree con presenza di fenomeni gravitativi attivi e zone suscettibili di instabilità di versante attiva e terreni suscettibili di liquefazione dinamica in comuni classificati in zona sismica 2.

Gli studi di microzonazione sismica di terzo livello possono fornire anche alcuni strumenti e/o indicazioni per le fasi successive a quelle pianificatorie. Ad esempio, è possibile notare alcune analogie tra i prodotti finali (tipicamente accelerogrammi e spettri di risposta elastici) di uno studio di MS3 e quelli inerenti la valutazione dell'azione sismica di progetto.

In aree, come quella di Fivizzano, in cui la MS3 restituisce microzone stabili con amplificazione con limitata estensione areale (valore medio 0.06 km^2) ed in cui è presente una dettagliata definizione dell'azione sismica sia da un punto di vista qualitativo che quantitativo, è possibile (in aggiunta a quanto previsto dagli ICMS) fornire per ogni microzona uno spettro caratteristico, utile a rappresentare in quel determinato ambito areale l'azione sismica di progetto.

A puro titolo d'esempio, in Fig. 3 è illustrato uno spettro caratteristico estrapolato per la microzona H rappresentata in Fig. 2. Questo spettro (in verde in figura) è stato ricavato dalla lisciatura dello spettro medio associato alla microzona (in rosso in figura) secondo la procedura indicata negli ICMS2008 e meglio specificata da Pergalani e Compagnoni (2014).

Questo spettro si riferisce ad un periodo di ritorno di 475 anni e, pertanto, in termini di periodo di ritorno può essere paragonato allo spettro semplificato di normativa (Categoria di sottosuolo B per l'area in esame, in nero in Fig. 2) relativo all'azione sismica allo Stato Limite

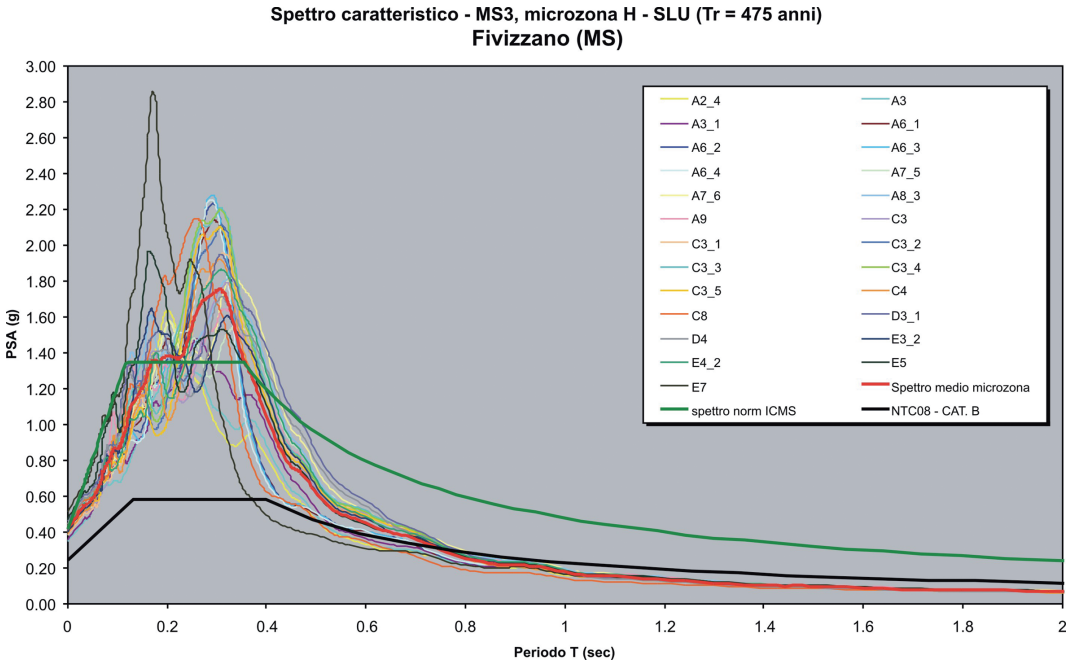


Fig. 3 – Esempio di spettro caratteristico lisciato relativo alla Microzona H (MS3).

di Salvaguardia della Vita (SLV) per un edificio "ordinario" (Vita nominale VN = 50 anni e Classe d'uso CU = II).

Oltre all'analisi "ufficiale" della MS3, caratterizzata da un periodo di ritorno tipicamente di 475 anni, bisognerà realizzare analoghe analisi imponendo come input sismico accelerogrammi spettro-compatibili per periodi di ritorno propri dello Stato Limite di Esercizio (es. Stato limite di Danno, SLD), che nel caso specifico corrispondono ad un Tr=50 anni. Mediante questa non eccessiva estensione d'analisi sarà possibile ricavare spettri caratteristici utilizzabili per SLE.

Infine, preme sottolineare alcune regole base per un corretto utilizzo degli spettri caratteristici:

- si ritiene opportuno che tale approccio sia consentito per progetti caratterizzati al massimo da classe d'uso II (opere ordinarie). Per opere caratterizzate da classe d'uso superiore (opere strategiche e rilevanti) e ricadenti in aree definite a medio-elevata pericolosità sismica (sulla base dei vigenti regolamenti urbanistici regionali) sarà necessario rendere obbligatoria la stima dell'azione sismica di progetto mediante adeguate analisi di risposta sismica locale;
- l'utilizzo degli spettri caratteristici dovrebbe essere vincolato alla verifica, a cura del professionista incaricato della stima dell'azione sismica di progetto, della conformità del modello di sottosuolo (in termini di affidabilità, significatività e rappresentatività delle analisi effettuate) in corrispondenza del sito di progetto con quello tipico della microzona, anche in riferimento alla quota di riferimento dell'opera in progetto;
- l'utilizzo degli spettri dovrebbe essere, inoltre, subordinato al rispetto di un indice di qualità, opportunamente definito, che valuti la qualità degli studi di livello 3 in particolare in ragione della densità e qualità delle indagini geotecniche e geofisiche utilizzate per la definizione del modello di sottosuolo.

Si ritiene opportuno l'utilizzo (in maniera diretta mediante la definizione di spettri caratteristici e/o indiretta mediante la prescrizione dell'obbligatorietà in determinati contesti di stima dell'azione sismica mediante analisi di risposta sismica locale) dei prodotti di output di

una analisi dettagliata di microzonazione sismica (livello 3) ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto per opere ordinarie.

Solo in questa maniera sarà possibile incentivare la realizzazione di tali studi da parte delle Amministrazioni comunali in fase di revisione degli strumenti urbanistici, soprattutto quando la microzonazione sismica di terzo livello sarà intesa come implementazione di studi di livello 1 già realizzati e recepiti a livello urbanistico.

Altrimenti (ma tale considerazione va doverosamente interpretata sulla base dei differenti regolamenti regionali in materia urbanistica), si ritiene che i comuni che abbiano già adeguato per la parte sismica il loro quadro conoscitivo mediante studi di MS di livello 1, siano difficilmente intenzionati in fase di revisione ad implementare tale studio portandolo a livelli più elevati, per i quali è necessario un maggiore impegno computazionale ed economico.

Bibliografia

Castenetto S., Bramerini F., Naso G., Imprescia P.; 2014: Programma di Microzonazione Sismica in Italia: considerazioni preliminari sui dati raccolti. Atti del XXXIII Convegno Nazionale GNGTS, Bologna.

Decreto del Presidente della Giunta Regionale 25 ottobre 2011, n.53/R: *Regolamento di attuazione dell'articolo 62 della legge regionale 3 gennaio 2005, n.1 (Norme per il governo del territorio) in materia di indagini geologiche*. Regione Toscana.

D'Intinosante V., GdL Fivizzano; 2014: Definizione del modello integrato di sottosuolo propedeutico alla realizzazione di studi di microzonazione sismica di livello 3 nel centro abitato di Fivizzano (MS). Atti del XXXIII Convegno Nazionale GNGTS, Bologna.

DM 14.1.2008. Norme tecniche per le Costruzioni.Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana 29.

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danise S., Di Lillo R., Fabbroni P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S. Calosi E.; 2007: Le attività della Regione Toscana per la valutazione degli effetti locali dei terreni: il programma regionale V.E.L. XII Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Pisa 10-14 giugno 2007.

Housner G.W.; 1959: Behaviour of structures during earthquakes. Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, Vol.85, N. EM14, pp. 109-129.

Hudson M, Idriss IM, Beikae M: 1994: QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base. Dpt. of Civil and Environmental Eng., Univ. of California Davis, Davis California

ICMS - Gruppo di lavoro MS,; 2008: Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 3 vol. e DVD.

Kottke A. R., Rathje E.M.; 2008: *Technical Manual for Strata*. PEER 2008/10;

Pergalani F., Compagnoni M.; 2014: Spettri di risposta e Norme Tecniche per le Costruzioni. La microzonazione sismica dell'area urbana di Umbertide. Regione Umbria Servizio Geologico e Sismico, Publisher: Regione Umbria Servizio Geologico e Sismico, Editor: Dimensione Grafica Spello, ISBN: 978-8-896-27719-5

ANALISI DI RISPOSTA SISMICA LOCALE DEL CENTRO ABITATO DI FIVIZZANO (MS)

V. D'Intinosante[1], GDL-Fivizzano[2]

[1] Settore Sismica, Regione Toscana, Firenze, Italia

[2] Il GDL (Gruppo di Lavoro) Fivizzano: M. Baglione, V. D'Intinosante, F. Vannini, L. Nistri, P. Fabbroni (Settore Sismica, Regione Toscana); A. Puccinelli, G. D'Amato Avanzi (Dipartimento Scienze della Terra – Università di Pisa); G. Naso (Dipartimento della Protezione Civile Nazionale, Ufficio rischio sismico – Roma); G. Cavuoto, V. Di Fiore, N. Pelosi, M. Punzo, D. Tarallo (CNR– IAMC di Napoli); S. Piscitelli, A. Perrone, J. Bellanova, G. Calamita (CNR– IMAA di Potenza); M. Moscatelli, A. Pagliaroli, M. Simionato, D. Pileggi, A. Avalle (CNR– IGAG di Roma); G. Vessia (INGEO – Università di Chieti); G. Ginesi (Ufficio Cave e Ambiente – Comune di Fivizzano, MS)

Introduzione. Il centro abitato di Fivizzano, ubicato nell'area sismica della Lunigiana (Toscana settentrionale) è già da molti anni oggetto di studi "pilota" finalizzati alla definizione del modello geologico-tecnico del sottosuolo e conseguente valutazione della risposta sismica locale (D'Intinosante, 2003; Rainone *et al*., 2004; Cherubini *et al*. 2004, 2006).

Queste attività, avviate alla fine degli anni '90 nell'ambito del Progetto VEL (Ferrini *et al*., 2007) sono state utilizzate come base conoscitiva di partenza per l'attività di microzonazione di terzo livello effettuata dal Gruppo di Lavoro multidisciplinare (denominato GdL Fivizzano) costituitosi nel 2013.

Il GdL Fivizzano, istituito dalla Regione Toscana di concerto con il Dipartimento della Protezione Civile nazionale, è pervenuto ad una stima quantitativa dell'amplificazione locale nel centro abitato di Fivizzano, mediante le seguenti fasi di analisi:

1. definizione del modello di sottosuolo definitivo dell'area (D'Intinosante *et al*., 2014) mediante l'analisi integrata dei dati geologici di superficie e di sottosuolo sia pregressi (campagne d'indagine 2000-2006) che di nuova elaborazione (2013-2014);
2. realizzazione di analisi di risposta sismica locale monodimensionali e bidimensionali e calcolo di diversi fattori di amplificazione al fine di individuare i più idonei per la quantificazione dell'amplificazione nell'area d'indagine;
3. estrapolazione areale dei risultati ottenuti in termini di fattori di amplificazione e conseguente definizione della carta di Microzonazione sismica di terzo livello.

La presente nota si propone di illustrare sinteticamente le attività riportate al precedente punto 2, discutendo le scelte metodologiche effettuate durante il complesso lavoro di ricostruzione del modello fisico-tecnico di sottosuolo e della sua trasposizione in modello numerico, finalizzato alle analisi di risposta sismica locale.

Modello numerico e risultati delle analisi di risposta sismica locale. L'input sismico è stato definito mediante la procedura messa a punto dall'Università di Pavia nell'ambito di un Accordo di Collaborazione Scientifica con la Regione Toscana (http://www.regione.toscana.it/speciali/rischio-sismico/banche-dati).

In tale ambito è stato sviluppato il codice di calcolo SCALCONA 2.0 (*SCALing of COmpatible Natural Accelerograms*) che, in funzione del sito e del periodo di ritorno considerato, restituisce una combinazione di sette accelerogrammi compatibili con gli spettri NTC08 per condizioni di roccia piana affiorante (Cat. A – T1) (Zuccolo *et al*., 2011, 2012, 2014; Rota *et al*., 2012).

In particolare, per tutto il territorio toscano, è possibile selezionare differenti periodi di ritorno (30, 50, 72, 101, 140, 201, 475, 712 e 949 anni). Ai fini della microzonazione sismica del centro abitato di Fivizzano per l'input sismico è stato scelto un periodo di ritorno di 475 anni, in accordo con altri studi nazionali ed internazionali (Ansal *et al*., 2009).

Definito il modello di sottosuolo in termini sia di caratteristiche morfologiche e geometriche sepolte sia di parametrizzazione dinamica dei terreni (D'Intinosante *et al*., 2014) si è proceduto ad una preliminare disamina di alcune delle verticali di output, mediante analisi numeriche monodimensionali, al fine di stabilire quale fosse l'ottimale quota di imposizione dell'input (bedrock sismico) tra due ipotesi di lavoro proposte al GdL.

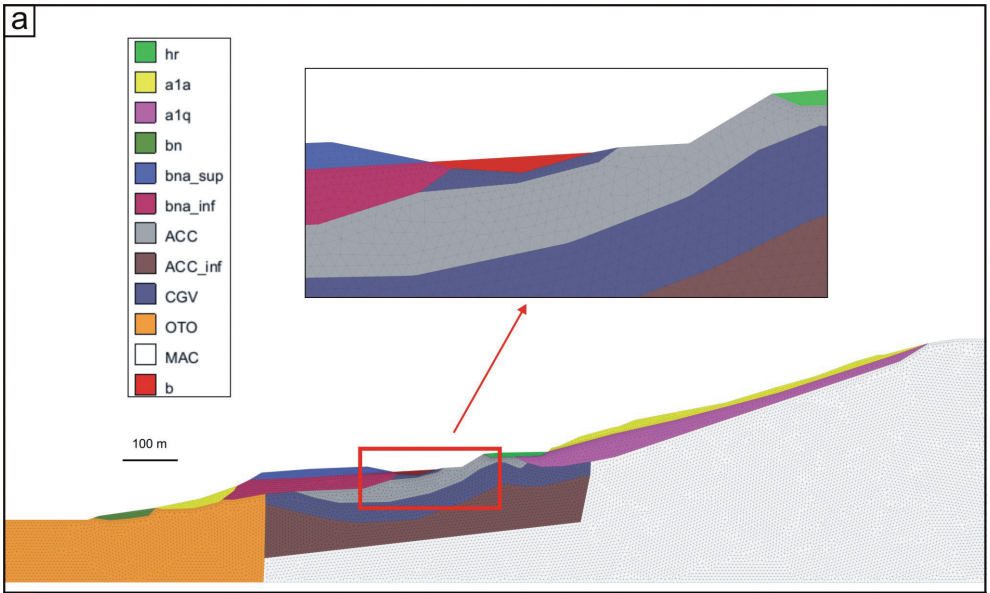
Secondo la prima ipotesi, definita "superficiale", l'input sismico è stato posto in corrispondenza della prima formazione rocciosa (con $V_S \geq 800$ m/s) incontrata al di sotto delle coperture alluvionali-detritiche; le quote corrispondenti a questi contatti sono molto variabili all'interno della zona di studio. La seconda ipotesi di lavoro è stata definita "profonda" ed è consistita nella imposizione dell'input sismico in corrispondenza della formazione del Macigno (MAC). Essa per quasi tutta l'interezza dell'area di Fivizzano è sottostante alle formazioni argillitiche e calcaree dell'Unità alloctona di Canetolo. La prima ipotesi presenta il vantaggio di utilizzare un'ottima caratterizzazione fisico-meccanica di tutte le formazioni interessate, ampiamente raggiunte dalle indagini geofisiche eseguite. Nella seconda ipotesi, aumentando notevolmente la profondità d'interesse, diminuiscono progressivamente con la profondità la qualità e la quantità dei dati disponibili, con conseguenti maggiore ignoranza incertezza sui reali valori dei parametri nel modello di input assunti nelle analisi numeriche.

Dopo l'analisi numerica 1D preliminare, nonostante le maggiori incertezze associate all'assetto profondo, è stata scelta la seconda ipotesi poiché ha consentito una maggiore omogeneità di analisi tra le differenti sezioni (unico bedrock sismico posto a quote comparabili)

ed una maggiore coerenza nei confronti dell'assetto stratigrafico dell'area fivizzanese. Inoltre, l'analisi "profonda" ha mostrato risultati in termini di spettri di risposta elastici sempre più conservativi dell'ipotesi "superficiale".

Le analisi di risposta sismica locale sono state eseguite in assetto bidimensionale, mediante l'ausilio del software agli elementi finiti QUAD4M (Hudson *et al.*, 1994) che modella la non linearità dei terreni mediante un approccio lineare equivalente.

a



b

MEDIA SEZIONE C-C'

Litologia	Vp (m/s)	Vs (m/s)	Rapporto Poisson	Peso di volume (kN/mc)	curve dinamiche (G/G0 e D)
hr (riporto)	435	180	0.40	18.0	riporto - Garfagnana
a1a (frana attiva) - a1q_sup	1800	520	0.45	21.6	Rollins et al. 1998 (gravel)
a1q_inf (frana in roccia quiesciente)	1810	980	0.29	22.5	macigno Castelnuovo
b (alluvioni attuali)	1100	300	0.46	19.0	Alluvioni recenti Lunigiana
bn (alluvioni terrazzate recenti)	1385	560	0.40	20.0	Rollins et al. 1998 (gravel)
bna sup (Alluvioni terrazzate antiche - livello sup)	848	468	0.25	20.0	Rollins et al. 1998 (gravel)
bna inf (Alluvioni terrazzate antiche - livello inf)	1225	678	0.28	21.6	Rollins et al. 1998 (gravel)
ACC (Argille e Calcari di Canetolo)	3135	1230	0.41	22.5	linear D= 0.5%
ACC_inf (Argille e Calcari di Canetolo)	3150	1475	0.36	23.0	linear D= 0.5%
CGV (Calcari del Groppo del vescovo)	3465	1667	0.34	23.0	linear D= 0.5%
OTO (Flysch di Ottone)	2975	1290	0.38	23.0	linear D= 0.5%
MAC (Arenarie del Macigno)	3600	1780	0.34	24.0	linear D= 0.5%

c

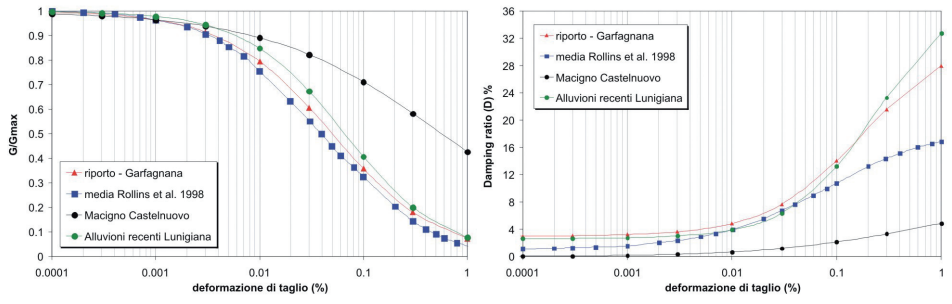


Fig. 1 – Modello geologico-tecnico di input relativo alla sezione C-C' ed implementato per le analisi di risposta sismica bidimensionale nel centro abitato di Fivizzano (MS): a) modello discretizzato della sezione; b) parametri fisico-meccanici in campo dinamico associati ai litotipi oggetto di analisi; c) curve dinamiche di degradazione del modulo di taglio (G/G0) e del damping (D) utilizzate nelle modellazioni mono e bidimensionali.

In Fig. 1a è possibile osservare una delle 5 sezioni geologico-tecniche (sezione C-C') sottoposte ad analisi di risposta sismica locale, in cui le formazioni oggetto di analisi sono state discretizzate mediante elementi finiti triangolari, le cui dimensioni massime sono state selezionate secondo la regola (Kuhlemeyer e Lysmer, 1973):

$$Dmax = \lambda / k = (T\ Vs)/k \quad (1)$$

dove *Vs* è la velocità di propagazione delle onde di taglio (ricavata dalle indagini geofisiche dirette ed illustrate per la sezione C-C' in Fig. 1b, dove è possibile osservare un prospetto sintetico dei parametri meccanici associati ad ogni litotipo), *T* è il periodo corrispondente alla più corta onda sismica propagabile e posto pari a 0.05 s (frequenza massima propagata pari a 20 Hz). Tale periodo è quindi il minor periodo per cui si può ritenere attendibile il dato di output. Il coefficiente *k* è stato posto pari a 8 (Lanzo e Silvestri, 1999).

Le curve di decadimento del modulo di taglio normalizzato (G/G_0) e di incremento del rapporto di smorzamento $D(\gamma)$ (Fig. 1c) utilizzate per simulare il comportamento non lineare dei terreni mediante il legame costitutivo lineare equivalente, sono state desunte principalmente dalla banca dati realizzata in ambito VEL su terreni analoghi, sotto il profilo fisico-meccanico, a quelli indagati e campionati in Toscana settentrionale. Fa eccezione la curva relativa alle alluvioni recenti ed antiche, prevalentemente ghiaiose, per le quali è stata scelta una curva di bibliografia (Rollins *et al*., 1998).

Per quanto riguarda le analisi in campo bidimensionale, sono state analizzate 5 sezioni e lungo di esse sono stati scelti 318 punti di output, attraverso i quali è possibile esaminare in maniera pressoché continua la variazione areale dell'amplificazione sismica locale. Inoltre, su 49 di questi punti sono state considerate le verticali sottostanti con le loro successioni litostratigrafiche e sono state eseguite, a scopo di confronto, analisi di risposta sismica in assetto monodimensionale mediante il software monodimensionale 1D STRATA (Kottke e Rathje, 1998).

Inoltre, nelle analisi 1D, sono state fatte variare le curve G/G_0 e $D(\gamma)$ associate alle coperture (principalmente alluvioni e depositi di riporto) imponendo, rispetto ai valori medi utilizzati per analisi 2D, limiti inferiore e superiore di variazione (Derendeli, 2001). Tale indagine ha avuto lo scopo di valutare l'effetto sui risultati dell'incertezza associata alla caratterizzazione non lineare.

Poiché i risultati delle analisi eseguite con curve variabili hanno prodotto storie temporali e spettri di risposta simili in valore medio rispetto a quelli ottenuti con le analisi con curve fisse, si è proceduto mantenendo fisso il valore delle curve G/G_0 e D nelle analisi numeriche 1D.

In Fig. 2 sono illustrati, per la sezione C-C', gli output delle analisi di risposta sismica in termini di spettri di risposta elastici (valori medi su tutti gli input utilizzati) per ognuna delle dieci verticali in cui è stata effettuata la taratura mediante approccio monodimensionale. In figura è possibile osservare in rosso gli spettri derivanti da analisi bidimensionale ed in blu quelli relativi alle omologhe modellazioni in campo 1D.

Per la sezione C-C' gli spettri di risposta 2D tendono ad essere globalmente sempre più conservativi degli spettri 1D ed, in generale, per tutte le sezioni sottoposte ad analisi, solo sporadicamente il confronto dimostra il contrario e mai in corrispondenza del terrazzo alluvionale su cui poggia la maggior parte del centro abitato di Fivizzano.

Come è possibile notare in Fig. 2, per ognuno dei punti di output, l'amplificazione locale si verifica per periodi inferiori a 0.8 s ed assume particolare rilievo per $T<0.5$ s. Tale condizione, estendibile a tutta l'area del centro abitato di Fivizzano, è ben correlabile con le caratteristiche sismostratigrafiche dei terreni investigati e con i risultati delle misure passive a stazione singola (H/V) realizzate per la definizione del modello geologico-tecnico dell'area (D'Intinosante *et al*., 2014).

I risultati delle analisi di risposta sismica 1D e 2D eseguite mediante input sismici naturali sono stati confrontati anche con i risultati delle simulazioni numeriche condotte applicando un segnale artificiale di input, generato mediante il codice Belfagor (Mucciarelli *et al*.,

2004). L'input artificiale è stato calcolato imponendo i vincoli di spettro compatibilità con lo spettro di riferimento ed assegnando una coppia magnitudo-distanza dedotta dallo studio di disaggregazione (Progetto INGV-DPC S1, 2006). Dal confronto è stato possibile notare come i due approcci offrano risultati similari in termini di spettri di risposta elastici, sia in assetto bidimensionale sia con approccio monodimensionale.

Inoltre, le analisi di risposta sismica eseguite in assetto bidimensionale con il codice di calcolo Quad4M sono state confrontate con omologhe analisi 2D eseguite con un codice di

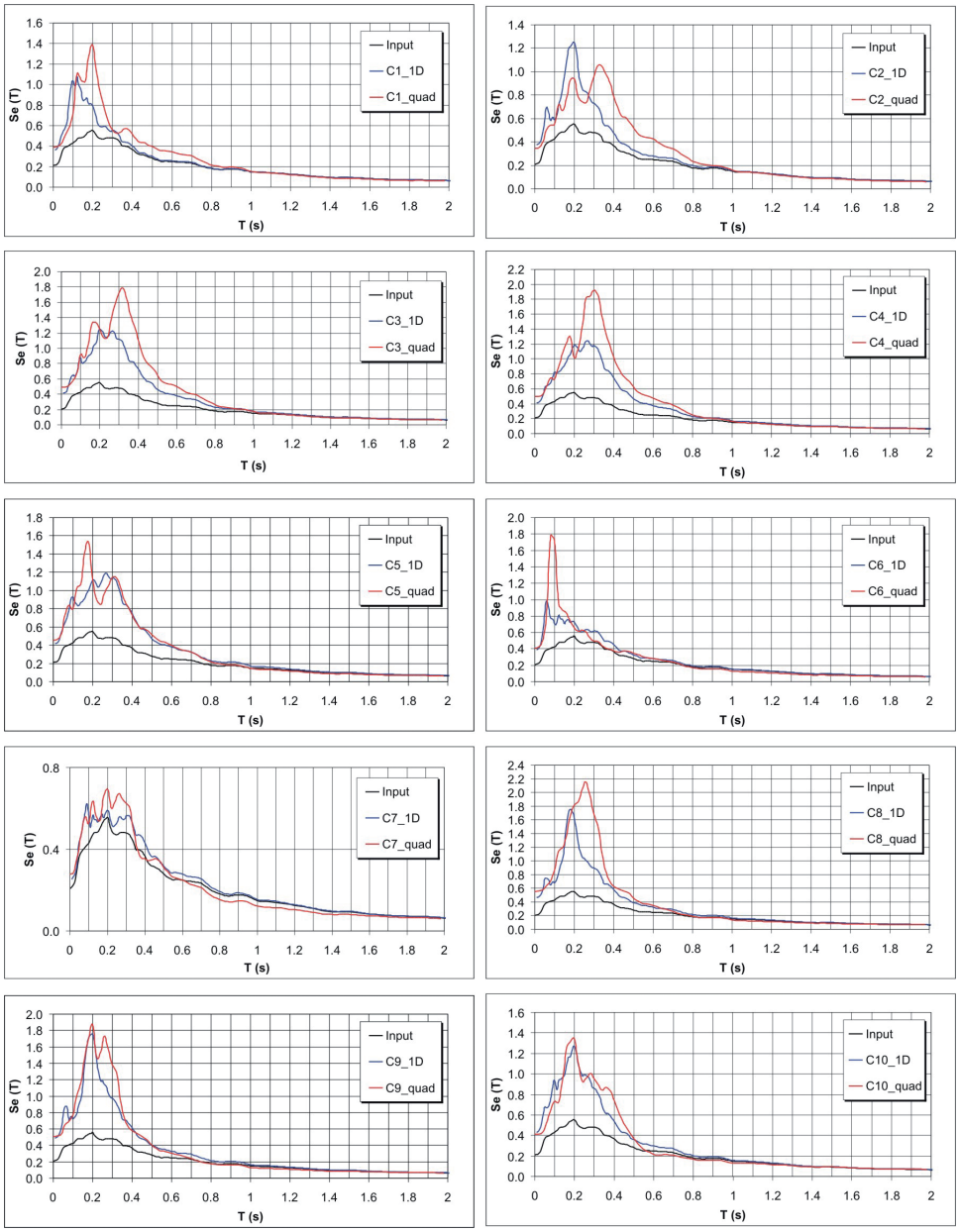


Fig. 2 – Confronto in termini di spettri di risposta elastici al 5% di smorzamento tra i risultati delle analisi bidimensionali (linee rosse) e monodimensionali (linee blu) per 10 verticali di output della sezione geologico-tecnica C-C'. In nero è riportato, invece, lo spettro medio relativo al moto di input.

calcolo commerciale, denominato LSR2D 3.0 (Stacec, 2015; www.stacec.com). Il programma agisce con modalità similari al Quad4M e, al netto di alcune differenze di implementazione del modello e di discretizzazione della mesh, ha mostrato risultati globalmente confrontabili con quelli di Quad4M.

Al fine di poter scegliere il parametro in grado rappresentare meglio l'amplificazione locale nell'area di studio e poter, conseguentemente, provvedere all'estensione areale del dato, sono stati calcolati differenti fattori di amplificazione, di seguito illustrati:

FH0105
$$FH_{(0,1\div0,5)} = \frac{\int_{0,1}^{0,5} PSV_{out}\,(T)dT}{\int_{0,1}^{0,5} PSV_{in}\,(T)dT} \quad (2)$$

FH0510
$$FH_{(0,5\div1,0)} = \frac{\int_{0,5}^{1,0} PSV_{out}\,(T)dT}{\int_{0,1}^{0,5} PSV_{in}\,(T)dT} \quad (3)$$

FHa0105
$$FHa_{(0,1\div0,5)} = \frac{\int_{0,1}^{0,5} PSA_{out}\,(T)dT}{\int_{0,1}^{0,5} PSA_{in}\,(T)dT} \quad (4)$$

FHa0510
$$FHa_{(0,5\div1,0)} = \frac{\int_{0,5}^{1,0} PSA_{out}\,(T)dT}{\int_{0,1}^{0,5} PSA_{in}\,(T)dT} \quad (5)$$

FA Cap. 2.5.3.3.2 degli ICMS (2008) (6)

FV Cap. 2.5.3.3.2 degli ICMS (2008) (7)

dove *FH* è il valore del fattore di amplificazione calcolato come intensità di Housner (Housner, 1959) per due differenti intervalli di integrazione (0.1-0.5 s e 0.5-1.0 s); *FHa* è un fattore simile a quello proposto da Housner ma calcolato sullo spettro in accelerazione (PSA); *FA* ed *FV* sono i fattori proposti al cap. 2.5.3.3.2 degli ICMS 2008.

Tutti i fattori precedentemente descritti sono stati calcolati per ognuna delle 318 verticali 2D e per le 49 analisi di taratura in campo monodimensionale.

In Fig. 3 è riportato l'andamento spaziale dei fattori di amplificazione in corrispondenza della sezione C-C'. Al fine di consentire una migliore lettura dei dati non sono stati graficati i valori di *FH* ed *FHa* negli intervalli di integrazione 0.5-1.0 s poiché poco significativi per il contesto geologico e sismostratigrafico caratteristico del centro abitato di Fivizzano dove i fenomeni di amplificazione sismica locale, come detto, sono concentrati a periodi inferiori a 0.5 s. Occorre infine ricordare che i fattori *FA* e *FV*, per come sono definiti, non sono associabili ad un intervallo di periodi prefissato come accade per quelli definiti in termini di intensità di Housner.

Conclusioni. Il contributo presenta i risultati delle analisi numeriche 1D e 2D effettuate su 5 sezioni significative individuate nell'area urbana di Fivizzano. Dall'osservazione dell'andamento dei fattori illustrati in Fig. 3 è possibile trarre le seguenti conclusioni:

1. L'amplificazione locale nell'area fivizzanese si dimostra da elevata a molto elevata ad esclusione delle aree (di estensione limitata) in cui il substrato sismico è affiorante o dove le coperture sismiche di natura alluvionale o detritica sono esigue;
2. *FH* ed *FHa* derivanti dalle analisi 2D mostrano un andamento simile con massimi di

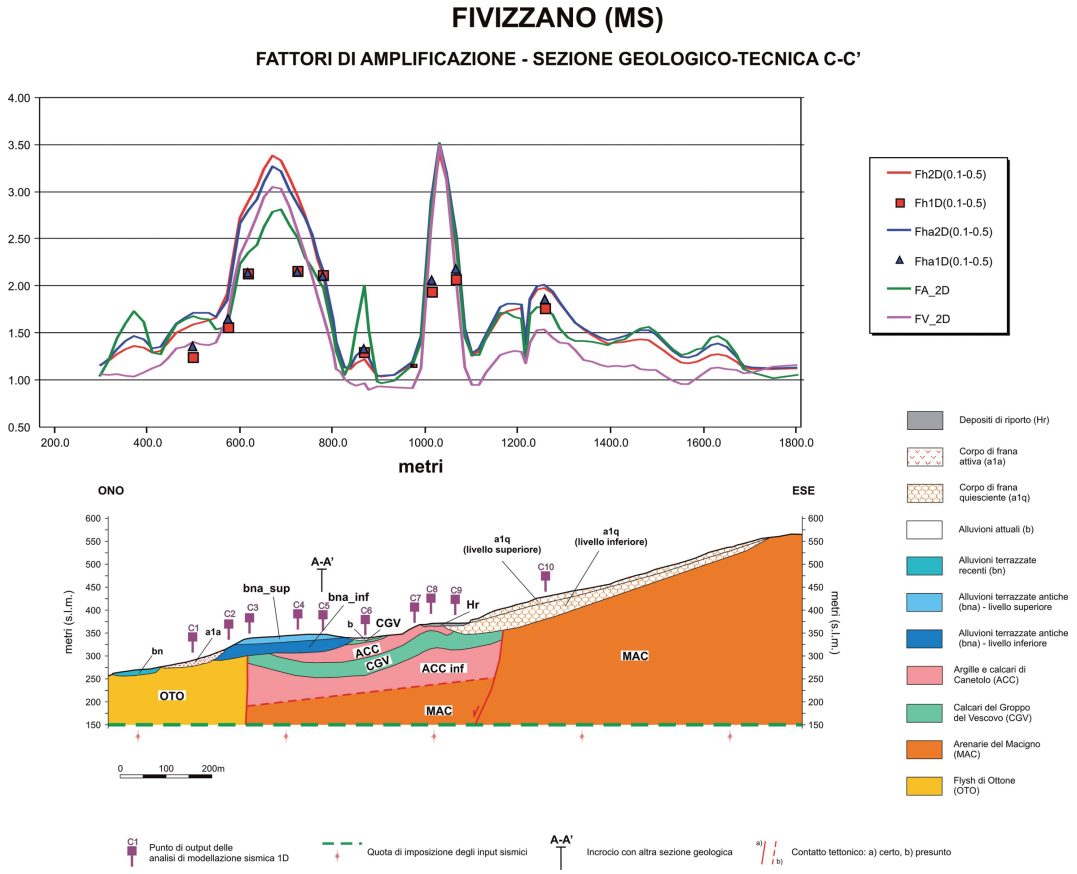


Fig. 3 – Rappresentazione dell'andamento dei fattori di amplificazione calcolati per la sezione geologico-tecnica C-C' (la descrizione dei fattori di amplificazione è fornita nel testo).

amplificazione posti in corrispondenza del terrazzo costituito da depositi alluvionali antichi (bna) e dei depositi di riporto su cui è ubicata l'area ospedaliera (in corrispondenza dei punti C8 e C9), dove i fattori di amplificazione eccedono il valore di 2.5 con picchi fino a 3.5;

3. Il fattore *FA*, ad esclusione di alcune limitate verticali di output si mostra in buon accordo con i fattori precedentemente indicati;
4. Il fattore *FV* concorda bene con gli altri fattori nelle aree di picco dell'amplificazione, ma sottostima sensibilmente l'amplificazione nei rimanenti settori della sezione;
5. Le analisi 1D forniscono fattori di amplificazione inferiori a quelli delle analisi 2D pur cogliendo la variazione dell'amplificazione lungo la sezione e quindi la differenziazione quantitativa tra le varie zone. Le maggiori sottostime si hanno dove i fenomeni di amplificazione 2D legati alla morfologia superficiale e sepolta sono particolarmente pronunciati (si vedano le progressive 700 m e 1000 m).

Bibliografia

Ansal A, Tönük G, Kurtulus A.; 2009: *Microzonation for urban planning*. In: Tankut AT (ed) Earthquakes and tsunamis, geotechnical, geological, and earthquake engineering, vol 11, pp 133–152

Cherubini C., D'Intinosante V., Ferrini M., Lai C., Lo Presti D.C., Rainone M.L., Signanini P. Vessia G.; 2004: *Problems associated with the assessment of local site effects through a multidisciplinary integrated study: the case of Fivizzano's town (Italy)*. Fifth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, New York, April 13-17 2004.

Cherubini C., D'Intinosante V., Ferrini M., Rainone M.L., Signanini P. Vessia G.; 2006: *Approccio multidisciplinare per la valutazione della risposta sismica locale nell'ambito del progetto Vel: il caso dei comuni di Fivizzano e Licciana Nardi (Lunigiana)*. Giornale di Geologia Applicata 4 (2006) 169-174.

Darendeli, M. (2001). "Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves." Ph.D. Thesis, Dept. of Civil Eng., Univ. of Texas, Austin

D'Intinosante V.; 2003: *Valutazione della risposta sismica locale in un sito della Lunigiana (Toscana Settentrionale). Analisi dei risultati preliminari*. Atti del I Congresso dell'Associazione Italiana di Geologia Applicata ed Ambientale. Chieti, 19-20 Febbraio. pp. 343-353.

D'Intinosante V., GdL Fivizzano; 2014: *Definizione del modello integrato di sottosuolo propedeutico alla realizzazione di studi di microzonazione sismica di livello 3 nel centro abitato di Fivizzano (MS)*. Atti del XXXIII Convegno Nazionale GNGTS, Bologna.

DM 14.1.2008. *Norme tecniche per le Costruzioni*.Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana 29.

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danise S., Di Lillo R., Fabbroni P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S. Calosi E.; 2007: *Le attività della Regione Toscana per la valutazione degli effetti locali dei terreni: il programma regionale V.E.L.* XII Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Pisa 10-14 giugno 2007.

Housner G.W.; 1959: *Behaviour of structures during earthquakes*. Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, Vol.85, N. EM14, pp. 109-129.

Hudson M, Idriss IM, Beikae M: 1994: *QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base*. Dpt. of Civil and Environmental Eng., Univ. of California Davis, Davis California

ICMS - Gruppo di lavoro MS,; 2008: Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 3 vol. e DVD.

Kottke A. R., Rathje E.M.; 2008: *Technical Manual for Strata*. PEER 2008/10;

Kuhlemeyer R.L., Lysmer J.; 1973: *Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems*. ***J. Soil Mech. & Foundations***. Div. ASCE 99 (SM5), 421-427.

Lanzo G., Silvestri F.;1999: *Risposta sismica locale (teoria ed esperienze)*. Edizioni Hevelius

Mucciarelli M., Spinelli A. Pacor F.; 2004: *Un programma per la generazione di accelerogrammi sintetici "fisici" adeguati alla nuova normativa*. XI Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Genova 25-29 gennaio 2004.

Progetto INGV-DPC S1; 2006: *Proseguimento della assistenza al DPC per il completamento e la gestione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 e progettazione di ulteriori sviluppi. Convenzione INGV-DPC (2004-2006)*. Task 1 – Completamento delle elaborazioni relative a MPS04. http://esse1.mi.ingv.it

Rainone M.L., Ferrini M., Signanini P. D'Intinosante V.; 2004: *Evaluation of local amplification in the seismic microzonation: comparison between punctual multidisciplinary integrated studies and macroseismic methods in Fivizzano's area (Toscana, Italy)*. Geotechnical and Geological Engineering, Volume 22, Issue 2, 2004, Pages 227 – 244.

Rollins K.M., Evans M., Diehl N., Daily W.; 1998: *Shear modulus and damping relationships for gravels*. J. of Geotechnical and Geoevironmental Engrg., 124 (5), 396-405.

Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C. G. Penna A.; 2012: *Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms*. Bull Earthquake Eng (2012) 10:1357–1375.

Zuccolo E, Corigliano M., Taverna L. Lai C.G.; 2011: *Meso-zonazione di un territorio per la definizione di accelerogrammi reali spettro-compatibili*. XIV Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Bari 18-22 settembre 2011.

Zuccolo E, Rota M., Lai C.G., Taverna L., Corigliano M. Penna A.; 2012: *Definition of Spectrum-Compatible Natural Records for the Italian Territory.* 15th World Conferences on Earthquake Engineering (WCEE), Lisboa 24-28 september 2012.

Zuccolo E, Corigliano M. Lai C.G.; 2014: *Selection of spectrum- and seismo-compatible accelerograms for the Tuscany region in Central Italy.* Soil Dynamics and Earthquake Engineering 66 (2014) 305–313.

APPLICABILITÀ DEGLI ABACHI PER LA MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 2

Gruppo di Lavoro "Abachi"[1]

Introduzione. Per favorire la massima diffusione degli studi di microzonazione sismica (MS), gli Enti preposti al governo del territorio (Regioni e Amministrazioni Locali) hanno avvertito la necessità di definire criteri e procedure che permettessero di acquisire ed elaborare i dati con costi e tempi contenuti, garantendo comunque l'attendibilità scientifica degli elaborati finali. Sono state così definite procedure che, sulla base di dati litostratigrafici (spessore delle coperture, profondità e tipo di substrato), geotecnici e geofisici (V_S nell'intervallo di copertura considerato) acquisiti con indagini di tipo corrente, permettono la stima dell'amplificazione in superficie con fattori di amplificazione (FA) calcolati tramite abachi (MS di secondo livello di approfondimento o livello 2; ICMS, 2008).

In genere, i FA indicati nei vari abachi regionali fin qui emanati (Albarello e Peruzzi, 2014; Regione Lombardia, 2005, Regione Emilia-Romagna, 2007; Regione Lazio, 2011; Regione Liguria, 2015; Regione Toscana, 2015; Tento *et al*., 2014), sono espressi come il rapporto, per un determinato intervallo di periodi *T*, tra il moto alla superficie del sito d'interesse e il moto alla superficie di un sito di riferimento, calcolato secondo la seguente relazione:

$$FA = \frac{\int_{T_1}^{T_2} Sa\, dT}{\int_{T_1}^{T_2} Sb\, dT}$$

dove *Sa* è lo spettro di risposta elastico (in accelerazione o velocità) della componente orizzontale del moto in superficie al di sopra della copertura, *Sb* è lo spettro di risposta elastico (in accelerazione o velocità) al sito di riferimento, T_1 *e* T_2 rappresentano gli estremi dell'intervallo di periodi considerati. In genere, i valori di FA considerati fanno riferimento a due intervalli di T: uno relativo ai corti periodi (T_1=0.1 s e T_2=0.5 s) ed uno a più lunghi periodi (T_1 = 0.5 s e T_2=1.0 s).

I risultati ottenuti con l'applicazione degli abachi non danno nessuna indicazione sulla forma degli spettri di risposta elastici in superficie ovvero sul livello di amplificazione corrispondente a ciascun singolo periodo spettrale.

Gli abachi sono stati definiti sulla base di analisi di risposta sismica 1D di casi reali ritenuti caratteristici e significativi del contesto litologico, geotecnico e geofisico locale proprio di ciascuna regione. I valori dei vari FA riportati negli abachi regionali corrispondono a diversi percentili (84% per gli abachi Regione Emilia-Romagna, 75% per gli abachi Regione Toscana

[1] Gruppo di Lavoro "Abachi":
Dario Albarello, *Università di Siena - Dipartimento Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente*
Massimo Baglione, *Regione Toscana - Settore Sismica*
Simone Barani, *Università di Genova - Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita*
Daniele Bottero, *Regione Liguria - Settore Assetto del Territorio*
Sergio Castenetto, *DPC - Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico*
Antonio Colombi, *Regione Lazio – Agenzia Regionale di Protezione Civile*
Massimo Compagnoni, *Politecnico di Milano – Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale*
Vittorio D'Intinosante, *Regione Toscana – Settore Sismica*
Roberto De Ferrari, *Università di Genova - Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita*
Eugenio Di Loreto, *Regione Lazio - Direzione Regionale Infrastrutture, Ambiente e Politiche Abitative*
Pierangelo Fabbroni, *Regione Toscana - Settore Sismica*
Gabriele Ferretti, *Università di Genova - Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita*
Luca Martelli, *Regione Emilia-Romagna - Servizio geologico, sismico e dei suoli*
Giuseppe Naso, *DPC - Ufficio Rischio Sismico e Vulcanico*
Floriana Pergalani, *Politecnico di Milano – Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale*
Giacomo Peruzzi, *Università di Siena - Dipartimento Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente*
Daniele Spallarossa, *Università di Genova - Dipartimento di Scienze della Terra dell'Ambiente e della Vita*
Alberto Tento, *CNR – Istituto per le Dinamica dei Processi Ambientali*.

e Liguria, 50% per gli abachi Regioni Lazio e Regione Lombardia) del totale dei casi studiati per l'intervallo di periodi T considerati.

Le analisi effettuate per la costruzione degli abachi, essendo modellazioni 1D, non tengono conto delle variazioni laterali della litostratigrafia che si possono verificare nelle valli strette, nei bacini intramontani o nelle zone di passaggio tra rilievi e aree pianeggianti. In generale, la presenza di morfologie sepolte può dare origine a fenomeni di interferenza capaci di aumentare il livello di scuotimento sismico del suolo più di quanto avvenga in condizioni monodimensionali ovvero in presenza di stratificazioni piano-parallele caratterizzate da marcati contrasti di impedenza sismica al loro interno.

Questi fenomeni possono essere associati a tre tipi di processo:

- generazione di nuove fasi sismiche (onde superficiali) al bordo del bacino,
- fenomeni di focalizzazione delle onde di volume generati dalle geometrie sepolte
- risonanza complessiva del bacino sepolto.

In tali contesti, i risultati di analisi di risposta sismica 1D possono sottostimare l'amplificazione. Pertanto, per un'analisi più realistica della risposta sismica può essere necessario ricorrere a modelli più complessi (2D o 3D). In altri termini, ai fini di una più corretta applicazione degli studi di MS, in particolare di quelli di secondo livello di approfondimento, occorre definire il campo di validità degli abachi, ovvero in quali contesti geologici e geomorfologici gli abachi forniscono stime adeguate dell'amplificazione e in quali invece forniscono sottostime.

Per quanto riguarda la risonanza complessiva del bacino, gli ICMS (2008) chiedono di identificare e rappresentare già nelle mappe di primo livello, con apposito simbolo, l'eventuale presenza di valli strette, tramite la stima del coefficiente di forma $C=h/l$, dove h è lo spessore della coltre di copertura (o profondità della valle) e l la semiampiezza della valle; se C>0.25 la valle è considerata stretta. Per l'utilizzo degli abachi negli studi di secondo livello gli ICMS (2008) (cfr § 2.5.2 "Limiti di utilizzo degli abachi") chiedono poi di verificare, dalle mappe di primo livello, la presenza delle seguenti condizioni:

- forme di superficie che possono determinare amplificazioni topografiche;
- geometria articolata del substrato geologico sepolto che potrebbe determinare effetti 2D;
- importanti inversioni di V_S;
- condizioni di instabilità.

La presenza di tali condizioni potrà indirizzare verso l'utilizzo di metodi più complessi per la stima delle amplificazioni a meno che alcune di queste condizioni (per esempio la presenza di inversioni nel profilo di velocità) siano previste nella formulazione degli abachi utilizzati.

Per valutare la possibile presenza di effetti di risonanza complessiva del bacino indotte dalla presenza di forme sepolte del substrato viene consigliato di fare riferimento all'approccio semplificato proposto da Bard e Bouchon (1985). Tale valutazione può essere effettuata con la formula

$$\frac{h}{l} \leq \frac{0.65}{\sqrt{C_V - 1}}$$

dove C_V il rapporto tra V_S del substrato e V_S media dei terreni di riempimento della valle o bacino.

Se l'equazione è verificata nella situazione analizzata gli effetti di risonanza complessiva potranno essere considerati trascurabili e, al netto di possibili effetti di focalizzazione o legati alla generazione di nuove fasi sismiche (onde superficiali) sarà possibile stimare l'amplificazione con modelli 1D.

Negli ICMS (2008) non viene però riportato nessun criterio per l'identificazione degli altri due fenomeni di potenziale interesse (presenza di onde superficiali e fenomeni di focalizzazione).

D'altro canto, la possibile presenza di fenomeni di questo tipo può rendere inefficace l'impiego di abachi semplificati nella MS di livello 2. In particolare, risulta importante valutare in quali condizioni (distanza dal bordo del bacino, entità del contrasto di impedenza sismica al fondo di questo, ecc.) gli FA possano risultare errati per difetto, fornendo indicazioni poco cautelative. Questo problema è della massima importanza. Infatti, data la conformazione fisica del territorio italiano, gran parte dei centri abitati si sono sviluppati proprio nei fondovalle e nelle conche intramontane, dove le conoscenze geologiche disponibili confermano importanti variazioni litostratigrafiche laterali.

Per questo motivo i tecnici di alcune Regioni, del DPC ed esperti di settore impegnati nella realizzazione di studi di MS e linee guida hanno avvertito la necessità di confrontarsi per valutare le potenzialità e i limiti di applicazione delle procedure di stima dell'amplificazione di abachi nei contesti regionali d'interesse[1].

Metodo di analisi. Gli Enti territoriali che hanno partecipato a tale gruppo di lavoro dispongono di conoscenze e dati che permettono di ricostruire un'ampia casistica di situazioni geomorfologiche e litostratigrafiche: dalle valli strette e profonde della Liguria e della dorsale appenninica, ai bacini intramontani (*graben*) della Toscana, alle valli ampie dell'Appennino emiliano, ai margini catena-pianura dell'Emilia-Romagna, della Toscana e del Lazio.

Ogni Regione ha quindi proposto una serie di sezioni schematiche rappresentative di situazioni geologiche e geomorfologiche ritenute realistiche (per quanto semplificate) e rappresentative del proprio territorio. Sono state quindi analizzate variazioni laterali di geometria e spessore dei terreni di copertura[2] o della profondità delle discontinuità litologiche capaci di determinare rilevanti contrasti di impedenza sismica, assimilabili perciò al tetto del substrato[3].

Tali situazioni sono state oggetto di stima dell'amplificazione sismica tramite l'impiego di abachi abachi già formulati da alcune Regioni e modellazioni 1D in siti spaziati ad intervalli regolari e modellazioni 2D lungo l'intera sezione; i risultati sono stati quindi confrontati al fine di verificare le differenze tra i fattori di amplificazione FA ottenuti con analisi 2D e quelli ottenuti con analisi 1D e con gli abachi di riferimento.

Le varie sezioni oggetto delle modellazioni differiscono per differenti valori dei seguenti parametri:

- ampiezza della valle;
- spessore dei terreni di copertura (depositi di riempimento della valle o del bacino) o profondità del substrato;
- inclinazione dell'interfaccia copertura/substrato, vale a dire pendenza del bordo della valle o del bacino;
- densità, smorzamento e V_S dei terreni di riempimento della valle o bacino (copertura);
- densità, smorzamento e V_S del substrato.

In sintesi sono state modellate valli di ampiezza variabile da 200 m (valle stretta) a 1600 m (valle larga o bacino intramontano), con spessore di copertura variabile da 20 m (valle poco incisa) a 150 m (valle profonda) e diversa inclinazione dell'interfaccia copertura/substrato in corrispondenza dei bordi dei modelli numerici del terreno. Le densità dei terreni sono state assunte dell'ordine di 1.6-2 g/cm^3 per i terreni della copertura e 2.1-2.3 g/cm^3 per il substrato; le V_S della copertura sono state assunte variabili tra 200 e 500 m/s mentre le V_S del substrato sono state assunte variabili tra 400 e 1400 m/s in maniera da simulare sempre contrasti di impedenza substrato/copertura da 2 a 4.

Simulazioni di valli ancora più ampie di quelle modellate non hanno fornito differenze significative. La situazione di margine catena-pianura (es. margine appenninico – Pianura Padana) non è stata modellata.

[2] terreni di copertura: depositi di riempimento della valle o del bacino caratterizzati da V_S media < 500 m/s, comunque inferiore o uguale alla metà della V_S del corpo roccioso sottostante più rigido, assimilabile a substrato.

[3] substrato: corpo roccioso o deposito caratterizzato da $V_S > 400$ m/s e almeno doppia rispetto alla V_S del deposito soprastante (copertura).

Le sezioni sono state modellate mediante diversi codici di calcolo in campo 1D o 2D: SHAKE (Idriss *et al*., 1992), STRATA (Rathje e Kottke, 2013), QUAD4M (Hudson *et al*., 1993), BESOIL (Sanò, 1996) e il codice di calcolo di Bard e Gariel (1986).

Sintesi dei risultati. Dalle analisi effettuate è emerso quanto segue:

- nelle zone di bordo le modellazioni 1D forniscono molto spesso valori di FA compatibili, e talvolta anche più conservativi, delle modellazioni 2D;
- nelle restanti porzioni si nota che:
  1) nel caso di valle classificata "larga" l'amplificazione dovuta a effetti 2D tende a crescere verso il centro della valle fino ad una distanza che dipende dalla geometria dell'interfaccia copertura/substrato, dal valore del rapporto $V_S$substrato/$V_S$media della copertura e, a parità di questo rapporto, anche dal valore di V_S media della copertura; al centro della valle non si osservano differenze significative tra amplificazione 2D e 1D;
  2) nel caso di valle classificata "stretta" la rilevanza degli effetti 2D aumenta con lo spessore della copertura e si estende per tutta l'ampiezza della valle, con maggiore importanza al centro; in questi casi si possono verificare discrepanze non trascurabili tra l'amplificazione stimata tramite analisi 1D e 2D;
- si osserva una buona applicabilità della relazione di Bard e Bouchon (1985);
- infine, nei casi di bassi valori di Vs media della copertura (≤200 m/s) si osserva, verso il centro della valle, un effetto di focalizzazione delle onde;
- salvo per quanto riguarda situazioni caratterizzate da forti contrasti di impedenza sismica (>4), gli abachi considerati nelle analisi numeriche forniscono valori di FA sempre conservativi rispetto a quanto prodotto dai fenomeni 2D modellati.

Questi risultati riguardano i soli valori di Fa; differenze nelle forme spettrali, invece, possono essere assai significative.

Inoltre, i risultati ottenuti, valgono per le geometrie esaminate che rappresentano una casistica sufficientemente rappresentativa; tali risultati potrebbero non risultare confermati per geometrie significativamente differenti.

In sintesi, risulta che gli abachi possono essere utilizzabili sempre quando si verificano simultaneamente le seguenti condizioni:

- se sì è in presenza di una valle classificata "larga" (ICMS, 2008), ovvero con coefficiente di forma C<0.25;
- quando il rapporto $V_S$substrato/$V_S$media della copertura è minore di 4 e si è in presenza di bacini con spessore delle coperture indicativamente minore di 50 m oppure quando è minore di 3 nei casi di bacini con spessore delle coperture indicativamente minore di 150 m;
- quando è verificata la relazione di Bard e Bouchon (1985).

Pertanto, in considerazione anche del fatto che contrasti di impedenza maggiori di 4 non sono stati finora riscontrati nelle aree d'interesse, gli abachi, e quindi il secondo livello di approfondimento, trovano un vasta applicazione negli studi di microzonazione sismica. Tale risultato, è imputabile anche al carattere assai conservativo degli abachi regionali fin qui prodotti.

Bibliografia

Albarello D., Peruzzi G., 2014: *Abachi regionali per amplificazioni litostratigrafiche finalizzati alla redazione di carte di microzonazione sismica di livello II*. Disponibile in http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/01informazione/formazione/pubblicazioni/microzonazione/02_ps_locale/02_cap10.htm

Bard P. Y., Bouchon M., 1985: *The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys*, Bull. Seis. Soc. Am, 75, N. 2, 519-541.

Bard P. Y., Gariel J. C., 1986: *The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradient*. Bull. Seis. Soc. Am., 76, 343-346.

Hudson M.B., Idriss I.M., Beikae M., 1993. *QUAD4M, A computer program for evaluating the seismic response of soil structure by variable damping finite element procedures*. Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis

ICMS, 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. *Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome*. Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 515 pp., disponibile in http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

Idriss I.M., Sun J.I., 1992. *User's manual for SHAKE91, A computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soil deposits*. Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis

Rathje E.M., Kottke A., 2013: *Strata*. Disponibile in http://nees.org/resources/strata

Regione Emilia-Romagna, 2007: *Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica*. Delibera dell'Assemblea Legislativa n. 112/2007

Regione Lazio, 2011: *DGR n. 490 del 21 ottobre 2011 - Approvazione degli Abachi Regionali per gli studi di Livello 2 di Microzonazione Sismica ai sensi della DGR Lazio n. 545 del 26 novembre 2010 e procedure di applicazione nell'ambito del rilascio del parere ai sensi dell'art. 89 del DPR del 6 giugno 2001 n. 380*. Modifica alla DGR Lazio n. 545/2010.

Regione Toscana, 2015: *Del. G.R.T. n.144 del 23 febbraio 2015 – Approvazione nuove specifiche tecniche per la redazione degli studi di Microzonazione Sismica e abachi litostratigrafici regionali per la redazione di studi di MS di livello 2*

Regione Liguria, 2015: *Abachi Regionali per l'amplificazione stratigrafica* (Contratto di servizio tra Regione Liguria e DISTAV dell'Università degli studi di Genova, G.Ferretti, D. Spallarossa, S. Barani, R. De Ferrari)

Regione Lombardia, 2005: *D.G.R. n. 8/1566 del 22 dicembre 2005 "Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio*, in attuazione dell'art. 57, comma 1, della L.R. 11 marzo 2005, n. 12" e s.m.i. (D.G.R. n. 8/7374 del 28 maggio 2008 – D.G.R. n. 9/2616 del 30 novembre 2011)

Sanò T., 1996: *BESOIL: un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche*. Rapporto tecnico SSN/RT/96/9

Tento A., Martelli L., Marcellini A., 2014: *Abachi per la valutazione dei fattori di amplificazione per le indagini di microzonazione sismica di secondo livello in Emilia-Romagna*. Atti del 33° convegno GNGTS, Bologna 25-27 novembre 2014, Tema 2 "Caratterizzazione sismica del territorio", 289-294

CALCOLO DELLA CURVA DI DISPERSIONE CON UN MODELLO DEL CAMPO COMPLETO DELLE VIBRAZIONI AMBIENTALI BASATO SU UNA DISTRIBUZIONE DI SORGENTI SUPERFICIALI SPAZIALMENTE CORRELATE

E. Lunedei, D. Albarello

Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studî di Siena, Italia

Introduzione. La curva di dispersione esprime l'andamento della velocità di fase delle onde piane che attraversano un'antenna sismica in funzione della loro frequenza. Nel caso in cui le onde piane intercettate siano onde superficiali è in linea di principio possibile dedurre dalla curva di dispersione informazioni relative all'andamento del profilo di velocità delle onde S al di sotto dell'antenna (si vedano, ad esempio, Foti *et al*., 2011, 2014). Per questo motivo la determinazione sperimentale delle curve di dispersione gioca un ruolo assai importante nella caratterizzazione della proprietà di sito e quindi nella valutazione della risposta sismica locale (per esempio, Albarello *et al*., 2009, 2011; Pileggi *et al*., 2009, 2011; Albarello e Gargani, 2010; Gruppo di lavoro MS-AQ, 2010; Peruzzi *et al*., 2013).

Dal punto di vista sperimentale, la curva di dispersione può essere ricavata dall'analisi delle registrazioni del campo d'onda delle vibrazioni ambientali (sismica passiva), valendosi sia di metodi basati sulla funzione densità spettrale di potenza in frequenza e numero d'onda (o metodi f-k: *beam-forming*, *high-resolution*, etc.), che di metodi basati sulla correlazione spaziale (SPAC, MSPAC, ESAC): per una panoramica, si veda, ad esempio, Okada (2003).

L'interpretazione di queste curve è basata sull'ipotesi che l'andamento osservato sia determinato dalle sole onde superficiali, ritenendo che le altre componenti del campo d'onda

non vi contribuiscono in modo significativo. Si tratta di un'ipotesi ragionevole, sostenuta sia da risultati sperimentali e numerici che da considerazioni teoriche, almeno nell'ipotesi che non vi siano sorgenti importanti del campo delle vibrazioni ambientali in prossimità dell'antenna sismica (ipotesi di campo lontano). Manca tuttavia una sua deduzione all'interno di un quadro teorico descrivente il campo delle vibrazioni ambientali. Un contributo allo studio teorico della curva di dispersione, e quindi della realisticità di detta ipotesi, è qui dato valendosi del modello di campo completo delle vibrazioni ambientali proposto da Lunedei e Albarello (2014, 2015) per l'interpretazione della curva dei rapporti spettrali H/V. Questo modello descrive le proprietà medie del campo d'onda completo (comprensivo cioè di tutte le fasi sismiche che lo costituiscono) utilizzando il formalismo dei campi stocastici. Si tratta della più recente versione del modello di Distribuzione Superficiale di Sorgenti (DSS), che descrive le vibrazioni ambientali come effetto di una distribuzione uniforme di forze aleatorie puntiformi, correlate fra loro e localizzate alla superficie piana di una terra descritta come una pila di strati orizzontali omogenei ed isotropi sovrastanti un semispazio con le stesse proprietà (modello 1D).

In questo contesto è possibile descrivere le proprietà spettrali, e quindi di correlazione, del campo delle vibrazioni ambientali e quindi fornire una relazione tra le curve di dispersione ottenute con le tecniche f-k e SPAC e le proprietà del sottosuolo, senza ricorrere ad ipotesi restrittive riguardo alle fasi sismiche presenti.

Spostamento e forza come processi stocastici. Nel nuovo modello introdotto in Lunedei e Albarello (2014, 2015), la Terra è descritta come una pila di strati orizzontali omogenei ed isotropi sovrastanti un semispazio con le stesse proprietà (modello 1D); la superficie della Terra è così approssimata da un piano orizzontale descritto dalle coordinate cartesiane $(x,y)^T$.

In tale struttura, si assume che il campo di spostamento delle vibrazioni ambientali, $\boldsymbol{U}(x,y,t) \equiv (U_x(x,y,t), U_y(x,y,t), U_z(x,y,t))^T$, ed il campo di forza che lo genera, $\boldsymbol{F}(x,y,t) \equiv (F_x(x,y,t), F_y(x,y,t), F_z(x,y,t))^T$, siano due processi stocastici stazionarî nel tempo (t) ed omogenei nel piano orizzontale (x,y) (almeno al secondo ordine), con media nulla e varianza finita. In questo quadro, ciascuno dei due campi è un processo stocastico trivariato e tridimensionale (p.s. 3V-3D), avendo tre componenti spaziali (lungo le tre direzioni cartesiane), ciascuna delle quali è un campo aleatorio (dipendente dal tempo e due coordinate spaziali). Per entrambi i processi stocastici, si assume l'esistenza della densità spettrale di potenza (spettro), la quale è rappresentata dalle due matrici spettrali $\boldsymbol{h}_U$ ed $\boldsymbol{h}_F$, entrambe dipendenti dalla pulsazione ω e dal vettore bidimensionale numero d'onda $\boldsymbol{k} \equiv (k_x,k_y)^T$.

Per definizione, lo spostamento dovuto al campo delle vibrazioni ambientali è costituito da piccole oscillazioni, il che implica la sussistenza d'una relazione lineare fra il medesimo ed il campo di forza che lo genera:

$$\boldsymbol{U}(x,y,t) = \int \boldsymbol{G}(\xi,\eta,\tau)\cdot\boldsymbol{F}(x-\xi,y-\eta,t-\tau)d\xi d\eta d\tau \,, \qquad (1)$$

essendo $\boldsymbol{G}$ la matrice di Green nel dominio spaziotemporale, che contiene le proprietà meccaniche del mezzo stratificato. Da questa formula discende che fra le due matrici spettrali sussiste la relazione (Lunedei e Albarello, 2014, 2015):

$$\boldsymbol{h_U}(k_x,k_y,\omega) = \hat{\boldsymbol{G}}(k_x,k_y,\omega)\cdot\boldsymbol{h_F}(k_x,k_y,\omega)\cdot\hat{\boldsymbol{G}}^*(k_x,k_y,\omega) \,, \qquad (2)$$

dove "*" indica la coniugazione hermitiana e $\hat{\boldsymbol{G}}$ è la matrice di Green nel dominio frequenza e numero d'onda.

Se si assume che le tre componenti cartesiane del campo di forza siano non correlate le une con le altre, la matrice spettrale della forza è diagonale, $\boldsymbol{h_F}(k_x,k_y,\omega) \equiv \mathrm{diag}(h_{F_x}(k_x,k_y,\omega), h_{F_y}(k_x,k_y,\omega), h_{F_z}(k_x,k_y,\omega))$, e questo consente di semplificare notevolmente la formula nell'Eq. 2.

L'ultima ipotesi che si adotta è che ciascuna delle tre componenti cartesiane del campo di forza sia isotropa nel piano orizzontale, implicando questo che il suo spettro non dipenda dalla direzione del vettore numero d'onda, ma solo dal suo modulo. Passando ad un sistema di coordinate polari nel piano del numero d'onda, cosicché quest'ultimo sia descritto dal suo

modulo k e dal suo argomento φ, l'ipotesi significa che $\boldsymbol{h}_F$ non dipende da φ, ovvero che lo spettro della forza dipende da due sole variabili: $h_{F,j}(k,\omega)$, $j = x, y, z$.

La densità spettrale di potenza di ciascuna delle tre componenti cartesiane dello spostamento del campo delle vibrazioni ambientali (autospettro) ha allora la forma

$$h_{U,i}(k,\phi,\omega) = \sum_{j=x,y,z} \left|\hat{G}_{ij}(k,\phi,\omega)\right|^2 \cdot h_{F,j}(k,\omega)\,, \tag{3}$$

per $i=x,y,z$. L'espressione esplicita di queste funzioni può essere trovata, ad esempio, in Lunedei e Albarello (2015).

Relazione tra la densità spettrale di potenza e la covarianza. È ben noto che la densità spettrale di potenza sia la trasformata di Fourier della funzione di covarianza nel dominio spaziotemporale, $R_{F,i}(x,y,t)$:

$$h_{F,j}(k_x,k_y,\omega) = \int R_{F,j}(x,y,t)\cdot \mathrm{e}^{-\mathrm{i}\left(k_x x+k_y y+\omega t\right)} dxdydt\,, \tag{4}$$

per ogni $j=x,y,z$ (p. es., Lunedei e Albarello, 2014, 2015). Quando la funzione di covarianza è spazialmente isotropa, usando le coordinate polari anche nel piano orizzontale, $\boldsymbol{x}\equiv(r,\,\theta)^{\mathrm{T}}$, si può scrivere $R_{F,j}(r,t)$. Se anche il piano del numero d'onda è descritto con coordinate polari, $\boldsymbol{k}\equiv(k,\varphi)^{\mathrm{T}}$, la precedente formula diventa

$$h_{F,j}(k,\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \left\{ \int_0^{+\infty} R_{F,j}(r,t)\cdot J_0(kr)\cdot r dr \right\} \cdot \mathrm{e}^{-\mathrm{i}\omega t} dt\,, \tag{5}$$

per ogni $j=x,y,z$, essendo J_0 la funzione di Bessel di prima specie di ordine zero. Questa formula esprime il noto risultato che la densità spettrale di potenza rispetto al numero d'onda è la trasformata di Hankel di ordine zero della covarianza rispetto alla distanza e che essa dipende solo dal modulo del numero d'onda e non dalla sua direzione. Poiché la formula inversa ha la stessa struttura, risulta chiaramente che la densità spettrale di potenza è isotropa rispetto a $\boldsymbol{k}$ se e solo se tale è la covarianza rispetto ad $\boldsymbol{x}$. Dunque l'isotropia in $\boldsymbol{k}$ della potenza significa che la correlazione tra le sorgenti dipende solo dalla loro distanza reciproca e non dalla direzione orizzontale. È importante notare che questa ipotesi, fisicamente ragionevole, è assunta per tutte le tre componenti del campo di forza e non implica isotropia dell'intensità del campo di forza stesso, il quale può agire in modi diversi lungo direzioni diverse, a condizione che la correlazione spaziale si mantenga orizzontalmente isotropa.

Fissati due punti sul piano orizzontale, l'origine ed $\boldsymbol{x}\equiv(r,\,\theta)^{\mathrm{T}}$, la covarianza spaziale fra gli spostamenti in tali due punti è espressa da una formula analoga all'inversa dell'Eq. 4:

$$R_{U,j}(r,\theta,t) = \frac{1}{(2\pi)^3}\cdot \int h_{U,j}(k,\phi,\omega)\cdot \mathrm{e}^{\mathrm{i}[kr\cdot\cos(\theta-\phi)+\omega t]} dkd\phi d\omega\,, \tag{6}$$

per $j=x,y,z$. Essendo $\boldsymbol{x}$ fissato, questa può essere vista come la funzione di covarianza mutua rispetto al tempo tra gli spostamenti in questi due punti. Pertanto è possibile descrivere lo spettro mutuo (*cross-spectrum*) rispetto alla frequenza tra essi in termini della relativa trasformata di Fourier:

$$p_{U,i}(r,\theta;\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} R_{U,j}(r,\theta,t)\cdot \mathrm{e}^{-\mathrm{i}\omega t} dt = \frac{1}{(2\pi)^2}\cdot \int_{-\infty}^{+\infty}\int_0^{2\pi} \sum_{j=x,y,z} \left|\hat{G}_{ij}(k,\phi,\omega)\right|^2 \cdot h_{F,j}(k,\omega)\cdot \mathrm{e}^{\mathrm{i}[kr\cdot\cos(\theta-\phi)]} dkd\phi\,, \tag{7}$$

per $i=x,y,z$. Grazie alle suddette ipotesi, l'integrale si separa nella parte angolare, calcolabile analiticamente, ed in quella dipendente dal modulo k, che è la sola parte da calcolarsi numericamente. In questo modo, la densità spettrale di potenza del campo di spostamento si calcola, per ogni direzione, con una sola integrazione nel modulo del numero d'onda k.

Quando i due punti coincidono (cioè $\boldsymbol{x}=\boldsymbol{0}$), si ritrova la potenza totale dello spostamento lungo la direzione i-esima ($i=x,y,z$) alla pulsazione ω, data dallo spettro marginale (Lunedei e

Albarello, 2014, 2015):

$$p_{U,i}(0,0;\omega) = \frac{1}{(2\pi)^2} \cdot \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{0}^{2\pi} \sum_{j=x,y,z} \left|\hat{G}_{ij}(k,\phi,\omega)\right|^2 \cdot h_{F,j}(k,\omega) dk d\phi \,. \quad (8)$$

Come spiegato in Lunedei e Albarello (2014, 2015), l'integrale nell'Eq. 8 (per ogni $i=x,y,z$) converge solo se le funzioni $h_{F,j}(k,\omega)$ ($j=x,y,z$) sono infinitesime al divergere di k e ciò implica che il p.s. forza non può essere un processo puramente aleatorio (ossia un rumore bianco) rispetto allo spazio. Ciò significa che la forza deve avere un "colore" relativamente alla dimensione spaziale, il che ha importanti conseguenze fisiche: la necessità d'una dipendenza della densità spettrale di potenza dal modulo del numero d'onda k implica infatti l'esistenza d'una correlazione spaziale del campo di forza, che si può interpretare fisicamente come una correlazione tra le sorgenti (puntuali) delle vibrazioni ambientali situate sulla superficie terrestre ovvero come conseguenza della dimensione finita di tali sorgenti.

La curva di dispersione secondo la definizione f-k. Nel caso ideale di un'antenna sismica costituita da un'infinità continua di ricevitori, la relativa funzione di risposta sarebbe una delta di Dirac, cosicché la stima della densità spettrale di potenza da essa fornita sarebbe esattamente la potenza data dall'Eq. 3. In tale situazione, la curva di dispersione definita dal metodo f-k per la componente del moto i-esima sarebbe $c_i(\omega) = \omega/k_i(\omega)$ tale che

$$h_{U,i}\left(k_i(\omega),\phi_i(\omega),\omega\right) = \max_{k,\phi} h_{U,i}(k,\phi,\omega) \,, \quad (9)$$

per $i=x,y,z$. L'Eq. 3 consente quindi di calcolare tale curva di dispersione, date le proprietà spettrali del campo di forza e la stratigrafia, con un procedimento di ricerca numerica del valore massimo affatto analogo a quello condotto nell'elaborazione dei dati sperimentali con la tecnica f-k. Si può dimostrare che, se il campo di forza è isotropo, cioè $h_{F,x}(k,\omega) = h_{F,y}(k,\omega)$, la suddetta definizione della curva di dispersione $c_z(\omega)$ relativa alla componente verticale del moto non dipende dall'angolo φ.

La curva di dispersione secondo la definizione SPAC. Fissati due punti sulla superficie terrestre, uno nell'origine e l'altro in $\boldsymbol{x}$, la coerenza fra gli spostamenti osservati in tali due punti lungo la direzione i-esima è, per definizione,

$$w_{U,i}(r,\theta;\omega) = \frac{p_{U,i}(r,\theta;\omega)}{p_{U,i}(0,0;\omega)} \,. \quad (10)$$

Per la componente verticale del moto, quando lo spostamento è dovuto ad onde stazionarie indipendenti che si propagano isotropicamente in tutte le direzioni orizzontali con comune velocità di fase $c_z(\omega)$, tale coerenza eguaglia la funzione di Bessel $J_0(\omega \cdot r/c_z(\omega))$ (Aki, 1957). La curva di dispersione relativa a tale componete del moto secondo il metodo SPAC resta quindi definita come la funzione $c_z(\omega)$ che verifica l'equazione

$$J_0\left(\frac{\omega \cdot r}{c_z(\omega)}\right) = \frac{p_{U,z}(r,\theta;\omega)}{p_{U,z}(0,0,\omega)} \,, \quad (11)$$

L'analogia fra le due descrizioni sussiste solo se il campo di forza è isotropo, cioè $h_{F,x}(k,\omega) = h_{F,y}(k,\omega)$, nel qual caso si può dimostrare che il numeratore del membro destro dell'Eq. 11, dato dall'Eq. 7 con $i=z$, non dipende da θ. In tal caso, le Eqq. 7 ed 8 permettono il calcolo del membro destro, frequenza per frequenza, con due integrazioni nel modulo del numero d'onda. Quindi la velocità di fase $c_z(\omega)$ può essere trovata invertendo numericamente la funzione di Bessel J_0, nello stesso modo in cui si determina la curva di dispersone dall'analisi dei dati sperimentali con il metodo SPAC.

Un esempio numerico. Si considera il classico esempio derivante dalla stratigrafia reale introdotta da Tokimatsu (1997) ed Arai e Tokimatsu (2004), denominata da tali autori "sito A". La medesima è stata utilizzata in Lunedei e Albarello (2014, 2015), dove la viscosità è stata introdotta rendendo complesse le velocità delle onde di volume; come nei citati lavori,

Tab. 1 - Stratigrafia usata nell'esempio numerico.

spessore (m)	VP (m/s)	VS (m/s)	densità (kg/m3)
5,5	1333	240	1900
3,6	1333	133	1900
4,6	1333	175	1900
6,3	1333	222	1900
20,0	1333	155	1900
4,6	1333	175	1900
6,4	1333	250	1900
9,0	1595	570	1900
23,6	1595	333	1900
16,4	1595	575	1900
1400,0	1800	700	1900
800,0	2800	1500	2200
∞	5600	3000	2500

tutti i fattori di smorzamento sono posti uguali all'1%. Il profilo stratigrafico usato è riportato in Tab. 1.

Come in Lunedei e Albarello (2014, 2015), la covarianza del campo di forza è assunta separabile nelle sue due variabili: esistono cioè due funzioni tali che $R_{F,j}(r,t) = C_{F,j}(r)\cdot\Theta_{F,j}(t)$. In questo modo risulta separabile anche lo spettro della *j*-esima componente della forza:

$$h_{F,j}(k,\omega) = \left\{\int_{-\infty}^{+\infty}\Theta_{F,j}(t)\cdot e^{-i\omega\omega}dt\right\}\cdot\left\{\int_{0}^{+\infty}C_{F,j}(r)\cdot J_0(kr)\cdot r dr\right\}, \tag{12}$$

La covarianza spaziale di ogni *j*-esima componente del campo di forza è, allo stesso modo, scelta come funzione di tipo gaussiano (bidimensionale):

$$C_{F,j}(r) = \frac{D_j}{2\pi d_j^2}\cdot\exp\left(-\frac{r^2}{2d_j^2}\right), \tag{13}$$

essendo D_j e d_j due costanti positive; la trasformata di Hankel di tale correlazione è ancora una funzione di tipo gaussiano (bidimensionale), cioè:

$$D_j\cdot\exp\left(-\frac{1}{2}d_j^2k^2\right). \tag{14}$$

Come conseguenza dell'ipotesi di separabilità, la densità di potenza spettrale così ottenuta, che soddisfa la richiesta proprietà di decrescenza al divergere di *k*, è la stessa per tutte le frequenze. È importante notare che, quando l'estensione "effettiva" della covarianza spaziale fra le sorgenti, ovvero il valore del parametro d_j, aumenta, la funzione nell'Eq. 13 si appiattisce mentre la densità spettrale di potenza (Eq. 14) si concentra intorno al valore zero, cioè sui piccoli numeri d'onda e quindi sulle grandi lunghezze d'onda; l'inverso avviene, ovviamente, al ridursi del parametro d_j, ovvero al restringersi della correlazione spaziale.

Per l'esempio esaminato, si è posto $D_x=D_y=D_z$, il cui valore non contribuisce a determinare le curve di dispersione. S'è altresì scelto un valore comune *d* per d_x, d_y e d_z, che diviene così l'unico parametro rilevante nel calcolo di tali curve. Tali scelte rendono il campo di forza totalmente isotropo.

La Fig. 1 mostra la curva di dispersione calcolata col presente modello secondo la definizione f-k, cioè in base all'Eq. 9, per alcuni valori del parametro di correlazione *d*. Essa è sovrapposta

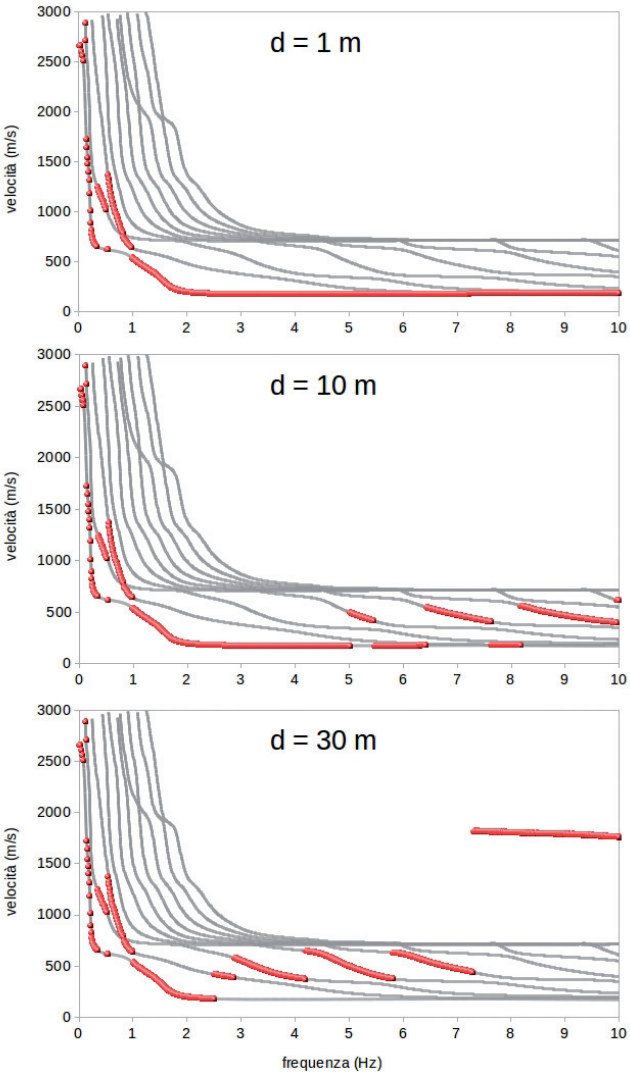


Fig. 1 – Primi dieci modi di Rayleigh (linee di color grigio chiaro) per il profilo stratigrafico in Tab. 1 con sovrapposta (sfere rosse) la curva di dispersione della componente verticale del moto ottenuta col metodo *f-k* "ideale" nel quadro della presente teoria di campo completo (Eq. 9) per tre valori del parametro di correlazione *d*, rappresentativo dei tre parametri d_x, d_y, d_z.

ai primi dieci modi di Rayleigh, calcolati col modello basato sulle onde superficiali esposto in Lunedei e Albarello (2009). Si vede come il massimo valore della funzione densità di potenza spettrale della componente verticale di spostamento del campo completo cada, per tutte le frequenze, in corrispondenza ad una delle curve modali di Rayleigh. Questa corrispondenza, che depone a favore di un ruolo preminente delle onde superficiali nel determinare la curva di dispersione, trova la sua spiegazione formale nel fatto che le dette curve modali coincidono con i poli della funzione di densità spettrale di potenza. Si osserva poi che, in bassa frequenza, la curva di dispersione data da questo metodo f-k "ideale" è indipendente dall'estensione della correlazione del campo di forza (entro i limi esaminati) e salta tra i primi tre modi, rivelando che l'energia del campo completo si muove tra essi, al variare della frequenza. Al contrario, il comportamento della curva di dispersione in alta frequenza dipende fortemente dal valore di *d*: quando il raggio di correlazione delle sorgenti è piccolo, essa giace interamente sul modo fondamentale, mentre quando l'estensione della correlazione si amplia, essa si sposta via via sui modi superiori. Formalmente, ciò è conseguenza della riduzione di potenza al crescere del valore di *k*, dovuta all'andamento esponenziale della funzione di densità spettrale di potenza della forza (Eq. 14), la quale spinge il massimo della densità spettrale di potenza dello spostamento verso minori numeri d'onda, ovvero verso velocità più elevate. Nel quadro di questa teoria (inclusa la forma della correlazione del campo di forza), questo fatto fornisce una possibile via per vincolare il valore del parametro di correlazione *d:* poiché infatti, in generale, non si osservano sperimentalmente salti ad alta frequenza come quelli mostrati nel secondo e terzo grafico di Fig. 1, si può dedurne che *d* dovrebbe assumere valori inferiori a 10 m, limite che si accorda perfettamente con quello ottenuto in Lunedei e Albarello (2014, 2015) da analoghe considerazioni sulla curva H/V.

Il valore *d*=1 è stato quindi scelto per calcolare la curva di dispersione della componente verticale del moto secondo la definizione del metodo SPAC, ovvero l'Eq. 11, al variare della

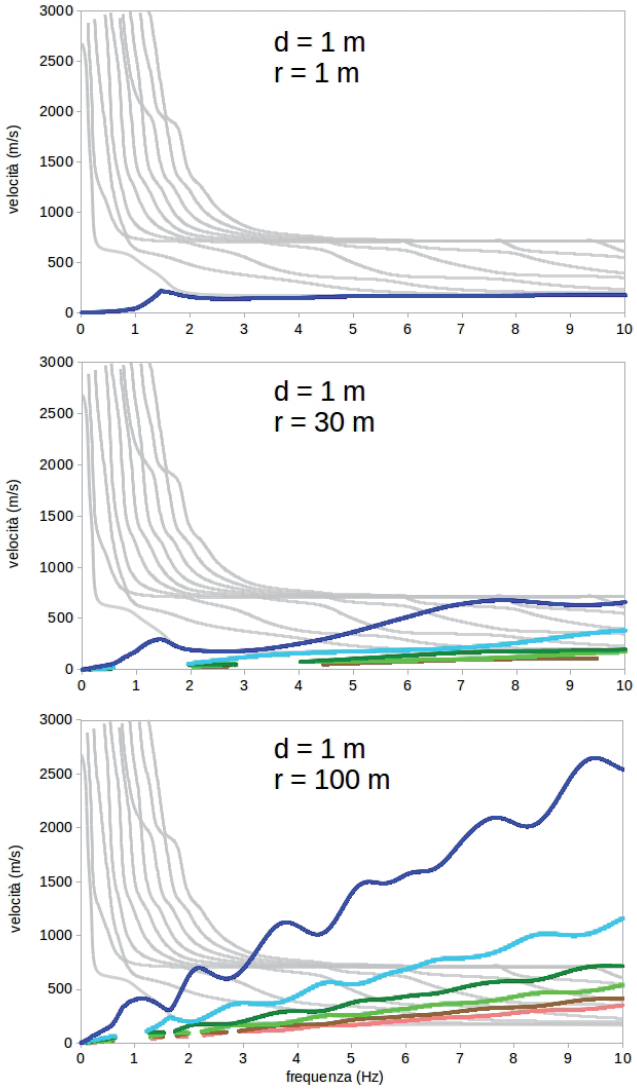


Fig. 2 – Primi dieci modi di Rayleigh (linee di color grigio chiaro) per il profilo stratigrafico in Tab. 1 con sovrapposti (linee colorate) i primi rami della curva di dispersione della componente verticale del moto ottenuta col metodo SPAC nel quadro della presente teoria di campo completo (Eq. 11) per tre valori dell'interdistanza dei ricevitori r; il parametro di correlazione d, rappresentativo dei tre parametri d_x, d_y, d_z, è fissato ad 1 m.

distanza fra i ricevitori r: i risultati sono mostrati in Fig. 2. Quando l'interdistanza r è piccola la curva di dispersione è composta da un unico ramo, che giace sul modo fondamentale di Rayleigh. Al crescere di r, compaiono altri rami e tutti incrociano diversi modi di Rayleigh al variare della frequenza. Si tratta del noto problema della molteplicità delle soluzioni date dal metodo SPAC, in conseguenza della natura polidroma dell'inversa della funzione J_0; il modo fondamentale di Rayleigh è in tal caso descritto da differenti rami della soluzione in diversi intervalli di frequenza. Un'osservazione importante riguarda l'andamento di tutti i rami della curva di dispersione a bassa frequenza: tra 1 e 2 Hz vi è un punto (la cui frequenza si riduce lievemente al crescere di d) a sinistra del quale detta curva abbandona la curva di Rayleigh per convergere rapidamente ma regolarmente verso l'origine delle coordinate. Si tratta di un fenomeno comunemente osservato nell'analisi dei dati sperimentali con i metodi di tipo SPAC e questa simulazione suggerisce che esso non sia legato a limiti sperimentali, quanto piuttosto sia un fatto intrinseco alla metodologia, che merita senz'altro un approfondimento.

Infine, la Fig. 3 mostra la curva di dispersione effettiva di Rayleigh ottenuta secondo la definizione data in Tokimatsu *et al.* (1992; Eq. 20) ed in Tokimatsu (1995; Eq. 62), al variare dell'interdistanza dei ricevitori. Comparandone l'andamento con quello in Fig. 1, si deduce che tale curva effettiva è una buona approssimazione della curva di dispersione del campo completo definita secondo la tecnica f-k "ideale". Quando l'interdistanza dei ricevitori assume valori piccoli, la prossimità delle due curve si mantiene per tutte le frequenze, mentre al crescere di questa si conserva solo a quelle più basse. È interessante notare la similitudine delle curve nonostante le ipotesi dei modelli che le producano siano sostanzialmente diverse: la curva effettiva è definita per un processo monodimensionale, assume sorgenti non correlate fra loro e considera le sole onde superficiali. Per piccole interdistanze r, la curva effettiva riproduce anche quella ottenuta dal campo completo col metodo SPAC, eccetto alle frequenze più basse. Analogie si notano anche

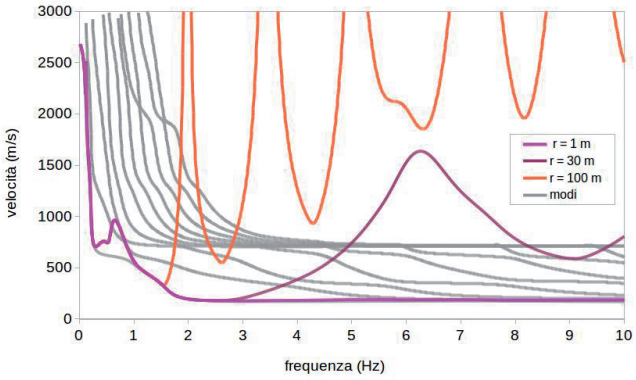


Fig. 3 – Primi dieci modi di Rayleigh (linee di color grigio chiaro) per il profilo stratigrafico in Tab. 1 con sovrapposte (linee colorate) le curve di dispersione effettiva di Rayleigh della componente verticale del moto per tre valori dell'interdistanza dei ricevitori *r*.

per interdistanze maggiori, ma gli andamenti divengono, in ambo i casi, più complicati.

Conclusioni. Si è mostrato come il modello del campo completo delle vibrazioni ambientali introdotto in Lunedei e Albarello (2014, 2015) per interpretale la curva dei rapporti spettrali H/V sia altrettanto efficace nel descrivere la curva di dispersione misurata da un'antenna sismica posta sulla superficie terrestre. In particolare, le proprietà spettrali, e quindi di correlazione, del campo delle vibrazioni ambientali emergono in modo naturale nel quadro di questa teoria e ciò permette di modellare le curve di dispersione secondo procedure affatto analoghe a quelle sperimentalmente adottate nell'analisi delle acquisizioni di sismica passiva, specificamente i metodi f-k e SPAC. In tal modo, questa teoria, che modella il campo di spostamento delle vibrazioni ambientali ed il campo di forza che lo genera come campi stocastici, si rivela capace di descrivere compiutamente le quantità sperimentalmente misurabili relative a tale campo.

Analogamente a quelli riportati nei citati lavori, l'esempio considerato suggerisce anche la possibilità di determinare un intervallo relativamente ristretto per i valori assunti dal parametro più importante che caratterizza questa teoria: l'estensione della correlazione spaziale del campo di forza. Da un lato, questo può rendere possibile stimare una proprietà importante del campo completo delle vibrazioni ambientali, dall'altro, è un elemento importante nell'applicazione pratica di questa teoria per produrre curve sintetiche. L'esempio, mostrando la coincidenza (per il metodo f-k) e la prossimità (per il metodo SPAC) della curva di dispersione del campo completo con i modi delle onde di Rayleigh (Figg. 1 e 2), conferma anche il ruolo primario delle onde superficiali nel determinare le curve di dispersione.

Di notevole interesse è la capacità della presente teoria di descrivere un fenomeno comunemente osservato nei dati reali: la divergenza delle curve di dispersione ottenute con i metodi f-k e SPAC alle basse frequenze. Mentre la seconda decade regolarmente quando la frequenza va a zero, la curva f-k continua ad aumentare col ridursi della frequenza, e, in generale, si identifica sempre un valore di frequenza al di sotto del quale la curva di dispersione f-k assume valori nettamente superiori alla corrispondente curva SPAC. L'esempio considerato suggerisce che la curva di dispersione f-k segua meglio l'andamento delle curve di dispersione modali e, quindi, meglio descriva le proprietà di dispersione del sottosuolo, rispetto alla curva SPAC, almeno alle basse frequenze. Il decadimento regolare verso lo zero di quest'ultima curva, mostrandosi palesemente anche nei dati simulati, sembra dunque essere un effetto reale e non un accidente legato alle procedure sperimentali. Ulteriori indagini sono tuttavia necessarie per capire l'origine di questo andamento ed il suo legame con le proprietà del sottosuolo e del campo delle vibrazioni ambientali.

Un ultimo risultato interessante mostrato dall'esempio esaminato è la buona capacità della curva di dispersione effettiva definita da Tokimatsu *et al*. (1992) e Tokimatsu (1995) di approssimare la curva di dispersione f-k del campo d'onda completo, quando la distanza fra i due ricevitori è piccola. L'approssimazione è altrettanto valida per le curve SPAC, a frequenze abbastanza alte.

I limiti della teoria sono ovviamente gli stessi già elencati Lunedei e Albarello (2014, 2015). In particolare, l'assunta separabilità della funzione di densità spettrale di potenza del campo d forza implica che non esista alcuna relazione tra le caratteristiche spaziali e temporali di tale campo, il che è probabilmente irrealistico.

Analogamente, le stesse proposte per un futuro miglioramento della teoria possono essere avanzate. Il modello potrebbe essere reso più generale sia rilasciando la separabilità in tempo e spazio della correlazione del campo di forza, sia prendendo in considerazione un qualche tipo di disomogeneità spaziale. La non-separabilità permetterebbe di descrivere la diversa estensione della correlazione spaziale delle sorgenti del campo a frequenze diverse. La disomogeneità spaziale consentirebbe di prendere in considerazione strutture più complesse, e probabilmente più realistiche, per il campo di forze che genera le vibrazioni ambientali, quali, ad esempio, distribuzioni direzionali delle sorgenti od aree libere dalle medesime.

Bibliografia

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. & Puzzilli L.M.; 2009: *Il contributo della sismica passiva nella microzonazione di due macroaree abruzzesi*. Atti del 28° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 16-19 novembre 2009, pp. 254-256 (ISBN 88-902101-4-1), http://www2.ogs.trieste.it/gngts/ (Tema 2, Sessione 2.1).

Albarello D. & Gargani F.; 2010: *Providing NEHRP soil classification from the direct interpretation of effective Rayleigh wave dispersion curves*. Bull. Seismol. Soc. Am., **100**, 3284–3294, doi:10.1785/0120100052.

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. & Puzzilli L.M.; 2011: *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the April 6, 2009 L'Aquila (Italy) earthquake*. Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, **52**(3), 513–538.

Arai H. & Tokimatsu K.; 2004: *S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum*. Bulletin of the Seismological Society of America, **94**(1), 53–63.

Foti S., Parolai S., Albarello D. & Picozzi M.; 2011: *Application of Surface Wave Methods for Seismic site characterization*. Survey in Geophysics, **32**(6), 777-825.

Foti S., Lai C.G., Rix G. & Strobbia C.; 2014: *Surface Wave Methods for Near-Surface Site Characterization*. CRC Press.

Gruppo di lavoro MS-AQ; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. Regione Abruzzo – Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol. e DVD-Rom.

Lunedei E. & Albarello D.; 2009: *On the seismic noise wave field in a weakly dissipative layered Earth*. Geophys. J. Int., **177**, 1001–1014, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.04062.x.

Lunedei E., Albarello D.; 2014: *Calcolo dell'H/V con un modello del campo completo delle vibrazioni ambientali basato su una distribuzione di sorgenti superficiali spazialmente correlate*. Atti del 33° Convegno Nazionale GNGTS, 25–27 novembre 2014, Bologna, 210–217, http://www2.ogs.trieste.it/gngts/ (Sessione 2, Tema 2).

Lunedei E. & Albarello D.; 2015: *Horizontal-to-vertical spectral ratios from a full-wavefield model of ambient vibrations generated by a distribution of spatially correlated surface sources*. Geophys. J. Int., **201**, 1140–1153, doi:10.1093/gji/ggv046.

Peruzzi G., Lunedei E., Albarello D., Pieruccini P., Firuzabadì D., Sandrelli F., Coltorti M. & Fantozzi P.L.; 2013. *La Microzonazione Sismica di un sito UNESCO: il centro storico di San Gimignano (Siena)*. Atti del 32° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 19-21 novembre 2013, pp. 299-306 (ISBN 978-88-902101-7-4), http://www2.ogs.trieste.it/gngts/ (Tema 2, Sessione 2.2).

Pileggi D., Lunedei E., Heilemikael S. & Albarello D.; 2009: *Problematiche legate alle misure di vibrazioni ambientali su siti rigidi*. Atti del 28° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 16-19 novembre 2009, pp. 334-337 (ISBN 88-902101-4-1), http://www2.ogs.trieste.it/gngts/ (Tema 2, Sessione 2.1).

Pileggi D., Rossi D., Lunedei E. & Albarello D.; 2011: *Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys*. Bulletin of Earthquake Engeenering, **9**, 1839–1854, doi:10.1007/s10518-011-9292-0.

Tokimatsu K., Tamura S. & Kojima H.; 1992: *Effect of multiple modes on Rayleigh wave dispersion characteristics*. J. Geotech. Eng., **118**(10), 1529–1543.

Tokimatsu K.; 1997: *Geotechnical site characterization using surface waves*. In "*Earthquake geotechnical engineering: proceedings of IS-Tokyo '95, the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Tokyo, 14–16 November, 1995"*, curatore Ishihara K., pubblicato da A A Balkema Publishers (Rotterdam), 3, 1333–1368.

SITE CHARACTERIZATION IN ITACA DATABASE

L. Luzi[1], C. Felicetta[2], R. Puglia[1], E. Russo[3], F. Pacor[1], M. D'Amico[1], G. Lanzano[1] and Working Group 2014[4] INGV-DPC Project S2-Task2

[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano.
[2] Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, Area della Ricerca di Roma 1, Montelibretti (RM).
[3] Centro NazionaleTerremoti, Roma.
[4] Working Group 2014 INGV-DPC Project S2-Task2: Research Unit 1: Barnaba C., Laurenzano G., Priolo E., Moratto L., Bertoni M., Tamaro A. (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste), Gallipoli M.R. (Consiglio Nazionale delle Ricerche - Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale, Tito Scalo - PZ), Lizza C., Vignola L.. (Mallet s.r.l.). Research Unit 2: Lovati S., Massa M. (INGV, Milano), Ladina C. (INGV-CNT-Roma). Research Unit 4: Barani S., De Ferrari R., Ferretti G., Scafidi D., Spallarossa D. (Università degli Studi di Genova). Research Unit 5: Albarello D., Francescone M., Lunedei E., Paolucci E., Papasidero M. P.,Peruzzi G., PieruccniP. (Università degli Studi di Siena). Research Unit 8: Castellaro S., Panzeri R., Borgia U., Perricone L. (Università di Bologna). External to the project: Moscatelli M. (CNR-IGAG).

Introduction. Ground motion characteristics are strongly influenced by local geologic, geomorphological and geotechnical conditions as well as by seismic source and propagation path. The local site conditions can modify the ground motion in terms of amplitude, frequency and duration of the seismic shaking (Rathje *et al.*, 2010).

Theoretical studies and empirical observations have allowed to discriminate three main types of site effects caused by:

- presence of sediments buried geometry;
- particular topographic settings;
- lateral heterogeneities that can determine 2D and/or 3D effects.

Available information at seismic stations are frequently inadequate for a proper characterization and can have a significant impact on the definition of seismic hazard both at large and local scale.

ITACA station database. The database ITACA (ITalian ACcelerometric Archive http://itaca.mi.ingv.it, Luzi *et al.*, 2008; Pacor *et al.*, 2011) is not only a waveform repository, but also a tool to archive the results of site characterization. The database contains data that were mainly acquired by: the Italian Civil Protection Department (DPC) through the Italian Strong-motion Network (RAN) and the national seismic network operated by Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). The results of site characterization were obtained from different sources such as: DPC-INGV seismological projects (2006 S6-Project; 2007-2009 S4-Project and 2014 S2-Project)and a joint project (GeoRAN 2014-2015) between CNR-IGAG and DPC.

ITACA (itaca.mi.ingv.it) can host stations metadata such as location, housing, geological and geomorphological details, shear-wave velocity profiles (V_S) or resonance frequency obtained by analysis of ambient noise. In general the station information is available at different levels of details depending on extent of researches performed on the site.

Fig. 1 shows the web page for the RAN station AQV (L'Aquila – V. Aterno – Centro valle). This page contains details related to the station and they are grouped into four main categories: 1) descriptive metadata of recording site such as station code and localization in terms of geographic coordinates, address and housing of the recording instrument; 2) information regarding soil category, value of $V_{S,30}$, type and quality of measurement to estimate the shear-wave velocity; 3) morphologic and topographic description; 4) quantitative information for seismic site characterization such as Standard Penetration Test (SPT) logs, V_S and/or V_P profiles, and stratigraphic logs.

Station information and other details are included in the station monography that can be downloaded from the web page. The monograph collects extended information, when available, such as photo, geological maps at different scales, geophysical and geotechnical surveys, position of logs, stratigraphic profile, plot of V_S and/or V_P profiles, report of microtremor H/V spectral ratio and a frame with a synthesis of information. At the end of the page links to other documents relating to the stations are present.

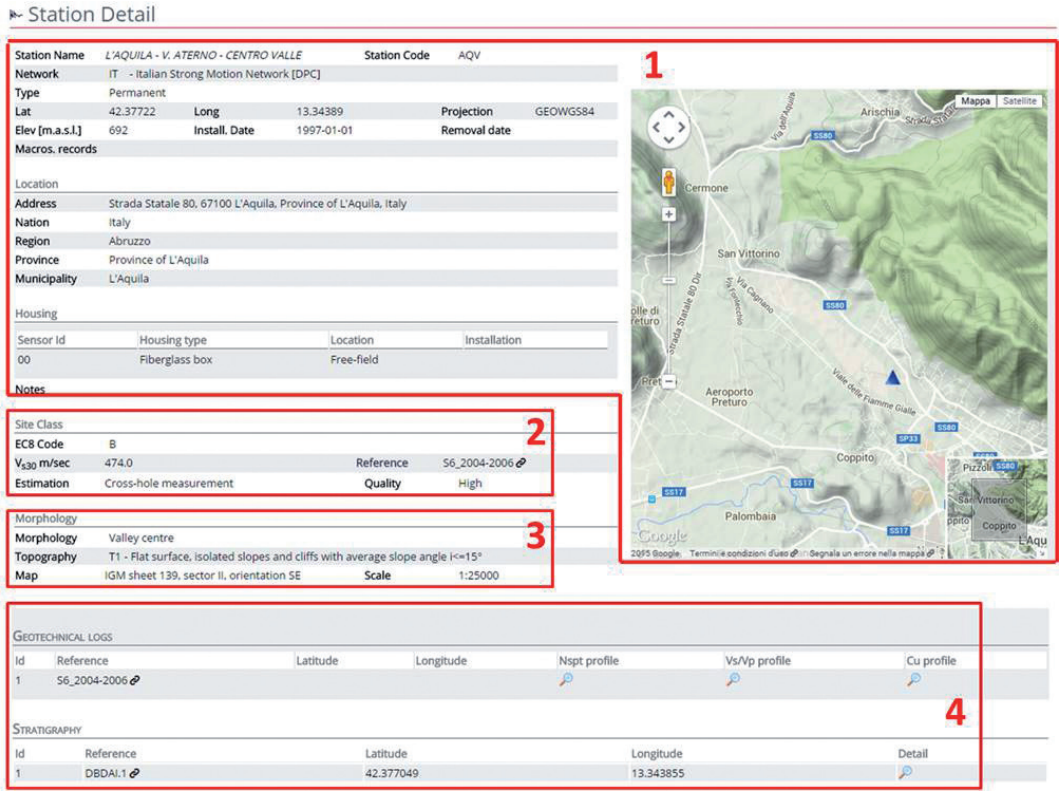


Fig. 1 – Web page of ITACA database for AVQ (L'Aquila – V. Aterno – Centro Valle) RAN station.

Measurements of ambient noise. In ITACA database, about 400 microtremor measurements are available. The major of them was provided by the Department of Civil Protection through 2 campaigns conducted in the period 2011-2014. In order to make these measurements comparable, all noise-records were processed with the same procedure (Puglia *et al.*, 2011).

The main steps of the processing are: i) application of 1st order baseline correction and a 4th order acausal Butterworth band-pass filtering to the entire time series; ii) subdivision of each record in windows and definition of the relevant minimum expected f_0, following the criteria recommended in the SESAME project (2005); iii) application of 1st order baseline correction and a 5% cosine taper to each window; iv) calculation of the Fourier spectra and smoothing through the Konno and Ohmachi (1998) algorithm, fixing the relevant parameter b to 40; v) computation of the Horizontal –to-Vertical-Spectral Ratio (HVSR) values for each window as the ratio between the vector summation of the Fourier spectra of horizontal components and the spectrum of the vertical component; vi) HVSR curve computation by averaging the single HVSR curves, considering a log-normal distribution of amplitudes to obtain the mean with the relevant 68% confidence interval.

Windows exhibiting large transients were generally excluded from the analysis; these windows were visually identified from the velocity time series and from the single window Fourier spectra and spectral ratio.

In the analysis of the resonance peaks, the minimum expected f_0 was always set to a value equal to or higher than the lower frequency recordable by the instrument. For example, in the case of Lennartz LE-3D/5s sensor this value is set to 0.2 Hz.

For each microtremor measurement, a report (Fig. 2) is generated and published in ITACA on the station monograph under the section "Microtremor H/V spectral ratio". In this report,

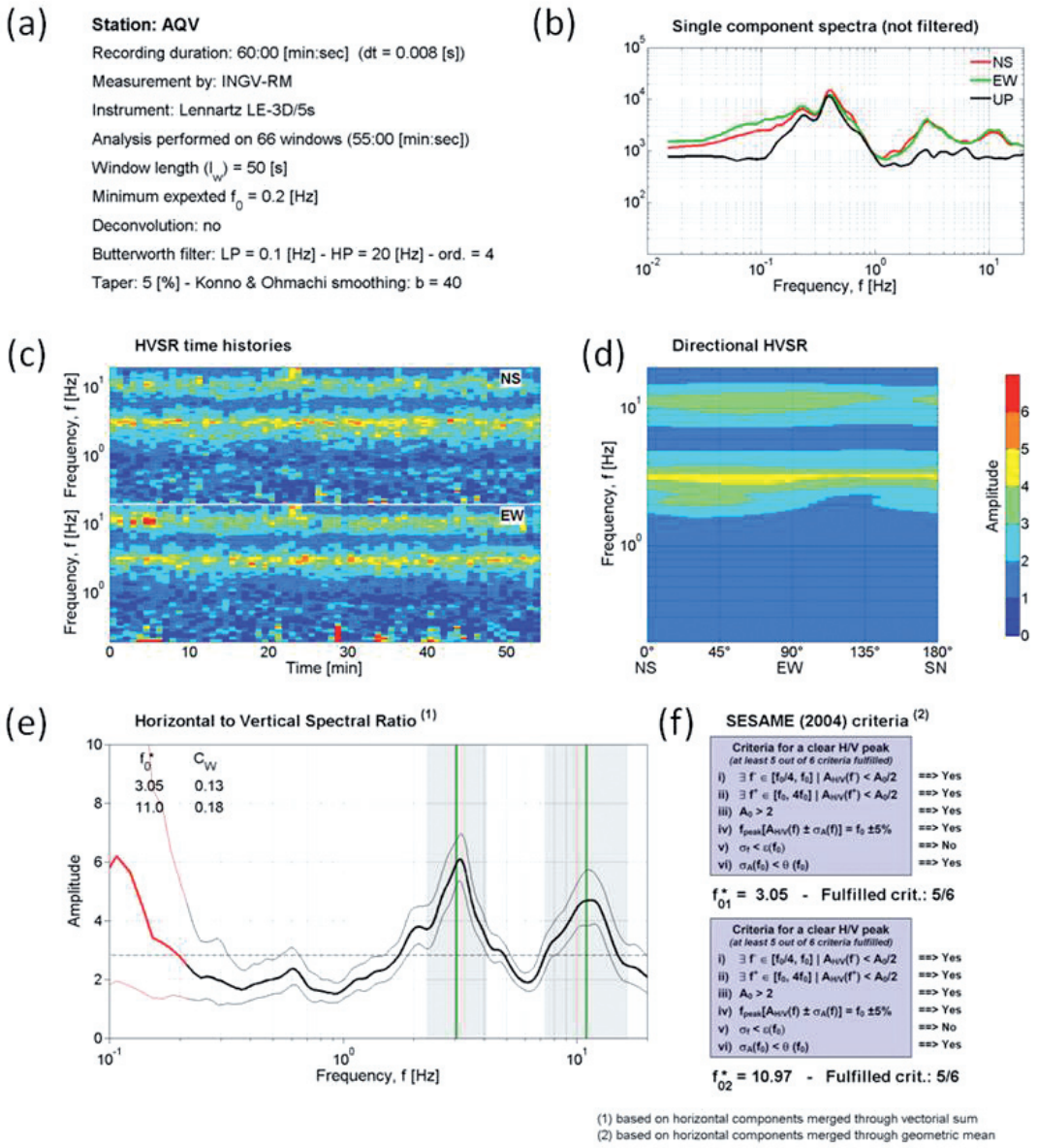


Fig. 2 – Example of microtremor report published on station monograph of ITACA: a) information about the measurements and processing parameters; b) smoothedunfiltered Fourier spectra; c) HVSRtime histories; d) HVSR azimuthal variations; e) mean HVSR; f) SESAME reliability criteria for the peaks identified in the HVSR.

details about the measurement and the parameters adopted for the analysis are reported (Fig. 2a), such as the duration of the recording, the sensor model, the minimum expected fundamental frequency (f_0), etc. The results are displayed in terms of: unfiltered smoothed Fourier spectra for each component (Fig. 2b), time histories relevant to the components (Fig. 2c), rotated HVSRs (Fig. 2d), mean HVSR (Fig. 2e) and SESAME criteria indicating the degree of reliability of the HVSR peaks (Fig. 2f).

The main goal of the technical reports published on ITACA is to provide the end-user with the information about the quality of the microtremor measurement and the reliability of the HVSR peak, if any. In order to provide an immediate indication about the quality of the single

measurement and preventing misinterpretation of low-quality measurements, a reliability classification scheme was developed in the frame of the seismic microzoning activities following the 2009 L'Aquila earthquake by Albarello *et al*. (2011). This classification, is more conservative than the one proposed by the SESAME group (SESAME 2005), since it includes more criteria. Albarello *et al*. (2011) defines three classes:

- class A: trustworthy and interpretable HVSR curve, it represents a reference measurement that can be considered by itself for the site of concern;
- class B: ambiguous HVSR curve, should be used with caution and in case of coherency with other measurements performed nearby;
- class C: poor quality HVSR curve (hardly interpretable), to be discarded.

The majority of measurements of ambient noise can be grouped in classes A and B while about less than 10% are poor quality HVSR curves.

Resonance peaks detection. In order to physically interpret the curve in terms of "absence/presence" of resonance phenomena, two situations should be distinguished:

1. possible resonance: the HVSR curve presents at least one clear peak in the frequency range where the measurement could be considered reliable;
2. the HVSR curve does not present any clear peak in the frequency range where the measurement could be considered reliable: flat (F) or broad-band (BB) curves.

To provide such distinction, an automatic procedure was adopted (Puglia *et al*., 2011) to identify the resonances peaks, their reliability and the sharpness of the HVSR curve nearby each of these values. Though the procedure it also to identify the broad-band or flat HVSR curves.

In case of resonance, we identify three different frequency – amplification bands:

f0≤1 Hz Low frequency (LF)
1 Hz<f0≤4 Hz Intermediate frequency (MF)
f0>4 Hz High frequency (HF)

and three amplitude – amplification range:

2.7<Af0≤4.2 Small amplitude (LA)
4.2<Af0≤5.7 Medium amplitude (MA)
Af0>5.7 Large amplitude (HA)

We apply these criteria to the noise measurement set collected in the Itaca database. Tab. 2 summarizes the results. The flat HVSR curves are the majority, however no clear correlation are found with the EC8 soil categories since most of the recording stations are classified on the base of geological information.

Tab. 2 - Results of frequency – amplification bands and amplitude – amplification range of HVSR curves collected in ITACA.

			amplitude – amplification range		
			LA	HA	MA
frequency – amplification range	F	129			
	BB	30	27	0	3
	LF	65	37	14	14
	MF	56	29	11	16
	HF	48	26	11	11

Site classification in ITACA 2.0. The geographic distribution of the 922 recording stations, that will be available in the next release of ITACA (ITACA 2.0), is shown in Fig. 3 (left panel). The majority of the stations (601) belongs to RAN (network IT) operated by DPC, while the remaining 321 are part of other networks.

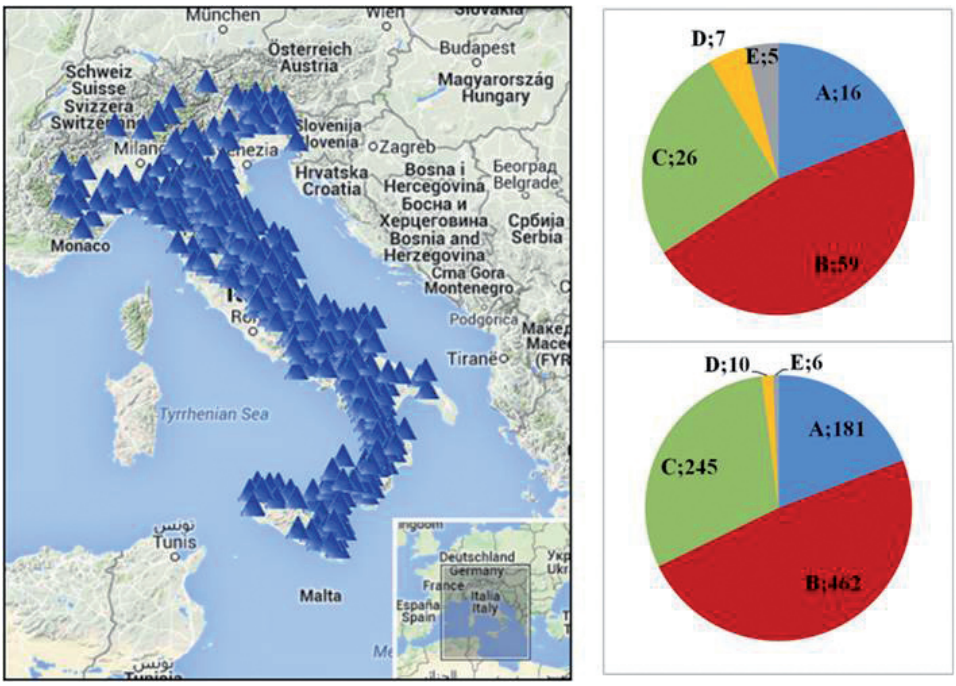


Fig. 3 – Left panel: map showing the geographic distribution of recording stations presented in the next release of ITACA (ITACA 2.0). Right panel: distribution of site classification according to EC8 code for the stations with available shear-wave velocity profile (top) and distribution that include station categorized according surface geology (bottom).

The recording stations are classified based on the Italian seismic provisions NTC08, which adopts a similar scheme as the EC8 Code. The seismic site response of the station is categorized according to the average shear – wave velocity between 0 and 30 m depth ($V_{S,30}$), when available, or according to an expert judgment based either on surface geology or available geophysical information such as fundamental frequency.

With respect the totality of recording stations included into ITACA database, only 1/6 is characterized with a measurement of the Vs profile. In particular, the database contains: 151 shear-wave velocity profiles for RAN station; 4 for the strong-motion network operated by ENEA (Agenzia nazionale per la nuove tecnologie, l'energia e lo sviluppo economic sostenibile), 6 for the University of Basilicata network, 5 for the Rete Sismica Nazionale operated by INGV, while the remaining 2 are for temporary network.

Fig. 3 (right panel) shows the distributions of site classification according to EC8 code for the stations with available shear-wave velocity profile (top). Stations categorized according to surface geology (Di Capua *et al.*, 2011) are marked by an asterisk and are shown in the bottom of the right panel. These temporary categories can change, once the relative shear-wave velocity profiles are acquired.

During the past INGV-DPC S2 Project, an extensive campaign of site characterization has been carried out, allowing to provide detailed site-specific characterization for about 50 recording sites. Notably, about 1/2 of the studied stations had changed their previously soil categories, assigned only on the basis of surface geology.

As an example, the station MLD (Meldola) classified as A* in according to the surface geology, changed its soil category as C ($V_{S,30}$ = 214 m/s) after the V_S measurement.

In general, the class affected by the largest error is class B*, as about half of the stations have been assigned to other classes after the experiments. This large uncertainty is probably due to

the large $V_{S,30}$ interval characterizing this soil class (360-800 m/s) and to the difficulty to detect rock sites from the geological map. On the contrary, class C* is more stable, as deep sediments are easily identifiable on the basis of the surface geology.

Tab. 1 quantify the upgrade in terms of EC8 class classification before and after the S2 DPC-INGV project (2014-2015).

Tab. 1 - Number of EC8 site class classification before and after the S2 DPC-INGV project (2014-2015).

# EC8 site class	Before S2	After S2
A	1	9
A*	8	2
B	1	14
B*	25	3
C	0	18
C*	14	2
E	0	1

In general, the $V_{S,30}$ measurements provides a reliable estimation of the site amplification when the geological settings are close to one-dimension approximation.

When the sites are located in complex geological settings, the $V_{S,30}$ in not a good proxy of site response. As an example, we present the case of the Malcesine station (code MLC). This station is located on one of the flanks of the Garda Lake and was formerly classified as A* on the base of the geological information (Di Capua *et al*., 2011). After the geophysical surveys carried-out in the frame of INGV-DPC S2 Project (Barnaba *et al*., 2015), the station moved tosoil category B since the measured average shear wave velocity is $V_{S,30}$ = 580 m/s.

The variability of the ground-motion observed at this station were investigated by Lanzano *et al*. (2015) through the residual analysis according to Rodriguez-Marek *et al*. (2011) and Luzi *et al*. (2014). This analysis was carried out on a 2015 updated data set of records (retrieved by ITACA 2.0 and the European Strong Motion database (ESM http://esm.mi.ingv.it)), using the Bindi *et al*. (2011) as a reference Ground Motion Prediction Equations.

The residuals have been decomposed to retrieve the event, site and record-to-record errors. In particular, the site-term could be used to evaluate if the site response is coherent with the median predictions for the soil categoryassigned to the considered site.

The MLC station recorded 18 earthquakes, most of them belonging to the 2012 Emilia seismic sequence. Independently on the soil classification adopted to MLC, the site term estimated trough the residual analysis always shows a remarkable amplification around T=0.1 s; this behavior is also confirmed by the noise measurements. This high frequency amplification is not predicted for EC8-classes A and B and could be ascribed to the specific geological setting that are notrepresented by a simple 1D scheme.

Conclusion. The results of geophysical and geomorphological surveys performed in the framework of different scientific projects, collected in the ITACA 2.0 release, allow us to: i) update site-information at strong-motion Italian recording stations; ii) better individuate peculiar features that can be ascribed to site effects or soil-structure interaction; iii) improve the performance of empirical model for ground motion prediction.

Site classification inferred only from geological information can be misleading and surveys of site characterization of the recording stations should be promoted, in the future, in order to improve the current knowledge on strong motion seismology (site effects, Ground Motion Prediction Equations, hazard map validation).

References

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D., Puzzilli L.M.; 2011:*The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 L'Aquila (Italy) earthquake*. Boll GeofisTeorApplVol. 52, n. 3, pp. 513-538; September 2011.

Barnaba C., Bertoni M., TamaroA.; 2015:*Site characterization of RAN stations performed by the OGS in the frame of S2-2014 Project: IT.MLC*. Technical Report DPC-INGV-S2 Project (http://esm.mi.ingv.it).

Bindi, D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G., and Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Seism. Soc. Am. 9 1899-1920.

Di Capua G., Lanzo G., Pessina V., Peppoloni S., and Scasserra G.; 2011: *The recording stations of the Italian strong motion network: geological information and site classification*. Bulletin of Earthquake Engineering, 9: 1779–1796.

Eurocodice 8; 2005:*Progettazione delle strutture per la resistenza sismica*. UNI-EN 1998-1.

Konno K., Ohmachi T.; 1998: *Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor*. Bull Seismol Soc Am 88:228–241.

Lanzano G., D'Amico M., Felicetta C., Luzi L., Puglia R., Pacor F.; 2015: *Ground motion variability of the stations selected for PSHA model validation*. Deliverable D2.3, DPC-INGV-S2 Project: Constraining observations into Seismic Hazard.

Luzi L., Felicetta C., Puglia R., Russo E., Pacor F., D'Amico M., Lanzano G., and Task2 Working Group; 2015:*Site-specific characterization of selected ITACA stations*, *DPC-INGV-S2 Project-2015-D2.1*.

Luzi L., Bindi D., Puglia R., Pacor F., and Oth A.; 2014: *Single-Station Sigma for Italian Strong- Motion Stations*. Bull. Seism. Soc. Am. 104 467–483.

Luzi L., Hailemikael S., Bindi D., Pacor F., Mele F., Sabetta F.; 2008: *Itaca (ITalianACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data*. Seismological Research Letters, 79(5), 716–722. Doi: 10.1785/gssrl.79.5.716

NTC08; 2008:*Norme Tecniche per le Costruzioni*. DM 140108, Ministero delle Infrastrutture, Roma, Gazzetta Ufficiale, 29, 4-2-2008.

Pacor F., Paolucci R., Luzi L., Sabetta F., Spinelli A., Gorini A., Nicoletti M., Marcucci S., Filippi L., Dolce M.; 2011: *Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0*. Bulletin of Earthquake Engineering, Volume 9, Issue 6, pp 1723-1739.

PaolucciR , Pacor F, Puglia R, Ameri G, Cauzzi C, Massa M.; 2011:*Record processing in ITACA, the new Italian strong-motion database*. In: Akkar S, Gulkan P, Van Eck T (eds) Earthquake data in engineeringseismology. Predictive models, data management and networks, Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering series, Vol. 14, Chapter 8. Springer, 99–113.

Puglia R., Albarello D., Gorini A., Luzi L., Marcucci S., Pacor F.; 2011a:*Extensive characterization of Italian accelerometric stations from single-station ambient-vibration measurements*. Bulletin of Earthquake Engineering, 9: 1821-1838. Doi: 10.1007/s10518-011-9305-z.

Puglia R., Russo E., Pacor F., Luzi L., D'Amico M.; 2014:*A software for the processing of the waveforms of the italian strong motion database*. Second European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Istanbul. Aug. 25-29, 2014.

Rathje E.M. Ph.D, Asce M.,Kottke A.R., and Trent W.L.; 2010:*Influence of Input Motion and Site Property Variabilities of Seismic Site Response Analysis*. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 136(4), 607-619.

Rodriguez-Marek A., Montalva G. A., Cotton F., and Bonilla F.;2011:*Analysis of Single-Station Standard Deviation Using the KiK-Net Data*. Bull. Seism. Soc. Am. 101 1242–1258.

Site Effects Assessment using Ambient Excitations (SESAME) European project (2005)DeliverableD23.12— *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation*. http://www.sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr. Accessed March 2010.

STUDIO PRELIMINARE DELLA RISPOSTA SISMICA LOCALE PRESSO IL SITO DI CASTELLEONE (CR): ANALISI DEL RUMORE SISMICO AMBIENTALE TRAMITE CONFIGURAZIONI AD ARRAY E SINGOLA STAZIONE

C. Mascandola[1], S. Lovati[1], M. Santulin[1], E. D'Alema[1], S. Barani[2], R. De Ferrari[2], M. Massa[1]
[1] Istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italia
[2] GEAmb S.r.l., Genova, Italia

Introduzione. Con lo scopo di investigare la risposta sismica locale di un sito target per le aree centrali della pianura padana, durante il periodo estivo appena trascorso, sono state eseguite nei pressi di Castelleone (CR) una serie di indagini geofisiche sia attive che passive. In corrispondenza del sito in studio, a partire dal 2009 è installata CTL8, una stazione sismica della rete sismica nazionale (Amato e Mele, 2008) gestita dall'INGV.

L'importanza dello studio della risposta di sito in corrispondenza delle aree di pianura è da imputare all'elevato grado di rischio sismico dell'area in studio che, pur essendo caratterizzata da valori di pericolosità sismica medio bassi [al bedrock generalmente non superiori a 0.1 g: Stucchi (2011)], presenta una significativa esposizione al danno essendo caratterizzata da elevata densità abitativa, elevato numero di strutture sensibili quali importanti ospedali ed impianti industriali, linee ferroviarie ad alta velocità, centrali nucleari dismesse, gasdotti etc. In particolare, come dimostrato da recenti studi effettuati sia a scala nazionale che globale, i bacini sedimentari profondi risentono in particolar modo di fenomeni amplificativi a lungo periodo. Recenti studi effettuati a partire da microtremore (Marzorati e Bindi, 2006), terremoti locali (Luzi *et al*., 2013) e telesismi (Massa e Augliera, 2014) hanno messo in luce come le aree centrali della pianura padana risentano di effetti amplificativi a frequenze inferiori all'Hz. Le tipologie di dannaeggiamento riscontrate a seguito dalla recente sequenza sismica emiliana del 2012 (Tertulliani *et al*., 2012) ne sono una triste riprova..

Lo scopo principale delle analisi effettuate al sito in esame (Fig. 1) è stato quello di ipotizzare una correlazione tra i picchi di amplificazione desunti dai rapporti spettrali calcolati sia da rumore sismico che da terremoti e le discontinuità di velocità delle onde di taglio individuate grazie allo stendimento di array sismici a maglie crescenti. I risultati, interpretati grazie alle stratigrafie disponibili (Carcano e Piccin, 2002), hanno permesso di ipotizzare in via preliminare l'interfaccia litologica che per l'area in esame potrebbe rappresentare il bedrock sismico.

Indagini effettuate. Nel dettaglio, l'area in studio è collocata in prossimità del parco didattico Cascina Stella, ubicato nel territorio comunale di Castelleone (CR). La stazione sismica CTL8 è composta da un sensore velocimetrico collocato in pozzo, a -160 m (Malin 2-S Borehole, 2 Hz) da piano campagna, e da un sensore accelerometro collocato in superficie (Episensor EST con fondo scala +/- 2 g). I sensori sono accoppiati ad un acquisitore GAIA2, distribuito dal laboratorio del centro nazionale terremoti dell'INGV (Rao *et al*., 2010). Per le prove di geofisica attiva, grazie alle quali è stato possibile stimare la $V_{s,30}$ del sito, il segnale sismico è stato acquisito tramite uno stendimento di 24 geofoni (frequenza naturale 4.5Hz) con interdistanza pari a 3 m, per una lunghezza totale di 69 m (tratteggio bianco in Fig 1). Il profilo sismico è stato utilizzato per un'indagine di sismica a rifrazione, in grado di fornire sezioni sismo-tomografiche e sismo-stratigrafiche interpretabili fino a circa -20 m da piano ed per un'indagine MASW (Park *et al*., 1999), in grado fornire un profilo di Vs affidabile fino ad una profondità di circa -40 m da piano campagna. Per indagare la risposta sismica locale in termini di f_0, sono state eseguite misure di microtremore della durata di circa 1 ora in corrispondenza della stazione CTL8, utilizzando sia un sensore a banda allargata (Lennartz-5s) sia un sensore broad band (Trillium compact 120s). Infine con lo scopo di fornire un modello di Vs affidabile, per profondità di alcune centinaia di metri da piano campagna, sono stati eseguiti tre array sismici a maglia crescente (Fig. 1), ognuno di essi composto da 8 sensori Lennartz-5s accoppiati ad acquisitori Reftek 130 a 24 bits. Ogni misura in configurazione di array è consistita nell'acquisizione di circa 2 ore di segnale in continuo campionato ad una frequenza

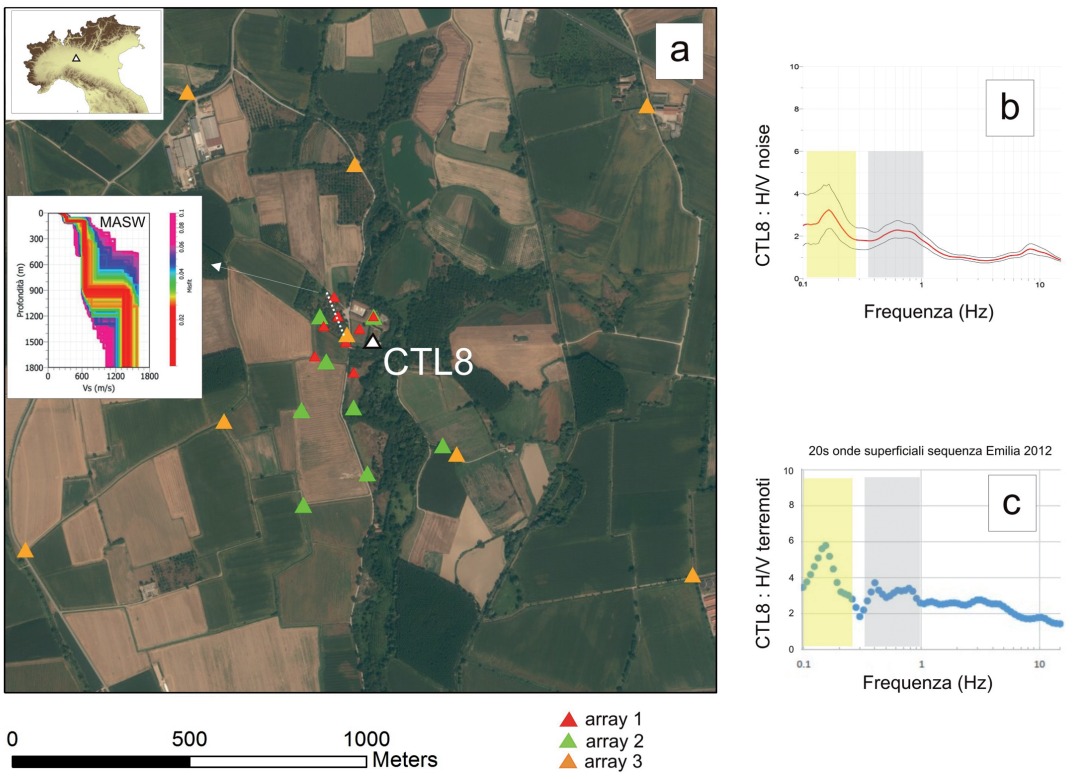


Fig. 1 – a) Inquadramento dell'area di studio e ubicazione delle stazioni che compongono i tre array sismici: i triangoli rossi indicano le stazioni dell'array con raggio minore, in verde quelle dell'array con raggio intermedio ed in arancio quelle dell'array con raggio maggiore. Il triangolo bianco indica la stazione sismica CTL8; la linea tratteggiata bianca indica lo stendimento di sismica attiva. Il riquadro sul lato sinistro indica il modello di V_s ricavato dall'inversione congiunta delle curve di dispersione ricavate dalla MASW con i risultati H/V; b) H/V (± deviazione standard) calcolato da noise sismico registrato alla stazione CTL8 con un sensore Lennartz-5s; c) H/V medio calcolato considerando 20 s di onde superficiali selezionate dai 7 terremoti con M_L>5.0 registrati a CTL8 durante la sequenza emiliana del 2012.

di 100 Hz. Va sottolineato come lo stendimento degli array ha consentito di fatto di disporre di ulteriori 24 misure di noise a singola stazione, interpretabili in termini di H/V.

Analisi a singola stazione. Per analizzare i dati raccolti dalle prove geofisiche passive a singola stazione è stata utilizzata la tecnica sperimentale dei rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e quella verticale (H/V). Tale metodologia, applicata al rumore sismico è definita tecnica di Nakamura (Nakamura, 1989). In particolare, in questo caso è stata considerata la media geometrica delle componenti orizzontali.

Lo scopo principale dell'analisi H/V è stata quella di stimare la frequenza fondamentale di risonanza del sito e individuare eventuali direzioni preferenziali di amplificazione. I risultati ottenuti in corrispondenza della stazione CTL8 (Fig. 1b) mettono in luce la presenza di due picchi di amplificazione, il primo, meglio definito, intorno a 0.18 Hz ed il secondo compreso tra circa 0.5 e 0.7 Hz. Le stesse analisi sono state effettuate considerando i segnali registrati dalle 24 stazioni sismiche utilizzate in configurazione di array (Fig. 1a). Anche in questo caso i risultati confermano la presenza dei picchi di amplificazione sopra descritti. Le analisi direzionali effettuate per tutti i punti misura evidenziano l'assenza di polarizzazione del segnale per il picco intorno a 0.18 Hz; al contrario, l'amplificazione tra 0.5 e 0.7 Hz, mostra in alcuni casi, anche se in maniera poco marcata, una direzione di amplificazione preferenziale circa est-ovest.

Allo scopo di validare i risultati delle analisi di noise, sono stati effettuati i rapporti spettrali H/V utilizzando come input i 7 terremoti di ML ≥ 5.0 registrati dall'accelerometro installato a CTL8, durante la sequenza emiliana del 2012 (Luzi *et al*., 2013). In Fig. 1c sono riportati i risultati in termini di valor medio considerando una finestra di 20 s di segnale selezionata sulla coda degli eventi, caratterizzata dalla presenza di onde di superficie. La Fig. 1c evidenzia, anche in questo caso, la presenza dei picchi in bassa frequenza messi in luce dalle analisi di noise.

Analisi da array sismici. Un array sismico è un insieme di sismometri distribuiti su un'area ridotta, possibilmente omogenea dal punto di vista geologico, con registrazioni basate su un segnale di tempo comune in grado di garantire l'acquisizione di segnali tra loro coerenti. Lo scopo dello studio è quello di ricavare un modello monodimensionale di velocità del sottosuolo, tramite l'utilizzo di registrazioni in superficie di rumore sismico ambientale, costituito in prevalenza da onde superficiali. Dal rumore ambientale è quindi possibile estrarre informazioni sulla dispersione delle onde di Rayleigh, utilizzate per ricavare il profilo di velocità del sottosuolo. In particolare i parametri più significativi nel determinare la velocità di fase delle onde di Rayleigh sono la velocità delle onde S (v_s) e lo spessore degli strati. I metodi di analisi utilizzati in questo studio per ricavare la curva di dispersione delle onde di Rayleigh, da registrazioni di noise sismico, sono il metodo *f-k beamforming* (Lacoss *et al*., 1969) e il metodo *MSPAC* (Modified SPacial AutoCorrelation, Bettig *et al*., 2001).

Il metodo *f-k beamforming* esegue una sommatoria dei segnali acquisiti alle diverse stazioni dell'array (w_j), dopo averli traslati nel tempo:

$$B(t) = 1/N \sum_{j=1}^{N} \omega_j (t + r_j \cdot s) \quad (1)$$

dove *N* sono le stazioni sismiche e $r_j * s$ il tempo di ritardo dei segnali alle singole stazioni, con *r* la distanza delle stazioni da un punto di riferimento e *s* la slowness. La stessa formula può anche essere scritta in funzione della geometria dell'array (r_j) e di $(s\text{-}s_0)$, con s_0 la slowness reale (incognita) e *s* una qualunque altra slowness.

$$B(t) = 1/N \sum_{j=1}^{N} \omega_j (t + r_j \cdot (s - s_o)) \quad (2)$$

Se si utilizza la slowness corretta (s_0), $s\text{-}s_0=0$ e $B(t)=w(t)$, dove $w(t)$ è il segnale originario registrato dalle stazioni degli array. L'energia del fascio (beam) può essere calcolata integrando il quadrato dell'Eq. 2:

$$E(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} B^2(t)\, dt = \int_{-\infty}^{+\infty} [1/N \sum_{j=1}^{N} \omega i(t + r_j \cdot (s - s_o))]^2\, dt \quad (3)$$

La stessa equazione può essere scritta in funzione della frequenza ω e della differenza tra numero d'onda reale (k_0) e un qualunque altro valore (k), con la seguente formula:

$$E(\omega, k_o - k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \left|\overline{w(\omega)}\right|^2 \cdot \left|\overline{C(k_o - k)}\right|^2 d\omega \quad (4)$$

dove $w(\omega)$ è la trasformata di Fourier del sismogramma $w(t)$ e $\left|\overline{C(k_o - k)}\right|^2 = \left|\frac{1}{N} \sum_{j=1}^{N} e^{iwr(k_o - k)}\right|^2$ l'Array Transfer Function dell'array. Quest'ultima è particolarmente influenzata dalla geometria dell'array, per questo va attentamente valutata la risposta dell'array in fase progettuale, considerando che tanto più è piccolo $k_{min}/2$ tanto maggiore è la risoluzione dell'array, mentre maggiore è k_{max} maggiore è il range di validità della curva di dispersione entro cui non si hanno fenomeni di aliasing. Quando la slowness utilizzata per la costruzione del fascio (beam) è quella reale (s_0), l'energia del fascio dell'Eq. 4 è massima e l'Array Transfer Function è pari a 1 (Bormann, 2002). I risultati dell'analisi f-k sono delle rappresentazioni del beampower (energia del fascio), che indicano l'azimuth e la velocità delle onde che viaggiano a maggior energia nel piano del numero d'onda (k_x, k_y), assegnando per ogni frequenza la velocità che nel piano k_x, k_y definisce i massimi della beampower.

Il metodo *MSPAC* invece è una modifica del metodo *SPAC* (Aki, 1957), proposto per indagare la natura del rumore sismico e per caratterizzare il mezzo di propagazione delle onde sismiche.

Questo metodo è stato sviluppato per stimare le curve di dispersione dalle onde di superficie, analizzando la correlazione tra il rumore sismico registrato a siti ravvicinati tra loro. Poiché il metodo è basato su un'indagine statistica nel tempo e nello spazio, si assume che il segnale sia rumore stocastico e stazionario in entrambi i domini (Damiano, 2009); inoltre le assunzioni di base del metodo sono due: a) il rumore sismico rappresenta la somma di onde che si propagano in tutte le direzioni su un piano orizzontale, con diversa energia, ma con la stessa velocità per una data frequenza; b) le onde con diversa direzione di propagazione e diversa frequenza sono statisticamente indipendenti tra loro (Picozzi, 2005). Con le seguenti assunzioni la funzione di correlazione spaziale $\Phi(r,\phi)$ per i microtremori registrati a due stazioni è definita da:

$$\Phi(r,\varphi) = \langle u(x,y,z)u(x + rcos\varphi, y + rsin\varphi, t\rangle \quad (5)$$

dove $u(x,y,z)$ è il segnale osservato al punto (x,y), $\langle\ \rangle$ rappresenta la media temporale, mentre r e φ sono rispettivamente la distanza e l'azimuth. Considerando un'onda unimodale che si propaga con una direzione ϑ, l'Eq. 5 può essere riscritta:

$$\Phi(r,\varphi) = \frac{1}{\pi}\int_0^{\infty} \Phi(\omega) cos\left[\frac{\omega r}{c(\omega)}\cos(\vartheta - \varphi)\right] d\,\omega \quad (6)$$

dove $\Phi(\omega)$ è lo spettro di energia delle onde nel dominio del tempo, ω è la frequenza angolare e $c(\omega)$ è la velocità di fase. La funzione $\Phi(\omega)$ può essere filtrata attorno alla frequenza ω_0 ed essere espressa nella forma:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_O)\delta(\omega - \omega_O) \quad (7)$$

dove $P(\omega_o)$ è la power spectral density e δ è la funzione di Dirac. La funzione di correlazione spaziale $\Phi(r, \varphi)$, filtrata attorno alla frequenza ω_o, può quindi essere scritta nella forma:

$$\Phi(r,\varphi,\omega_O) = \frac{1}{\pi}P(\omega_O) cos\left[\frac{\omega o r}{c(\omega_O)}\cos(\vartheta - \varphi)\right] \quad (8)$$

Considerando l'Eq. 8, il coefficiente di correlazione spaziale normalizzato $\rho(r,\phi, \omega o)$ può essere scritto nella forma:

$$\rho(r,\phi,\omega_O) = \frac{\Phi(r,\varphi,\omega_O)}{\Phi(0,\varphi,\omega_O)} \quad (9)$$

Utilizzando sensori spaziati regolarmente a una distanza r da una stazione centrale, la media azimutale della funzione $\Phi(r, \varphi, \omega_0)$ può essere scritta:

$$\overline{\Phi(r)} = \frac{1}{\pi}\int_0^{\infty} \Phi(\omega)\, J_O\left(\frac{\omega r}{c(\omega)}\right) d\omega \quad (10)$$

dove J_o è la funzione di Bessel di ordine zero. Per un'onda filtrata attorno a ω_o, la media del coefficiente di correlazione spaziale $\overline{\rho(r, \omega_o)}$ è:

$$\overline{\rho(r,\omega_O)} = J_O\left(\frac{r\omega_O}{c(\omega_O)}\right) \quad (11)$$

L'Eq. 11 permette di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh $c(\omega_o)$ fittando i valori sperimentali $\overline{\rho(r, \omega_o)}$ con quelli teorici della funzione di Bessel, calcolata per diverse combinazioni di r, ω_o e $c(\omega)$ (Picozzi, 2005). Il metodo SPAC è stato pensato per configurazioni ideali circolari, quindi per adattarlo ai casi reali con geometrie irregolari è stato creato il metodo MSPAC (Modified SPacial AutoCorrelation, Bettig *et al.*, 2001). Il metodo MSPAC calcola tutte le possibili coppie di stazioni con i corrispondenti valori di correlazione e suddivide l'array in sub-array (anelli che contengono coppie di stazioni), calcolando per ognuno di essi la media del rapporto di auto-correlazione spaziale. In questo modo, per geometrie irregolari, si hanno tanti valori sperimentali quanti sono gli anelli che compongono l'array (Damiano, 2009).

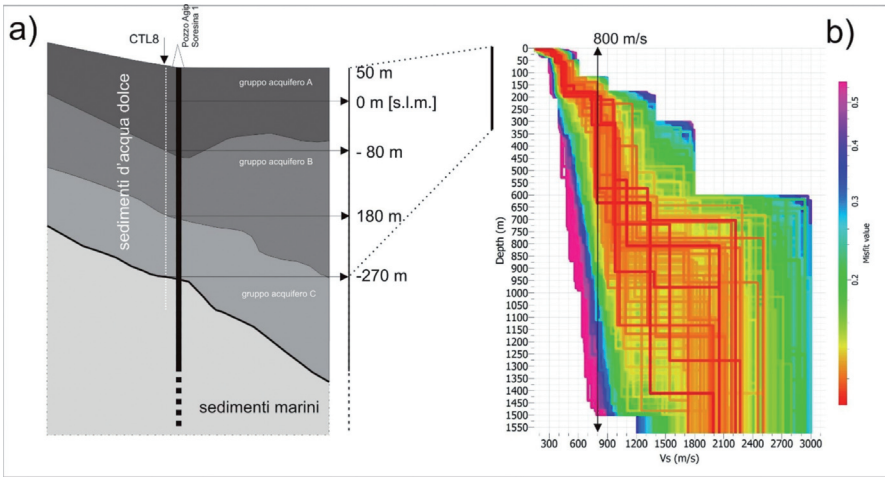
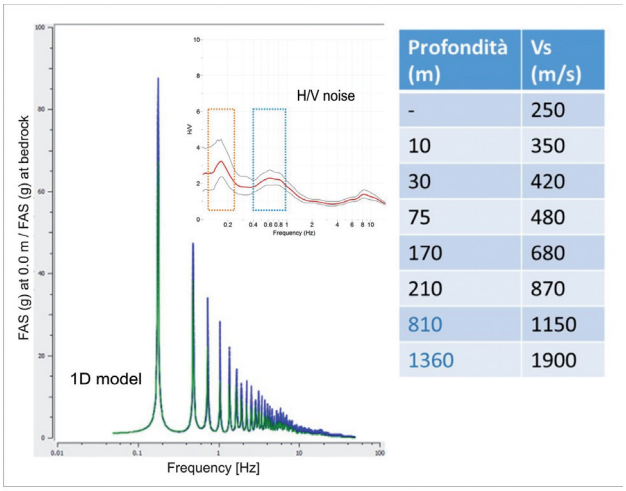


Fig. 2 – a) Un estratto semplificato della geometria degli acquiferi relativi all'area in studio con indicata la posizione del pozzo Agip Soresina1(Regione Lombardia, Eni Divisione Agip, 2002); b) modello di v_s ottenuto dell'inversione congiunta delle curve di dispersione degli array sismici e della curva di ellitticità stimata a partire dal picco H/V a 0.18 Hz.

Per la progettazione degli array è stato utilizzato il software *Warangps* (pacchetto *Geopsy*, http://www.geopsy.org/), che data una geometria permette di ricavare la risposta in termini di Array Transfer Function ed il range di validità della curva di dispersione. Con il tentativo di definire il profilo di velocità fino alla discontinuità che vincola il picco sulla curva H/V a 0.18 Hz, è stata trascurata la risoluzione nei depositi superficiali, che sono stati definiti dalla MASW, grazie alla quale è stato possibile calcolare una $V_{s,30}$ = 253 m/s (categoria *C* di normativa, NTC 2008).

I tre array sismici sono stati progettati considerando una stazione centrale e due diversi raggi (r_{min} e r_{max}). L'array 1 è stato progettato settando r_{min}= 50 m ed r_{max}= 100 m, l'array 2 settando r_{min}= 150 m e r_{max}= 300 m ed l'array 3 settando r_{min}= 400 m e r_{max}= 1 km (Fig. 1a). Per ricavare le curve di dispersione delle onde di Rayleigh, i dati acquisiti sono stati elaborati utilizzando il software Geopsy (http://www.geopsy.org/). Per ogni array, elaborato con metodi precedentemente descritti, è stata considerata la curva meglio determinata dalle rielaborazioni, selezionando il tratto che ricade all'interno del range di validità individuato con *Warangps*. Le curve di dispersione selezionate per i tre array permettono di studiare il range di frequenze compreso tra circa tra 0.2 Hz e 4 Hz. Per l'inversione sono state considerate congiuntamente le curve degli array e la curva di dispersione fornita dall'indagine MASW. Per questa operazione è stato utilizzato il software *Dinver* (pacchetto Geopsy, http://www.geopsy.org/). La principale difficoltà nel risolvere il problema inverso è stata la non univocità della soluzione, ovvero l'individuazione di diversi modelli del sottosuolo (diversi profili di velocità) in grado di riprodurre la stessa curva di dispersione con valori di misfit assai simili. Considerando quanto detto, sono stati fatti diversi tentativi di inversione, solo con le curve di dispersione o solo con la curva di ellitticità, per poi effettuare un'inversione congiunta, considerando le curve di dispersione e i risultati dell'analisi H/V. La curva di ellitticità è stata stimata a partire da quella H/V, utilizzando il fianco destro del picco a 0.18 Hz, ridotto di $\sqrt{2}$ al fine di correggere la curva dalla contaminazione delle onde di Love e di volume (Foti *et al.*, 2011). Tra i modelli ottenuti è stato selezionato quello risultante dall'inversione congiunta tra le curve di dispersione e la curva di ellitticità stimata (Fig. 2b), in quanto è risultato essere il più affine ai dati geologici e stratigrafici disponibili per l'area di studio (Fig. 2a). Il profilo di v_s evidenzia una serie di discontinuità superficiali che entro i primi 100 m dal piano campagna portano la velocità a circa 450 m/s. In particolare le discontinuità a -30 m e -70 m si correlano bene con quanto descritto dalle stratigrafie ricavate dai pozzi AGIP disponibili (Regione Lombardia, Eni divisione Agip, 2002). Tra -100 e -200 m la velocità si mantiene costante per poi subire un brusco aumento a circa



Profondità (m)	Vs (m/s)
-	250
10	350
30	420
75	480
170	680
210	870
810	1150
1360	1900

Fig. 3 – Funzione di trasferimento 1D (a sinistra) calcolata con il modello indicato nella tabella a destra (in blu sono indicate le modifiche apportate al modello di partenza riportato in Fig. 2). Per confronto con la funzione di trasferimento, nel riquadro in alto è riportata la curva di amplificazione H/V da dati di noise.

-200 m da piano campagna passando da circa 450 m/s a circa 800 m/s. Va detto che il modello tra -200 e -300 m è interpretabile in diversi modi: in generale appare chiaro come $v_s > 800$ m/s non siano raggiunte grazie ad un salto netto, ma tramite un graduale aumento della velocità con l'aumentare della profondità. Verosimilmente in questo range di profondità è possibile ascrivere la presenza di quello che può essere definito per l'area in studio il bedrock sismico. A maggiori profondità le v_s si mantengono costanti (anche se con un margine di incertezza di circa 100 m/s) intorno a 800 m/s per poi subire un brusco incremento a profondità superiori di 700 m, dove le elevate incertezze non consentono alcun tipo di interpretazione.

In particolare, come mostrato dalla stratigrafia del pozzo Agip Soresina1 (Regione Lombardia, Eni divisione Agip, 2002), schematizzato in Fig. 2a, emerge una possibile correlazione tra la discontinuità presente al passaggio tra sedimenti acquiferi e marini e l'aumento di velocità riscontrato tra -200 e -300 m da piano campagna. Considerando i valori di v_s e le profondità in gioco, tale discontinuità può essere correlata con la banda di amplificazione compresa tra 0.5 Hz e 0.7 desunta dagli H/V. Al contrario, a causa della forte incertezza del modello di v_s al di sotto dei 700 m di profondità (Fig. 2b) risulta più difficile (anche se verosimile) ipotizzare una correlazione tra il salto di velocità e la presenza del picco H/V a circa 0.18 Hz.

Una prova per valutare il modello ottenuto è stata effettuata calcolando la funzione di trasferimento del sito, utilizzando i terremoti di ML ≥ 5 registrati dalla stazione di CTL8 durante la sequenza emiliana del 2012. Per il calcolo è stato usato il software Strata (Rathje e Kottke, 2013), tramite cui, dato in input il modello di velocità da verificare ed utilizzando un'analisi Lineare Equivalente, è stata effettuata la deconvoluzione al bedrock delle forme d'onda disponibili e calcolata la funzione di trasferimento del sito. La funzione di trasferimento tende ad infinito per le frequenze proprie di vibrazione del bacino, per cui per ottenere il primo picco a 0.18 Hz, come riportato sulle curve H/V, è stata aumentata la profondità dell'ultima discontinuità rilevata fino a -1360 m, profondità che sarebbe relativa alla frequenza fondamentale di risonanza del bacino a 0.18 Hz (Fig. 3). Considerando anche in questo caso la stratigrafia del pozzo Agip Soresina1 è stato possibile individuare a 1384 m di profondità il passaggio da sedimenti argilloso sabbiosi pliocenici a marne ed arenarie mioceniche. Va comunque riscontrato come le evidenze sperimentali sopra descritte mostrano possibili variazioni laterali della geologia sottostate, non facilmente semplificabili con un modello di sottosuolo 1D.

Bibliografia

Aki K.; 1957: *Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors*. Bulletin of the Earthquake Research Institute, 35, pp. 415-456.

Amato A. and Mele F.; 2008: *Performance of the INGV National Seismic Network from 1997 to 2007*. Annals of Geophysics, 51, 2-3, pp. 417-431.

Bettig B., Bard P. Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C. and Hatzfeld D.; 2001: *Analysis of dense array noise measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC)*. Application to the Grenoble area. Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, pp. 281-304.

Bormann P.; 2002: *NMSOP – New Manual of Seismological Observatory Practice*. IASPEI. GeoForschungsZentrum Potsdam, Germany.

Regione Lombardia, Eni divisione Agip; 2002: *Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia Regione Lombardia,* Eni Divisione Agip.

Damiano N.; 2009: *Analisi del rumore sismico per lo studio della risposta di sito ai Campi Flegrei*. PH.D. Thesis in Earth Sciences, XXI ciclo, Università degli Studi di Napoli Federico II, 135 pp.

Foti S., Parolai S., Albarello D. and Picozzi M.; 2011: *Application of Surface-wave methods for seismic site characterization*. Surveys in Geophysics, 32, 6, pp.777-825.

Lacoss R.T., Kelly E.J. and Toksöz M.N.; 1969: *Estimation of seismic noise structure using arrays*. Geophysics, 34, pp. 21-38.

Luzi L., Pacor F., Ameri G., Puglia R., Burrato P., Massa M., Augliera P., Franceschina G., Lovati S. and Castro R.; 2013: *Overview on the strong-motion data recorded during the May–June 2012 Emilia seismic sequence*. Seismol. Res. Lett. 84 (4), pp. 629–644.

Marzorati S. and Bindi D.; 2006: *Ambient noise levels in north central Italy*. Geochem. Geophys. Geosyst., 7, Q09010, doi:10.1029/2006GC001256.

Massa M. and Augliera P.; 2013: *Teleseisms as estimator of experimental long period site amplifications: example in the Po Plain (Italy) from the 2011, Mw 9.0, Tohoku–Oki (Japan) earthquake*. Bull. Seismol. Soc. Am. 103 (5), pp. 2541–2556.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. QR Railway Technical Research Institute, 30, pp. 25-33.

NTC08; 2008: *Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni. DM 14/01/2008. Part 3: Categorie di sottosuolo e condizioni topografiche*. Gazzetta Ufficiale n. 29.

Park C. B., Miller R. D. and Xia J.; 1999: *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics, 64, pp. 800-808.

Picozzi M.; 2005: *Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings*. PH.D. Thesis in Earth Sciences, XVII ciclo, Università degli Studi di Siena, 170 pp.

Pieri M. and Groppi G.; 1981: *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Progetto Finalizzato Geodinamica/ Sottoprogetto 'Modello Strutturale', ed. CNR, Italia.

Rathje E. M. and Kottke A.; 2010: Strata. https://nees.org/resources/strata.

Rao S., Salvaterra L. and Acerra C.; 2010: *Software per l'installazione e la configurazione della stazione sismica GAIA2*. Rapporti Tecnici INGV, 130, 52 p.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G. M. and Boschi E.; 2011: *Seismic Hazard Assessment (2003–2009) for the Italian building code*. Bull. Seism. Soc. Am., 101, pp. 1885-1911.

Tertulliani A., Arcoraci L., Berardi M., Bernardini F., Brizuela B., Castellano C., Del Mese S., Ercolani E., Graziani L., Maramai A., Rossi A., Sbarra M. and Vecchi M.; 2012: *The Emilia 2012 sequence: a macroseismic survey.* Annals of Geophysics, 55, n. 4. doi: 10.4401/ag-6140.

NISBAS – THE NETWORK OF ITALIAN SURFACE-BOREHOLE ACCELEROMETERS AND SEISMOMETERS

M. Mucciarelli[1], E.R. Diez Zaldivar[2], M.R. Gallipoli[3], G. Laurenzano[1], L. Martelli[4], L. Moratto[1], E. Priolo[1], M. Romanelli[1], T.A. Stabile[3]

[1] Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) – Centro di Ricerche Sismologiche, Trieste-Udine, Italy
[2] Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS), Santiago de Cuba, Cuba
[3] Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto di Metodologie per l'Analisi Ambientale (CNR-IMAA), Tito Scalo (PZ), Italy
[4] Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Bologna, Italy

Introduction. NISBAS - *the Network of Italian Surface-Borehole Accelerometers and Seismometers* is an information system aimed at organizing, archiving and accessing to seismological data of coupled surface-borehole stations. In Europe in general and in Italy in particular there is a lack of couple accelerometers and/or seismometers at the surface and in boreholes. Other countries as Japan are more advanced in this sector, with hundreds of surface-boreholes stations. USA and Turkey are recently improving the number of this kind

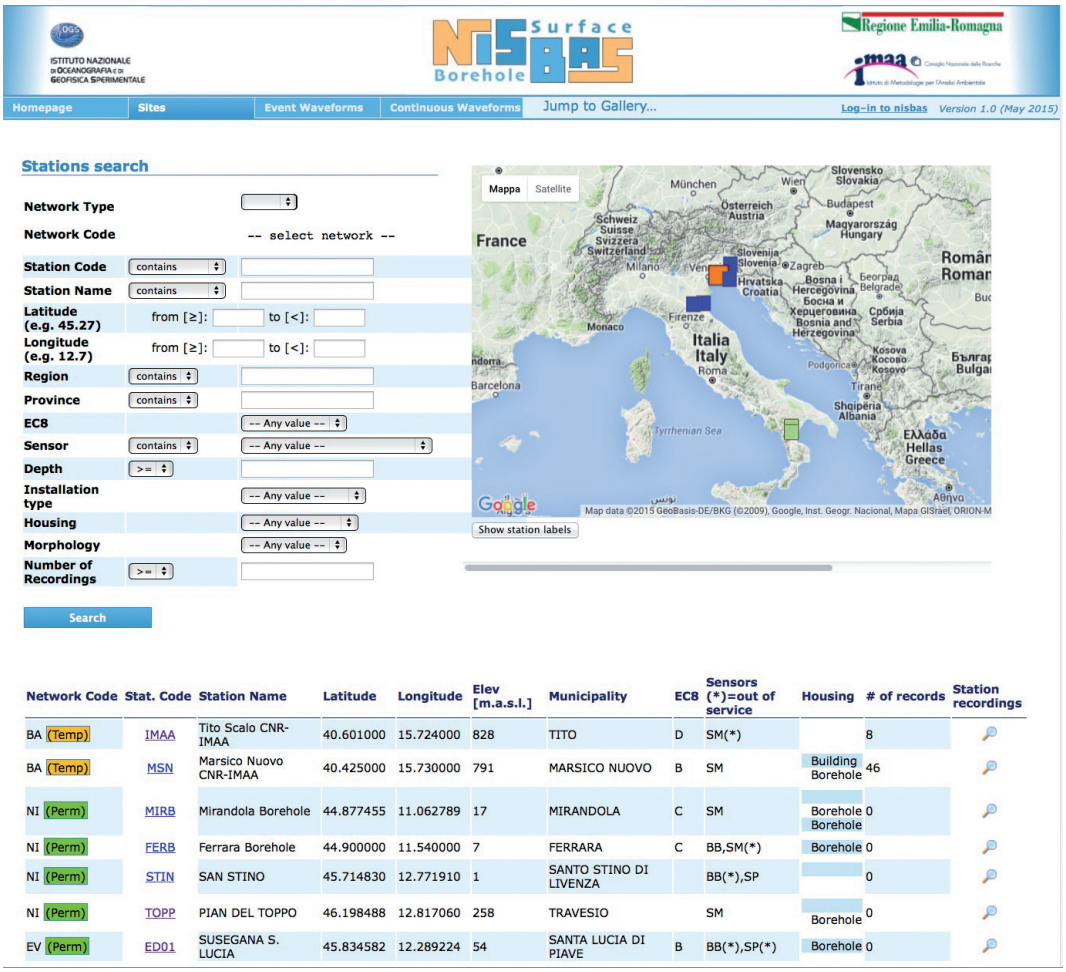


Fig. 1 – Station search page of the NISBAS website.

of installation. In Italy there were very few experiments in the past and at the moment there are some sparse attempts to produce this kind of valuable data. Our purpose aimed to start to fill this gap in Italy by improving the existing installations, providing uniform recording site characterization and offering a common web portal for the public dissemination of data derived from different owners. The availability of this kind of seismological data, together with the description of the recording site, is essential for the studies on site response analysis in the case of lack of a suitable outcrop rock reference site, but it could also improve the understanding of ground motion attenuation and site effects with implications for ground-motion prediction equation, seismic code provisions and seismic PSHA studies. NISBAS was developed following the same structure of OASIS - The OGS Archive System of Instrumental Seismology (*http://oasis.crs.inogs.it*, Priolo *et al.*, 2015a), which in turn is inspired by ITACA database (*http://itaca.mi.ingv.it*, Luzi *et al.*, 2008; Pacor *et al.*, 2011). This choice was made in order to make easier the use and helping the interaction among different databases and archives.

The NISBAS data are structured in two parts, i.e. *Sites*, a database that manages all the information of the seismological instrumented sites, and *Waveforms*, a double archive of waveforms, for the continuous and extracted data, respectively. Access to the site information and data downloads is made through the web portal *http://nisbas.crs.inogs.it*.

Sites. The characterization of the recording site, from the geographical, geological and geophysical point of view is essential for a correct use and interpretation of the data recorded by that station. The NISBAS database archives all the information needed to describe both the instrumentation and the characterization of the sites that host the stations. Station metadata are displayed within the area *Sites* of the website. The *Station search* page (Fig. 1) allows to search sites according to the different criteria: network type (permanent or temporary), network code, station code, station name, geographical location (geographical coordinates, region, province) and other information such as soil type (EC8 code), housing, morphology, etc. The *Search* operation provides a list of stations matching the request. By selecting a station from the list, one can access to the *Station detail* page, where the station main characteristics are given and its location is shown on a Google Earth map. Below the station description, the active and/or old instrumentations are listed and a link leads to the *Sensor-Channel* detail, where details on digitizers and sensors are reported. The whole information about stations is also gathered in a *Station Monography*, downloadable in pdf printable format. The *Station Monography* describes all the features and shows, when available, a photo of the site, the geological map, the topographic or regional technical maps, the microtremor H/V spectral ratios curve, the site classifications according to the seismic norms, the EC8 (CEN, 2003) or the NTC-08 (NTC, 2008).

Three institutions (the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics - OGS, the Geological Seismic Soil Survey of Emilia-Romagna Region RER, and the Institute of Methodologies for Environmental Research (IMAA) of the National Council of Research (CNR) CNR-IMAA) cooperated in the installation and maintenance of the NISBAS stations. The stations included within NISBAS (and listed in Tab. 1) belong to three different networks: the North-East Italy Regional Broad Band Seismic Network NI (Priolo *et al*., 2005; Bragato *et al*., 2011), the University of Basilicata (UNIBAS) network BA (Attolico *et al*., 2010), and the Collalto permanent network EV (Priolo *et al*., 2015b). The stations are the following:

1. ED01. The station ED01 - Susegana S. Lucia (TV) belongs to the Collalto permanent network EV, which aims at monitoring the natural and the induced seismicity of a gas storage activity in Veneto Region. The station is a 3-channel DM24-Guralp data logger, equipped with a compact seismometer (Guralp CMG-SP1, T=10 s, fmax=100 Hz) installed at 153 m depth. The data are acquired in continuous mode from December 2011, with a sampling rate of 200 Hz.
2. FERB. The station FERB - Casaglia (Ferrara) Borehole, managed by OGS in co-operation with INGV, has been reinstalled following the May 2012 Emilia sequence. It is equipped with a Guralp CMG-3T (360 s) Very Broad Band seismometer (with a CMG-DM24 digitiser) installed at 135 m depth. The data are acquired in continuous mode and the sampling rate is 100 Hz.
3. IMAA. The IMAA - Tito Scalo station is located in the Saint Loja Plain in southern Italy, along the axial zone of Southern Apennines. The station is a 6-channel K2-Kinemetrics data logger, equipped with a surface accelerometer (1g FBA ES-DECK Episensor) and a shallow borehole accelerometer installed at 35-m depth (1g shallow borehole Episensor). The data acquisition started on 28 November 2005. All triggered events were recorded with a sampling rate of 100 Hz.
4. MIRB. The station MIRB - Mirandola Borehole, is located in the epicentral area of the May 2012 Emilia sequence close to the RAN station, which recorded the maximum acceleration (a PGA value of 0.9 g on the vertical component of the 29 May shock). It is equipped with three Sara Force Balance accelerometers SA10, one at the surface, another one at 31 m depth, and the third at 126 m depth, respectively. The sensor at 126 m lies within a rock formation. The data are acquired in continuous mode with a sampling rate of 100 Hz.
5. MSN. The MSN - Marsico Nuovo station is located in the High Agri Valley, a Quaternary NW-SE trending intermontane basin located in the axial zone of the Southern Apennines

thrust belt (southern Italy). The station is a 6-channel K2-Kinemetrics data logger, equipped with a surface accelerometer (1g FBA ES-DECK Episensor) and a borehole accelerometer (1g shallow borehole Episensor) installed on the seismic bedrock at the bottom of a 70 m deep borehole. The data acquisition started on 18 February 2011. Most of the triggered events were recorded with a sampling rate of 250 Hz, and only few events were recorder at 100 Hz.

6. STIN. The STIN- San Stino di Livenza (VE) station is a new borehole seismic station installed by OGS in the alluvial plain of Veneto region. The station is a 6-channel RefTek rt130 data logger, equipped with a surface (Lennartz - LE-3DLite 1s) and a borehole velocimeter (Sara - SSBHV) installed in a 100 m deep borehole. The data are acquired in continuous mode and the sampling rate is 100 Hz.
7. TOPP. The TOPP station is located in Piana del Toppo, Travesio (PN), an area where OGS realized an instrumented site for the experimental study of borehole and surface geophysics. The station is a 6-channel Sara SL06 data logger, equipped with two Sara Force Balance accelerometers SA10 installed at the surface and in a 150 m deep borehole, respectively. The data are acquired in continuous mode from March 2015 and the sampling rate is 100 Hz.

Tab. 1 - Stations stored in NISBAS database.

Station code	Station name	Network code	Lon	Lat	Borehole depth (m)	Data Download
ED01	Susegana S. Lucia (TV)	EV	12.289	45.834	153	Continuous
FERB	Ferrara borehole (FE)	NI	11.540	44.900	130	Continuous
IMAA	Tito Scalo	BA	15.724	40.601	35	Event
MIRB	Mirandola borehole (MO)	NI	11.063	44.877	31, 126	Continuous
MSN	Marsico Nuovo (PZ)	BA	15.730	40.425	76	Event
STIN	San Stino	NI	12.772	45.715	100	Continuous
TOPP	Pian del Toppo (PN)	NI	12.817	46.198	150	Continuous

Waveforms. The NISBAS webpage *Waveforms* manage the archive of waveforms and it is divided into two sections, i.e. continuous (*Continuous Waveforms*) and the extracted (*Event Waveforms*) waveforms. The archive of continuous waveforms contains the entire record acquired by each station. Extracted waveforms refer, instead, to seismic events that have been detected by the network and contain data that have been processed by applying a standard processing procedure. *Continuous Waveforms* section implements the search and download functions of generic pieces of waveforms within the stream of continuous recordings. This functionality allows searching and retrieving any piece of signal, with some limitations about the overall size of the resulting files. Before downloading the data, the user can check the data availability for the selected time period. At this point data can downloaded as compressed files, in miniSEED (Ahern *et al.*, 2007) or SAC (Goldstein *et al.*, 2003) format. *Event Waveforms* section implements the search and download of waveform records concerning seismic events. In this section, the user can retrieve all the waveforms recorded by a station and related to a seismic event. Moreover, the main ground motion parameters (i.e. Peak Ground Acceleration PGA, Peak Ground Velocity PGV, Peak Ground Displacement PGD, Housner and Arias intensities,

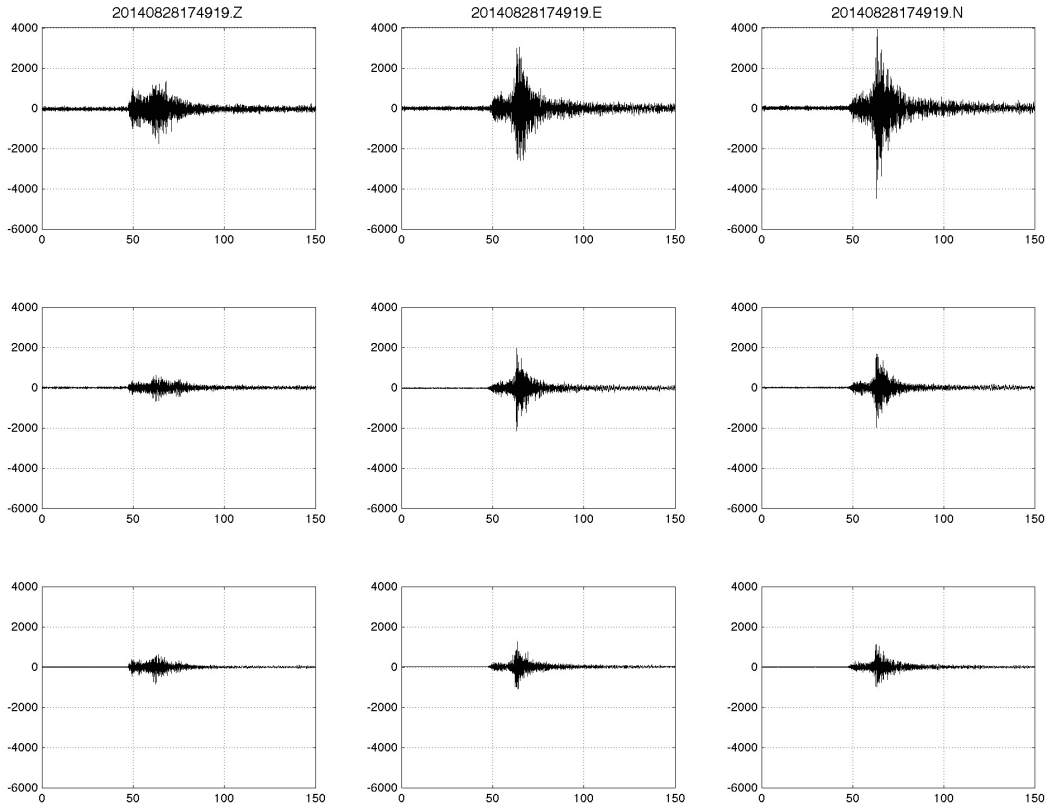


Fig. 2 – Recordings of the M=3.6, 20140828174919 event at different depths (from top to bottom: z=0, 31 and 126 m). From left to right: vertical, EW and NS components. Values are reported in counts.

etc.) are calculated and listed in the web page. Two kinds of data are considered: unprocessed and processed data. Both kinds of data are in physical units. Processed data are obtained by applying a standard processing procedure including: baseline correction, cosine taper function of 2-5% width in the time domain, pass-band filtering, calculation of Fourier spectrum and signal-to-noise ratio, integration and/or differentiation in order to obtain the displacement, velocity and acceleration time-series, computation of acceleration response spectrum. By selecting the *Export Data* button, the user downloads a *zip* file that contains, for each component, the unprocessed data as well as the processed displacement, velocity and acceleration time series, the acceleration Fourier spectra and the 5% damped acceleration response spectra, for a total of 19 files. Files are in ASCII format with a header of 43 commented rows that reports the most relevant information about station, event and waveform parameters [the 43 fields are the same adopted in ITACA and described in Pacor *et al*. (2011)].

As can be seen in Tab. 1, data belonging to networks NI and EV are provided in *Continuous Waveform* mode while stations belonging to networks BA provide *Event Waveforms*.

In Fig. 2 we show as an example the recording of the M=3.6, 2014-08-28 17:49:19 event at the Mirandola (MIRB) vertical array station (from top to bottom, z=0, 31 and 126 m depth). It can be seen as the amplitude and the duration of signals increase significantly from the bottom upwards, as the effect of surface soil amplification. Recently, both Mirandola (MIRB) and Casaglia (FERB) stations data have been used in studies for the evaluation of the local geophysical model and of the spectral amplification in the lack of a real reference site on rock in alluvial plain areas (Laurenzano *et al*., 2013, 2015).

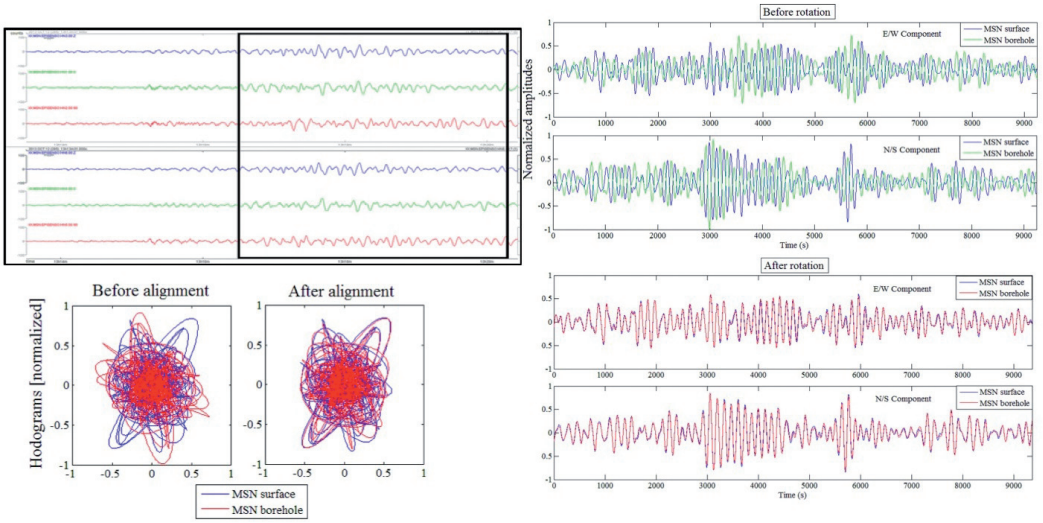


Fig. 3 – Correction of the azimuthal rotation of the borehole sensor at Marsico Nuovo (MSN). Top left: example of traces used for the horizontal alignment calculation. Seismograms refer to Mw 6.4 Greece earthquake recorded by the station (MSN surface and MSN borehole sensors, respectively). The black box indicates the part of the waves used to represent the seismograms and hodograms shown in the following panels. Right: Comparison of the seismograms before (top) and after (bottom) misalignment correction. The blue traces always correspond to the reference surface sensor, while the green and red colours correspond to the original traces and those obtained after misalignment correction. Bottom left panel: particle motion (hodograms) related to station pairs before (left) and after (right) misalignment correction. The reference MSN surface sensor is represented in blue, while the MSN borehole sensor is represented in red.

Misalignment angle correction of borehole seismic sensor. Despite all precautions, rotation may occur during installation of the sensors in the boreholes and therefore the orientation of borehole stations is unknown. An attempt was made in order to evaluate the misalignment angle correction of borehole seismic sensors of ED01, IMAA, MIRB, and MSN stations. The goal is to calculate the relative misalignment angles between sensors installed at depth, taking as a reference the sensor installed on surface, and considering that this instrument can be oriented by traditional methods, i.e. with compass. To determine the correction angle sensor in these stations we used a method developed and described by Grigoli *et al.* (2012). As mandatory requirement, the distance between sensors must be much smaller than the dominant wavelength of the signal used. Taking into account this condition, we selected the seismograms used for the determination of the rotation angles on the base of the following conditions: 1) teleseismic events with epicentral distances of at least 5000 km from the station; 2) regional events with epicentral distances up to 1000 km from the station; 3) magnitude of at least 6 degrees (Mw) and enough energy to be recorded simultaneously by all sensors. In all cases, the signal was pre-processed in the following way. First of all, it was down-sampled by decimation to 1 Hz sampling; secondly, static offset and linear trend were removed, and 5% tapering was applied. Third, the signal was pass-band filtered in the band 0.08-0.15 Hz by a Butterworth 4th order band-pass filter.

Fig. 3 shows, as an example, the correction of the azimuthal rotation of the borehole sensor at Marsico Nuovo (MSN). The top left panel shows the traces of the Mw=6.4, 2013-10-12 13:11:54, Crete event recorded from MSN surface and MSN borehole sensors, respectively. The borehole sensor appears quite misaligned, with the respective influence on the quality of the recorded data. Essentially the effect of this error is that the amplitudes of the traces recorded by borehole sensor are strongly modified in relation with trace recorded at the surface (Fig. 3, top right). The same effect is observed in the particle motion before and after correction (Fig. 3, bottom left). Results show that misalignment angles range from some tens up to hundred

degrees, and they are not necessarily correlated to the sensor depth. The values obtained for MIRB using the sensor at the surface as a reference, show that the misalignment angle for the sensor located at z=31 m is quite large (120°), probably because its sensor was not aligned at all, while surprisingly, a good value of 7° is obtained for the deeper sensor, if we consider that the sensor lays at 126 m of depth. MSN borehole showed quite misaligned, with an angle of about 135°, while IMAA borehole sensor appears rotated in an opposite position of almost 180° respect to the surface sensor. Finally, ED01 showed a small misalignment angle of about 8° (Diez Zaldivar *et al*., submitted). Considering the obtained values, the misalignment angle correction was applied on the recorded data of IMAA and MSN, so that the extracted waveforms (downloadable on NISBAS *Event Waveforms* site) are already corrected. For MIRB and ED01 stations, instead, the correction has to be applied after downloading the data from the *Continuous Waveforms*, in order to reduce errors in the analysis procedure.

Conclusions. NISBAS was created with the aim of organizing, archiving, and providing access to seismological data recorded by coupled seismological accelerometers/seismometers installed at the surface and in boreholes. They represent a valuable resource of data that may be of interest for the scientific community. Through a web interface (*http://nisbas.crs.inogs.it*), the user can retrieve detailed information about the seismological stations as well as either download generic pieces of waveforms taken from the stream of continuous recordings or seismograms related to specific events.

Acknowledgements. Version 1.0 of June 2015 was realized within the research project entitled "Progetto S2-2014, Constraining Observation into Seismic Hazard. The project is the 3rd S2 Project funded in the frame of DPC (Dipartimento di Protezione Civile Nazionale) – INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) agreements. It concerns the mid-long term Seismic Hazard Assessment in Italy, focussing in betterment that can be reached on two priority areas.

References

Ahern, T., Casey, R., Barnes, D., Benson, R., and Knight, T.; 2007. SEED Standard for the Exchange of Earthquake Data Reference Manual Format Version 2.4, http://www.fdsn.org/seed_manual/SEEDManual_V2.4.pdf.

Attolico, A., Gallipoli, M.R., Harabaglia, P., Lapenna, V., Mucciarelli, M., Rosa, A.B.; 2010. A review of the activity of two accelerometric networks in Basilicata (Italy), *Bulletin of Earthquake Engineering*, 8(5) 1131-1140

Bragato, P.L., di Bartolomeo, P., Pesaresi, D., Linares, M.P.P., Saraò, A.; 2011. Acquiring, archiving, analyzing and exchanging seismic data in real time at the seismological research center of the OGS in Italy. *Annals of Geophysics*, 54(1), 67-75. DOI 10.4401/ag-4958.

CEN (Comité Européen de Normalisation); 2003. prEN 1998-1-Eurocode 8: design of structures for earth- quake resistance—part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings. Draft No 6, Doc CEN/TC250/SC8/N335, January 2003, Brussels

Diez Zaldivar E.R., Priolo, E., Grigoli, F., Cesca, S. Misalignment angle correction of borehole seismic sensors – The case study of the Collalto Seismic Network. Submitted to *Seismological Research Letters*

Goldstein, P., Dodge, D., Firpo, M., and Minner, L.; 2003. SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers. In Lee, W., Kanamori, H., Jennings, P., and Kisslinger, C., editors, The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Academic Press, London.

Grigoli, F., Cesca S., Dahm, T. and Krieger, L.; 2012. A complex linear least-squares method to derive relative and absolute orientations of seismic sensor. *Geophysical Journal International*, 188(3), 1243-1254.

NTC; 2008. Norme Tecniche per le Costruzioni, DM 14/01/2008, GU n.29 del 04/02/2008, Suppl. Ord. 30 (in Italian)

Laurenzano G., E. Priolo, C. Barnaba, M.R. Gallipoli, P. Klin, L. Martelli, M. Mucciarelli, e M. Romanelli; 2013. Studio sismologico per la caratterizzazione della risposta sismica di sito ai fini della microzonazione sismica di alcuni comuni della Regione Emilia-Romagna. Atti del 32 Convegno Nazionale GNGTS, Tema 2, pp. 247-252.

Laurenzano G., Priolo E., Barnaba C.; 2015. Site response estimation at Mirandola by virtual reference station. Convegno finale Programma Sismologico DPC-INGV, Poster Session, 4-5 giugno, Bologna (Italy)

Luzi, L., Hailemikael, S., Bindi, D., Pacor, F., Mele, F., and Sabetta, F.; 2008. ITACA (ITalian ACcelerometric Archive): A Web Portal for the Dissemination of Italian Strong-motion Data. *Seismological Research Letters*, 79(5), 716–722, doi: 10.1785/gssrl.79.5.716

Pacor F., Paolucci, R., Luzi, L., Sabetta, F., Spinelli, A., Gorini, A., Nicoletti, M., Marcucci, S., Filippi, L., and Dolce, M.; 2011. Overview of the Italian strong motion database ITACA 1.0. *Bulletin of Earthquake Engineering,* 9(6), 1723–1739, doi: 10.1007/s10518-011-9327-6.

Priolo E., Barnaba C., Bernardi P., Bernardis G., Bragato PL, Bressan G., Candido M., Cazzador E., Di Bartolomeo P., Durì G., Gentili S., Govoni A., Klinc P., Kravanja S., Laurenzano G., Lovisa L., Marotta P., Ponton F., Restivo A., Romanelli M., Snidarcig A., Urban S., Vuan A., and Zuliani D.; 2005. Seismic monitoring in north-eastern Italy: A ten-year experience. *Seismological Research Letters*, 76, 446–454

Priolo, E., Laurenzano, G., Barnaba, C., Bernardi, P., Moratto L., and A. Spinelli; 2015a. OASIS: The OGS Archive System of Instrumental Seismology. *Seismological Research Letters* 05/2015; 86(3):978-984. DOI:10.1785/0220140175

Priolo E., M. Romanelli, M. P. Plasencia Linares, M. Garbin, L. Peruzza, M. A. Romano, P. Marotta, P. Bernardi, L. Moratto, D. Zuliani, and P. Fabris; 2015b. Seismic monitoring of an underground natural gas storage facility: the Collalto Seismic Network. *Seismological Research Letters*, 86 (1), 109-123 + esupp, doi: 10.1785/0220140087.

SITE CLASSIFICATION SCHEME FOR A COMPLEX GEOLOGIC AREA: THE STUDY CASE OF MT. ETNA

F. Panzera[1], E. Longo[2,3], H. Langer[2], G. Lombardo[1], S. Branca[2]

[1] Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Università degli Studi di Catania, Italy

[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Osservatorio Etneo, Catania, Italy

[3] Department of Geosciences, University of Malta

Introduction. The features of near surface geology as well as the morphologic setting and the water content of layers play a key role in controlling ground motion. The most common technique of site response estimation is the standard spectral ratio (SSR) that consists in comparing earthquake recordings at two sites, the first of which is located on soft sediments (target site) and the other on hard rock (reference site) (Borcherdt, 1970). The method provides reliable evaluations if the "reference site" is free from any site effect, as for instance if it is located on an un-weathered, horizontal bedrock. Another extensively used technique, that does not need a reference station, consists in the spectral ratio between the horizontal and the vertical components of the shear wave part of the earthquake recordings (HVSR). This method, first applied by Lermo and Chavez-Garcia (1993) and subsequently by Lachet *et al*. (1996), exhibits very encouraging similarities with the SSR technique, especially in frequency values of resonant peaks, when the S-waves are used (see Riepl *et al*., 1998; Parolai *et al*., 2001 and references therein). According to the above mentioned studies HVSR is well correlated with surface geology, and much less sensitive to source and path effects. However, peak amplitudes depend on the type of incident waves; consequently, the determination of the absolute level of amplification only through HVSR is not straightforward (Field and Jacob, 1995). A quick estimate of the site effects role in the seismic motion observed at the surface can be provided by the horizontal to vertical noise spectral ratio technique (HVNR). Although many authors (e.g., Mucciarelli, 1998; Rodriguez and Midorikawa, 2002) have questioned the existence of simple direct correlation between HVNR spectral amplitude values and the site amplification, this method, put into practice by Nakamura (1989), became widely used in recent years since it provides a reliable estimate of the fundamental frequency of soft soil deposits (Lermo and Chavez-Garcia, 1993; Seekins *et al*., 1996). The HVNR from ambient vibrations are sometimes "non-informative", particularly in the case of significant lateral heterogeneity giving rise to 2D/3D effects and velocity inversion that influence the vertical component of motion (Di Giacomo *et al*., 2005; Panzera *et al*., 2013).

The selection of specific elastic response spectra according to "soil categories" is the easiest way to account for site effects in engineering projects and general-purpose hazard maps. Most of the international seismic codes make use of the average shear wave velocity of the upper 30 m ($V_{S,30}$) to discriminate soil categories (Eurocode, NEHRP). Some doubts arise about the

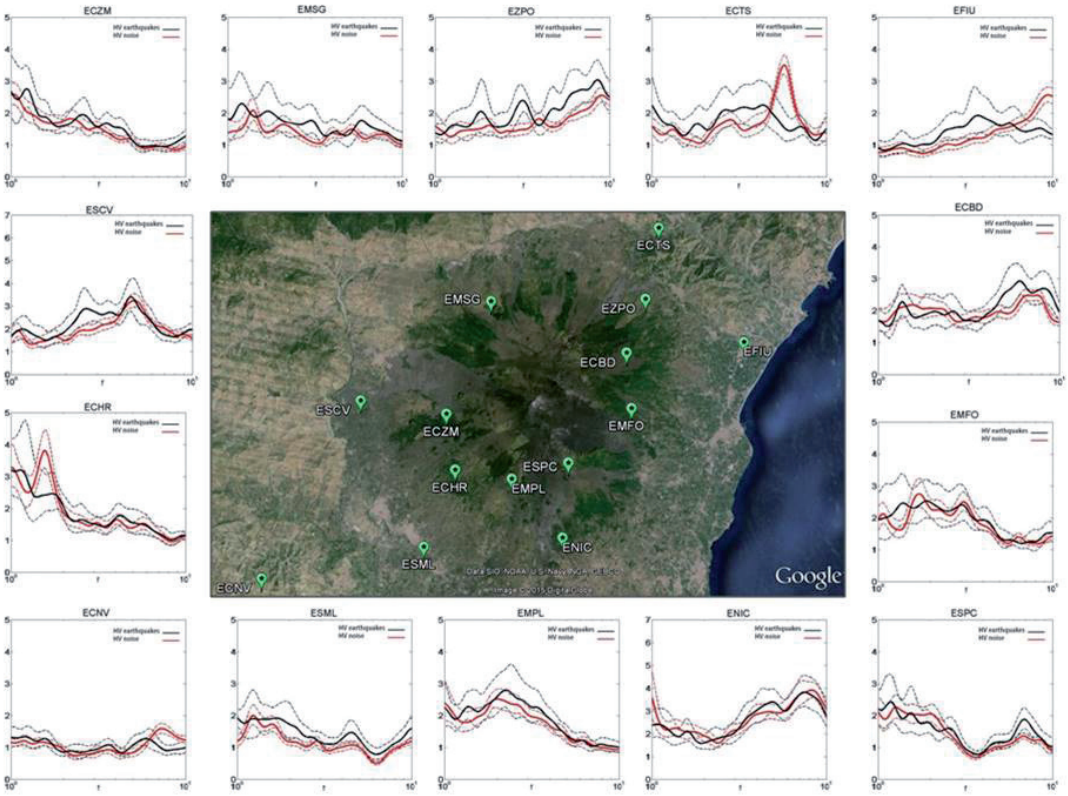


Fig. 1 – Mean HVSR (black line) and mean HVNR (red line) at each considered seismic station with the corresponding standard deviation, dashed black and red respectively.

aptitude of $V_{S,30}$ to predict actual soil amplification in Etna volcano as well as in different part of the world. Recent studies pointed out that the main problems are: alternating outcrops of sediment and lava (Panzera *et al*., 2011), oriented fractures linked to the fault fabric (Rigano *et al*., 2008; Di Giulio *et al*., 2009; Panzera *et al*., 2014, 2015), velocity inversion (Panzera *et al*., 2015). Then, a possible solution is to adopt a "Predominant-Period Site Classification". In the present study we test the reliability of using both ambient noise and earthquake recordings in the lower eastern flank of Mt. Etna, a rather complex geologic and topographic setting, characterized by velocity inversion as well as strong vertical and lateral heterogeneities. The seismic site response of the study area was investigated by adopting the most commonly used techniques to evaluate the site response properties, such as the HVSR and the HVNR. Moreover, a detailed analysis of the geologic setting to reconstruct the stratigraphic sequence of 19 seismic stations of the INGV - Osservatorio Etneo was performed (see location in Fig. 1). These data with a velocity model built through literature information were used to achieve 1D amplification function for the Etnean area.

Earthquake and ambient noise spectral ratios. The HVSRs were performed selecting local earthquake records, extracted from the INGV - Osservatorio Etneo database, whose location and magnitude were taken from the corresponding bulletins. The data set includes 30 earthquakes with local magnitude greater than 2.5, which occurred in the entire volcanic area. Recorded earthquakes were base-line corrected, with the purpose of removing spurious offsets and band-pass filtered in the range 0.08-20 Hz, with a fourth order causal Butterworth filter. The analysis was performed by using 20s time windows, starting from the S-wave onset, including part of the coda and using a 5% cosine-tapered window. First of all, Fourier spectra,

smoothed using a Konno-Ohmachi filter, of the S-wave time window were compared with the pre-event noise, in order to select good quality data on the basis of the signal/noise ratio. Only those signals with s/n ≥ 3 were considered for analysis. The spectral ratio were evaluated at each station for the selected events and a geometric mean of all spectral ratios were computed to obtain the mean HVSR curve and the corresponding standard deviation.

Ambient noise recordings were selected from the stations of the INGV-Osservatorio Etneo. The signal length was of about 1 hour at each stations. To check the stability of the HVNR the signals were selected in different days, taking into account both days with low level of noise and with an high level of noise, due to either weather conditions or to the presence of lava fountains. The microtremor recordings were de-trended, band-pass filtered and subdivided in 30 s, 5% cosine tapered, time windows. Through an anti-trigger algorithm based on STA/LTA (Short Time Average over Long Time Average) only the most stationary parts were selected and transients associated to very close sources were excluded. In particular, STA was settled to 1s and LTA to 20 s. After the necessary processes of signal cleaning were completed, the spectral ratio technique was applied to obtain the mean spectral ratios and corresponding standard deviation.

Once the HVSR and HVNR were performed, they were overlapped and it was observed a strong similarity between the obtained results (Fig. 1), therefore confirming the reliability of the peak frequency found through both the techniques.

Numerical modelling. *HVSR inversion*. The ModelHVSR Matlab routines (Herak, 2008) were adopted to compute theoretical HVSR in homogeneous and isotropic layers. The soil model consists of a number of visco-elastic layers, stacked over a half-space, each of them being defined by the thickness (h), the velocity of the body waves (V_P and V_S), the density (ϱ), and the Q-factor, which controls the inelastic properties. The incoming waves are assumed to be travelling vertically and without amplification at the bedrock of the horizontal and vertical motions. The HVSR at the surface is then obtained as the ratio between the theoretical transfer functions of S and P waves. In particular, the observed HVSR is inverted through a Monte Carlo simulation aiming to find soil models that minimize the misfit function with theoretical HVSR. The Monte Carlo search is started with an initial model whose parameters are then randomly perturbed within the bounds defined by the user. In our case, the number of random tries was settled to 10,000 and the initial model of body wave velocities (V_P and V_S) and layers thickness was perturbed by ±5% and ±25% respectively, to obtain a good fit with the experimental results. For all the considered seismic stations of Mt. Etna, stratigraphic sequences were made by integrating observations and literature information (Branca *et al*., 2011; Branca and Ferrara, 2013). Such procedure allowed us to estimate the thicknesses of the layers and then, by using geotechnical and geophysical literature data (Azzaro *et al*., 2010; Priolo, 1999), a initial velocity model as well as density, Qp and Qs were assigned to each layer.

Site amplification functions. The amplifications were computed from frequency-domain calculations, using the programs Site_amp and Nrattle (Boore, 2003). In particular, using as input parameters V_S, density (ϱ), and Q, the Nrattle Fortran routine calculates the Thomson-Haskell plane SH-wave transfer function for horizontally stratified constant velocity layers at a specific incidence angle, within a uniform velocity halfspace settled equal to the deepest measured layer. The code compute amplifications at specified frequencies or at frequencies corresponding to the "breakpoints" in the velocity model. To compile the input file for the Site_amp and Nrattle codes we used the output model of HVSR obtaining as input the amplification function (AF) for 14 seismic stations, showing the best convergence between experimental and theoretical models. We adopted a classification scheme different from those based on Vs_{30}, so that following the one proposed by many authors (Luzi *et al*., 2011; Di Alessandro *et al*., 2012; Zhao *et al*., 2006), we used the predominant soil period to discriminate among classes. The following Amplification Function classes were obtained taking into account the dominant frequency peak in the HVSRs:

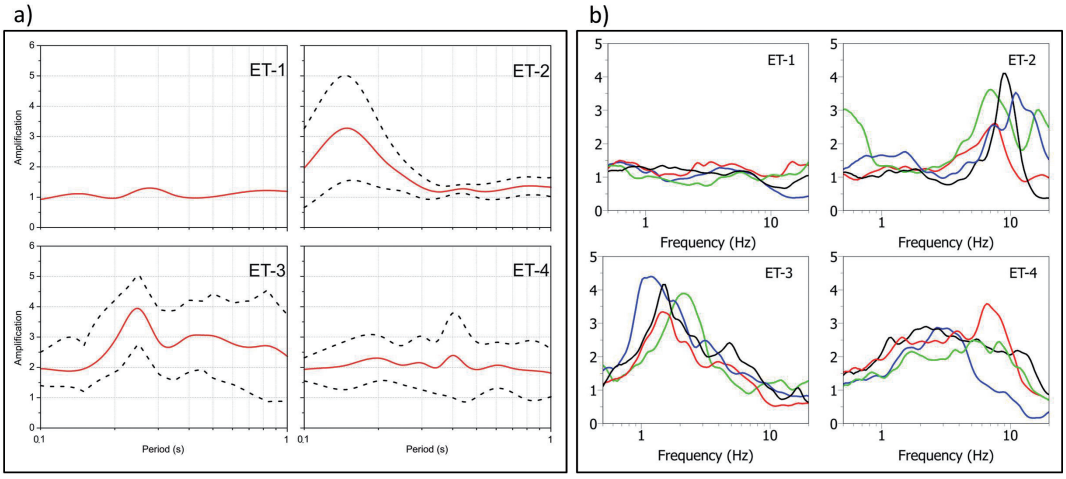


Fig. 2 – a) Mean site amplification (red curve) and standard deviation (dashed black curve) for the Etnan area. b) Examples of classification based on the use of HVNR.

- ET-1: Flat spectral ratios showing amplitude values not exceeding 2 units;
- ET-2: HVSR having fundamental period $T \leq 0.2$ s with amplitude exceeding 2 units;
- ET-3: HVSR with fundamental period $0.2 < T \leq 1.0$ s with amplitude exceeding 2 units;
- ET-4: HVSR showing broad band amplitude exceeding 2 units;

The AF of each class were then obtained by averaging the AF of all the stations included in the considered classes (Fig. 2a). The obtained curves show a good match with those proposed by Luzi *et al.* (2011) for the whole Italian territory. It has to be specified that the long period seismic site effects were not considered and the predicted amplification functions for the Etna area display higher values compared to Luzi's functions, as a consequence of the low shear wave velocity assigned to the fractured lavas.

Application of the proposed classification on low eastern Etna flank. The comparison of HVSR and HVNR on the 19 seismic stations all around the Etna volcano allowed us to verify that the noise can replace the earthquakes data in seismic site response estimate. Then in order to evaluate the fundamental period of an investigated site, required for a predominant period classification, it is possible to use the fast and inexpensive HVNR technique. An attempt to use the achieved classification with an extensive noise measurements field, in the eastern flank of Mount Etna, was therefore made. Using a three components velocimeter, 130 noise measurements, georeferenced by means of a GPS instrument, were almost homogeneously spaced along a grid having size of about 1x2 km, extended from north to south of the eastern side on Mt. Etna.

Time series of 30 minutes length were recorded using a sampling rate of 128 Hz and processed through the HVNR technique. Time windows of 30 s were considered and the most stationary part of the signal was selected excluding transients associated to very close sources. In this way the Fourier spectra were calculated in the frequency range 0.1-30.0 Hz and smoothed using a proportional 20% triangular window. Following the criteria suggested by the European project Site EffectS assessment using AMbient Excitations (SESAME, 2004), only the spectral ratio peaks having amplitude greater than two units, in the frequency range 0.5-10 Hz, were considered significant. To summarize the obtained results, the HVNR were subdivided into 16 groups showing a similar shape using the cluster analysis. Finally, a further classification of the HVNRs was manually performed using the adopted predominant period classification (see results in Fig. 2b).

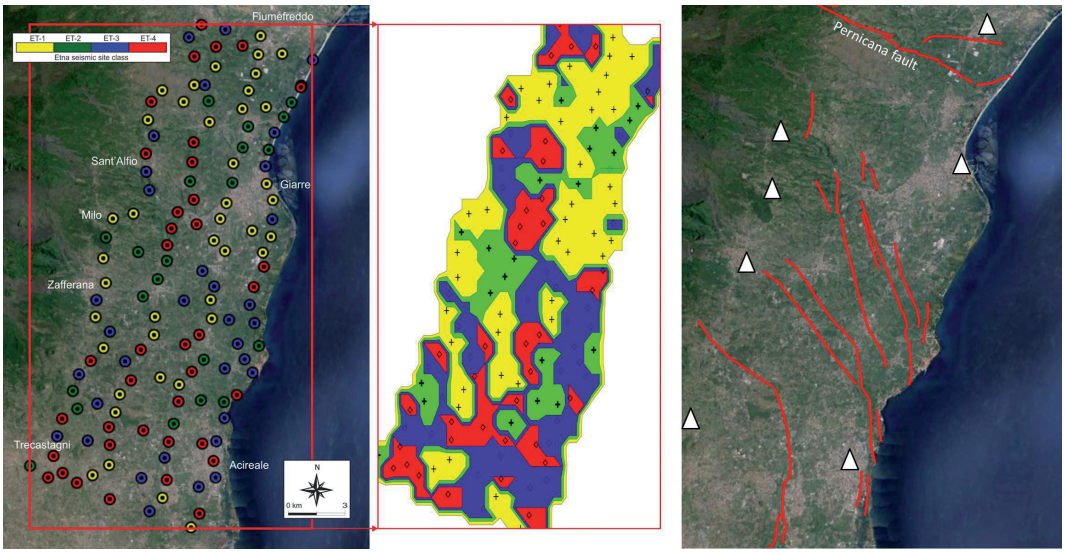


Fig. 3 – Left panel, map showing the class assigned to each measurement point. Central panel, map of the studied area obtained by interpolating the class assigned at each measurement point using the Nearest Neighbor algorithm. Right panel, shows the main faults in the studied area.

In Fig. 3 left panel, it is shown the areal distribution of site classes for the investigated area, whereas in the central panel, by interpolating these information through the Nearest Neighbor algorithm, a macro-zones map of the studied area was attained. The obtained results highlight that the main faults system in the studied area (Fig. 3, right panel) plays an important role in the seismic site response features of the lower eastern flank of Mt. Etna.

Concluding remark.

- A preliminary characterization of the local seismic response in the Etnean territory was made;
- literature data were achieved in order to get information on the elastic parameters and lithology;
- HVSR and HVNR were compared to test the reliability of ambient noise in Etnean area to obtain information on the soil fundamental periods;
- through a simple 1D model, preliminary site amplification functions were attained and classified into 4 classes of a predominant-period site classification, trying in this way to overcome the limits usually showed by the average shear wave velocity of the upper 30 m (Vs,30);
- a map site effects for the lower eastern flank of Mt. Etna was drawn up using the obtained classification;
- long period seismic site effects corresponding to ET3 and ET4 classes seem to match the area of Timpe faults system and Pernicana fault;
- the results highlight a strong contribution due to the presence of the oriented fractures linked to the fault fabric, and not only to stratigraphic effects, in causing local site effects. This imply that further analysis are needed to better constrain the obtained amplification functions.

Acknowledgements. The present study was performed in the frame of the Volcanologic Project DPC-INGV 2013-2015 **"Multi-disciplinary analysis of the relationships between tectonic structures and volcanic activity" financially** supported by the Italian Civil Protection Department (DPC). This paper does not necessarily represents the official opinion of the DPC.

References

Azzaro R., Carocci C.F., Maugeri M., Torrisi A. (2010). *Microzonazione sismica del versante orientale dell'Etna studi di primo livello*. Ed. Le nove Muse, Catania, pp. 181

Boore D.M. (2003). *Prediction of ground motion using the stochastic method*. Pure Appl. Geophys. 160, 635–676.

Borcherdt R.D. (1970). *Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay*. Bulletin of the Seismological Society of America 60, 29-61

Burnham K.P., Anderson D.R. (2002). *Model selection and multimodel inference: a practical information-theoretic approach, 2nd edn*. Springer, New York

Branca S., Coltelli M., Groppelli G. (2011). *Geological evolution of a complex basaltic stratovolcano: Mount Etna, Italy*. Ital. J. Geosci., 130 (3), 306-317, DOI: 10.3301/IJG.2011.13

Branca S., Ferrara V. (2013). *The morphostructural setting of Mount Etna sedimentary basement (Italy): implications for the geometry and volume of the volcano edifice and its flank instability*. Tectonophysics, doi: 10.1016/ j.tecto.2012.11.011

Di Alessandro C., Bonilla L.B., Boore D.M., Rovelli A., Scotti O. (2012). *Predominant Period Site Classification for Response Spectra Prediction Equations in Italy*. Bulletin of the Seismological Society of America 102(2), 680-695.

Di Giacomo D., Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Parolai S., Richwalski S.M. (2005). *Analysis and Modeling of HVSR in the Presence of a Velocity Inversion: The Case of Venosa, Italy*. Bull. Seism. Soc. Am. 95(6), 2364–2372.

Di Giulio G., Rovelli A., Cara F., Azzara R. M., Marra F., Basili R., Caserta A. (2003). *Long-duration asynchronous ground motions in the Colfiorito plain, central Italy, observed on a two-dimensional dense array*. J. Geophys. Res. 108(B10): 2486, doi:10.1029/2002JB002367.

Eurocode8 (2003). *Design of structures for earthquake resistance-Part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings, EN 1998*. European Committee for Standardization, Brussels.

Field E.H., Jacob K. (1995). *A comparison and test of various site response estimation techniques*. Bull. Seism. Soc. Am., 85(4), 1127-1143.

Herak M. (2008). *ModelHVSR-A Matlab® tool to model horizontal-to-vertical spectral ratio of ambient noise,* Computers Geosciences, 34, 1514-1526.

Lachet C., Bard P.-Y. (1994). *Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique*. J. Phys. Earth, 42, 377-397.

Lermo J., Chavez-Garcia F.J. (1993). *Site effect evaluation using spectral ratios with only one station*. Bulletin Seismological Society of America, 83, 1574–1594.

Lermo J., Chavez-Garcia F.J. (1994). *Are microtremors useful in the site response evaluation?* Bulletin Seismological Society of America, 84, 1350–1364.

Luzi L., Puglia R., Pacor F., Gallipoli M.R., Bindi D., Mucciarelli M. (2011). *Proposal for a soil classification based on parameters alternative or complementary to VS30*. Bull. Earthquake Eng. doi 10.1007/ s10518-011-9274-2.

Mucciarelli M. (1998). *Reliability and applicability of Nakamura's technique using microtremors: an experimental approach*. J. Earth. Eng., 2, 625–638.

Nakamura Y., (1989). *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Quarterly Rept. Railway Tech. Res. Inst., 30, 25-33.

Panzera F., D'Amico S., Lotteri A., Galea P., Lombardo G. (2012). *Seismic site response of unstable steep slope using noise measurements: the case study of Xemxija bay area, Malta*. Natural Hazard and Earth Science System 12, 3421-3431.

Panzera F., D'Amico S., Galea P., Lombardo G., Gallipoli M.R., Pace S. (2013). *Geophysical measurements for site response investigation: preliminary results on the island of Malta,* Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata 54 (2), 111-128

Panzera F., Lombardo G., Monaco C., Di Stefano A. (2015). *Seismic site effects observed on sediments and basaltic lavas outcropping in a test site of Catania, Italy.* Natural Hazards, doi: 10.1007/s11069-015-1822-7

Panzera F., Pischiutta M., Lombardo G., Monaco C., Rovelli A. (2014). *Wavefield polarization in fault zones of the western flank of Mt. Etna: Observations and fracture orientation modeling*. Pure and Applied Geophysics 171 (11), 3083-3097

Panzera F., Rigano R., Lombardo G., Cara F., Di Giulio G., Rovelli A. (2011). *The role of alternating outcrops of sediments and basaltic lavas on seismic urban scenario: the study case of Catania, Italy*. Bulletin of Earthquake Engineering 9 (2), 411-439

Parolai S., Bindi D., Troiani L. (2001). *Site response for the RSM seismic network and source parameters in the central Apennines (Italy)*. Pure Appl. Geophys., 158, 695–715.

Priolo E. (1999). *2-D spectral element simulation of destructive ground shaking in Catania (Italy)*. J. Seismol., 3, 289–309.

Riepl J., Bard P.-Y., Hatzfeld D., Papaioannou C., Nechtschein S. (1998). *Detailed evaluation of site response estimation methods accros and along the sedimentary valley of Volvi (EUROSEISTEST)*. Bull. Seism. Soc. Am., 88(2), 488-502.

Rigano R., Cara F., Lombardo G., Rovelli A. (2008). *Evidence for ground motion polarization on fault zones of Mount Etna volcano*. J. Geophys. Res. 113, B10306, doi: 10.1029/2007JB005574.

Rodriguez V. H., Midorikawa S. (2002). *Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion. Earthqu*. Eng. Struct. Dyn., 31(2), 261–279.

Schnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972). *Shake a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites*. Report No. EERC 72 - 12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley, California.

Seekins L.C., Wennerberg L., Marghereti L., Liu H.-P. (1996). *Site amplification at five locations in San Fransico, California: a comparison of S waves, codas, and microtremors*. Bull. Seism. Soc. Am., 86(3), 627–635.

SESAME (2004) - *Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, processing and interpretation*. SESAME European Research Project WP12, deliverable D23.12, at http://sesame-fp5.obs.ujfgrenoble. fr/Deliverables, 2004.

Zhao J.X., Irikura K., Zhang J., Fukushima Y., Somerville P.G., Asano A., Ohno Y., Oouchi T., Takahashi T., Ogawa H. (2006). *An empirical site-classification method for strong-motion stations in Japan using H/V response spectral ratio*. Bull. Seismol. Soc. Am., 96, 914–925.

DYNAMIC CHARACTERIZATION AND DECONVOLUTION ANALYSIS FOR SOME SITES OF THE NATIONAL ACCELEROMETRIC NETWORK (RAN)

E. Paolucci, D. Albarello, E. Lunedei, G. Peruzzi, M. P. Papasidero, M. Francescone, P. Pieruccini
Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studi, Siena, Italy

Introduction. This work is part of the DPC-INGV-S2 research project devoted to improving mid-long term seismic hazard assessment in Italy (https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos2/home). One of its main aims is the empirical testing of seismic hazard estimates proposed so far for the Italian area (Albarello *et al*., 2015). To this purpose, several sites belonging to the Italian accelerometric network (RAN) active for a long time (at least 25 years) are considered and the probabilistic "forecasts" provided by each hazard estimate for that sites is compared with observations (for a general discussion of the testing methodology see Albarello and D'Amico, 2015).

Since hazard estimates are generally provided for reference soil conditions, sites of type A (by following NTC, 2008) only, which represent a subset of the considered sites. Furthermore, site soil classification for the most part of these stations was provided on the basis of large-scale (1:100,000) geological maps only, and this inaccurate soil classification may bias results of testing. To face this problem, the first phase of the work has been devoted to estimate the S-wave velocity (V_S) profile at all the sites and to provide a site characterization in terms of $V_{S,30}$. Thus, to exploit as much as possible available information, observations at non-reference sites were deconvolved (*e.g*., Kramer, 1996) for the local seismic response to obtain accelerometric records "equivalent" to those relative to reference site conditions.

Results relative to nine accelerometric sites are presented here: eight of them are located in Central Italy (Cagli, Cascia, Castel Viscardo, Matelica, Peglio, Rincine, Senigallia, Sirolo) and one in southern Italy (Gildone). By following the procedure described in Pileggi *et al*. (2011), the V_S profile at these locations has been estimated by performing ambient vibration measurements both in single-station and multiple-station configuration. For each non-reference site, the free computer program STRATA (https://nees.org/resources/strata) has been used to

deconvolve the ground motion by considering the mono-dimensional seismo-stratigraphical model obtained by the passive seismic study.

Ambient vibration monitoring and dynamic characterization of the sites. The ambient vibration monitoring has been carried out by performing, in each of the above-mentioned accelerometric sites, a number of single-station as well as a multiple-station (seismic array) measurements. In one site, two arrays have been realized, while in another one, an active MASW measurement has also been carried out (*vide infra*). As concerns single-station acquisitions, ambient vibrations have been recorded using a three-directional digital tromograph Tromino® *Micromed* (http://www.tromino.eu/); for seismic arrays, vertical geophones (4.5 Hz) and a BrainSpy 16 channel digital acquisition system by *Micromed* have been used. Acquisition duration of single-station measurements was of 20 or 30 minutes, with a sampling frequency of 128 Hz, while passive seismic arrays recorded at 128, 256 or 512 Hz, in any case for 20 minutes. Each acquisition by single-station measurements has been processed in order to obtain the HVSR curve (Nakamura, 1989; SESAME, 2004), which allow to evaluate the possible presence of seismic resonance phenomena. Acquisitions by seismic arrays have been analysed by both ESAC (Ohori *et al*., 2002; Okada, 2003) and f-k (Lacoss *et al*., 1969; Capon, 1969) techniques, in order to obtain relative Rayleigh-wave dispersion curves.

Jointly with each ambient-vibration monitoring, a geological/geomorphological survey has been carried out at a local scale (1:5000 or 1:10000), with the aim to better identify the geometry and to characterize the main lithological units where seismic impedance contrasts may occur (cf. Pileggi *et al*., 2011).

In the cases where the accelerometric station is located on outcropping stiff soil (Cagli, Cascia, Rincine), it has not been possible to deploy seismic arrays in exact correspondence of the stations, due to the rough topography: in these situations, geologic survey was particularly useful to identify alternative sites characterized by a strict geologic correspondence with the site of interest. Topographical conditions have caused a similar problem for the station of Peglio.

As fully described in Pileggi *et al*. (2011), passive seismic surveys on stiff-rock sites suffer of significant drawbacks. In fact, in these geological settings, ambient vibrations are characterized by very low powers of surface waves (particularly evident in vertical ground motion) in the whole frequency range of interest (1-20 Hz). Moreover, when relatively high phase velocities exist (such as the ones expected at stiff-rock sites), ambient vibrations can be characterized by large wavelengths with respect to the overall dimension of the array (Foti *et al*., 2011; Pileggi *et al*., 2011). These effects may hamper retrieving clear dispersion curves in some of the analysed rock sites. At Cagli, a reasonable dispersion curve has been obtained for relatively high frequencies (10-25 Hz) only, while at Rincine it has not been possible to obtain any kind of dispersion curve, both using ESAC and f-k procedures. In this latter case, an active seismic prospecting has been necessary: by using the MASW technique (Park *et al*., 1999), a dispersion curve that confirm the presence of Rayleigh-wave velocity values greater than 800 m/s at high frequencies (about 20 Hz) has been obtained.

As concerns the seismic array analysis, dispersion curves obtained by ESAC and f-k technique are, in general, very similar. Just in one case (Sirolo) the curves produced by these two techniques have been merged to "build" a single curve, because the ESAC curve is acceptable for relatively low frequencies (3-6 Hz) while the f-k one is so for higher frequencies (6-14 Hz). In the remaining cases, the choice of the dispersion curve to be used in the joint inversion procedure (*vide infra*) has been done by considering the shape regularity and the frequency coverage of the obtained ones.

To assess the V_S profile for the sites whose Rayleigh-wave velocity values are lower than 800 m/s, a joint inversion of a site-representative HVSR curve and of the Rayleigh-wave dispersion curve has been performed in each of them, by using a Genetic Algorithm procedure (*e.g*., Albarello *et al*., 2011). Since other geophysical measurements and borehole data are not available in the studied places, information provided by geological/geomorphological surveys

has been used to constrain the inversion process. At each site, the inversion procedure has been repeated several times (>10) in order to estimate possible uncertainties affecting the resulting profiles. The overall variability for the S-wave velocity profile of each site has been assessed by using the extreme values of the set of solutions (profiles obtained by the inversion procedure) whose misfit is not greater than two times the misfit value associated to the best fitting model. These variability ranges have then been used in the deconvolution procedure (*vide infra*).

In the sites where placing the seismic array in the same position of the accelerometric station was not possible, obtained best profiles have been manually adapted in order they were able to reproduce the HVSR curves obtained in correspondence of the stations. As these adapted profiles have always shown to be included in the correspondent variability ranges given by the inversion procedures, these variability ranges have been reputed valid for the relative accelerometric stations too.

In any case, the best profile of each site has been used to estimate the $V_{S,30}$ and therefore to reclassify the site.

A summary of obtained results is shown in Tab. 1.

Tab. 1 - Synthesis of the results of the dynamical characterization of the studied acceleorometric stations.

station code	municipality	$V_{S,30}$ (m/s)	new soil class	*old* soil class	seismic bedrock depth min – max (m)	average V_S to the seismic bedrock (m/s)	f0 (Hz)
CGL	Cagli (PU)	> 800	A	*B*	0	-	20.2
CSC	Cascia (PG)	698	B	*B*	8 - 13	530	3.7
CSD	Castel Viscardo (TR)	484	B	*B*	22 - 189	454	3.9
GLD	Gildone (CB)	470	B	*B*	18 - 74	423	2.8
MTL	Matelica (MC)	579	B	*C*	33 - 82	578	2.0
PGL	Peglio (PU)	358	C	*B*	23 - 68	365	2.9
RNC	Rincine (FI)	871	A	*B*	9 - 12	570	no
SNG	Senigallia (AN)	258	C	*B*	65 - 159	420	1.4
SRL	Sirolo (AN)	270	C	*B*	54 - 296	515	5.8

Deconvolution analysis. When the stations are located, according with the realized reclassification, on reference sites, the ground-motion recorded by them can be directly used for validating seismic hazard estimates.

For the other stations, recorded ground-motion has been deconvolved by considering the seismic response of shallow low-velocity layers from the surface to the seismic bedrock where the ground motion has to be assessed.

The deconvolution has been performed, in a 1D scheme (in which the shallow subsoil is constituted by a stack of horizontal homogeneous and isotropic viscoelastic layers), by means the free software STRATA (https://nees.org/resources/strata), doing both linear and equivalent linear analysis. STRATA requests the definition of a stratigraphy where each stratum is characterized by: thickness, some statistical properties of S-wave velocity (extreme values, means and variance), the kind of the material and its viscosity properties. Results exposed in previous section have been used to fix these parameters.

First of all, a seismo-stratigraphical profile has been built by correlating the geological section of the area around each station with the V_S profiles derived from the relative inversion process. This step has been useful in order to link each geological unit to a density value as well as to a damping and a bulk modulus reduction curves. Density values and dynamic curves have been chosen from data derived from seismic microzoning studies in similar lithological units,

in the same geological context and geographic area. Only for depths exceeding 40 m, dynamic curves by EPRI (1993) have been used, in order to not overestimating damping values (usually derived from analysis in shallow samples). Variability ranges in S-wave velocity profiles have been used to establish minimum and maximum values for the bedrock depth, as well as the statistical properties of V_S in each strata. Variability of modulus reduction and damping curves have been reproduced by following Darendeli (2001).

For each station where the deconvolution has been made, the ground motion to be deconvolved has been provided by other research units participating in the project, and consists in a set of selected earthquake events.

Statistics about peak ground acceleration (PGA) and acceleration spectral amplitude (SA) at 0.15, 1 and 2 s have been extracted for each site, based on an *ensemble* of 100 deconvolution runs for each earthquake record, to account for uncertainty affecting the local seismic stratigraphy. For each earthquake, the two horizontal components have been considered separately, taking into account both the geometric mean and the maximum of PGA and SA of each run. Then the median and the 75th percentile of the *ensemble* have been computed.

An example: the station of Peglio. The accelerometric station "PGL" is located within Peglio, a village in the Marche region (central Italy). The station is near the top of the hill where the village is situated (468 m a.s.l.), on a not very steep slope (< 15°) above the Metauro River valley.

The station lies on syn/post-evaporitic deposits characterized by a siliciclastic succession consist of marl, clay-marl, gypsum, clay, sandstone and silt. The station is situated on a unit (*Formazione a Colombacci*; FCO) formed by clay and marl, dipping with an inclination of about 15° northward and situated on a anticline flank. Due to the nature of these lithologies, this area is characterized by the presence of several landslides, active too (MUSa1q, MUSa). The FCO formation lies on *Gessoso-Solfifera* Formation (GES) with unconformity relationship; this latter unit, mainly composed by gypseous sandstone and marl, lies on Miocenic torbiditic sandstone and marl (*Marnoso-Arenacea Marchigiana* Formation; FAM) with the same stratigraphic relationship. The village historical centre is situated on a *Gessoso-Solfifera* Formation facies mainly composed by alabastrine gypsum (GESa). Peglio is located in the north of the major north Apennine bending. The main structures are anticlines, synclines and thrusts trending mainly NW-SE (Apennine direction), sometimes cut-off by normal fault with N-S trend. However, the tectonic setting is dominated by Mio-Pliocenic compressive structures.

Due to the position of the station "PGL", it was not possible to deploy a seismic array near the station, so it was decided to realize two arrays in the neighbourhood: one in the same geological unit and the other one on a different unit. However, the first one did not give any readable dispersion curve, so just the curve obtained by the second array was available for the inversion procedure. In the area including the station and the two seismic arrays, 21 single-station ambient-vibration measurements were also performed.

A set of joint inversions of the dispersion curve and a HVSR curve obtained by a single-station measurement located near the relative array was performed, by using the above-mentioned Genetic Algorithm procedure. Each result of the inversion set is the best profile produced by an independent run. The best resulting group, which contains the profile with minimum global misfit value (in red) and the ones whose misfit values are no greater than its double (in green), is shown in Fig. 1.

The best fit profile obtained by the inversion (characterized by the minimum misfit value and represented by red lines in Fig. 1) has been chosen as reference to perform a geological interpretation of the subsoil configuration in the place where the seismic array was deployed: this interpretation is exposed in Tab. 2.

The whole *ensemble* of best results (represented by red and green lines in Fig. 1) is considered as representative of the result variability. Consequently, the depth of the seismic bedrock top is estimated to be between 23 and 68 m.

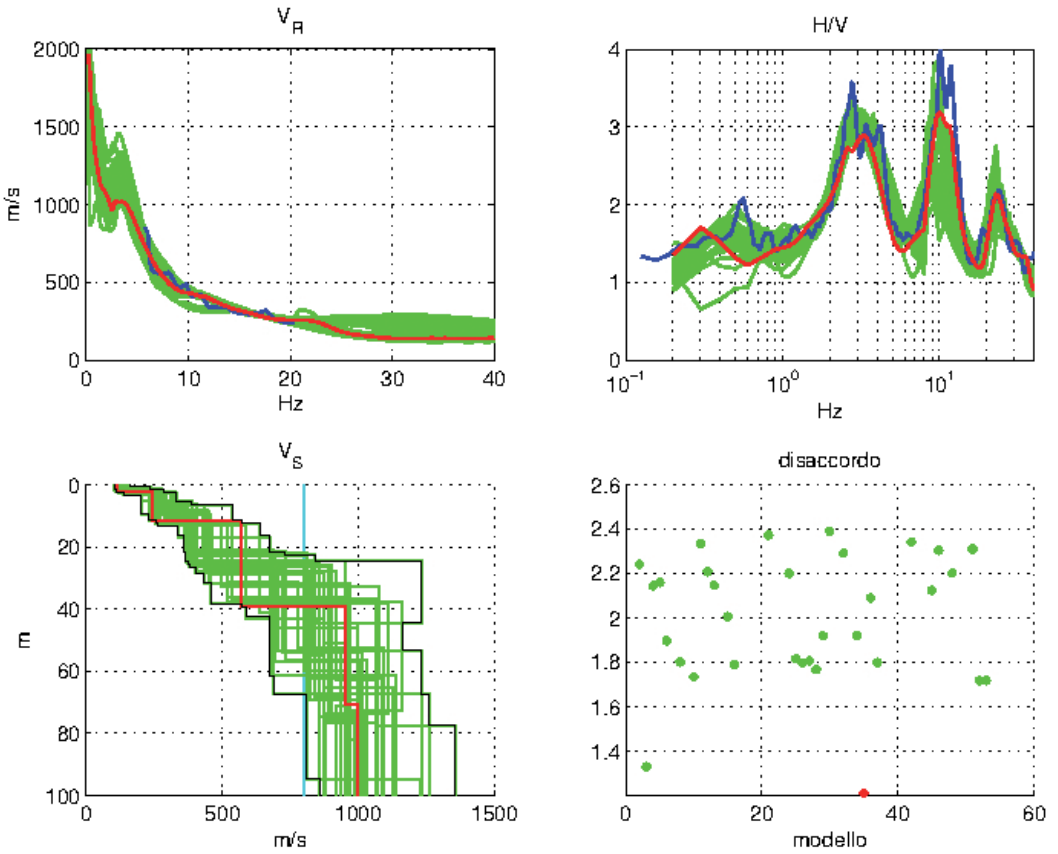


Fig. 1 – Inversion results for the accelerometric station of Peglio: blue lines represent the experimental data, red lines mark the best profile (the minimum misfit one), green line describe the profiles whose misfit is no higher than the double of the minimum one, black lines mark the variability range of the results and cyan line is the reference velocity of 800 m/s.

Tab. 2 - Geological interpretation of the best-profile shallow strata obtained beneath the array position: for each layer, depth, thickness, S-wave velocity, type of material and corresponding geological formation are reported.

depth (m)	thickness (m)	V_s (m/s)	lithology	geological unit
2	2	116	debris	MUSa
11	9	241	marl and clay marls *(Colombacci)*	FCO
38	27	571	gypsum	GES
70	32	952	marl	FAM1c
144	74	995	sandstone and marl	FAM1

Although the seismic array was deployed not so far from the accelerometric station location, it lays on a different geological unit with respect this one, so an adjustment of the obtained seismo-stratigraphical profile (Tab. 2) was necessary, in order to better represent the subsoil beneath the accelerometric station. As the sole information in this last site is provided by HVSR curves, the best quality one of them was chosen as representative of this place. After removed the shallowest layer, this adjustment involved changes in layer thickness and velocity values. These values were changed by hand, by using a surface-wave model (which is used in the inversion

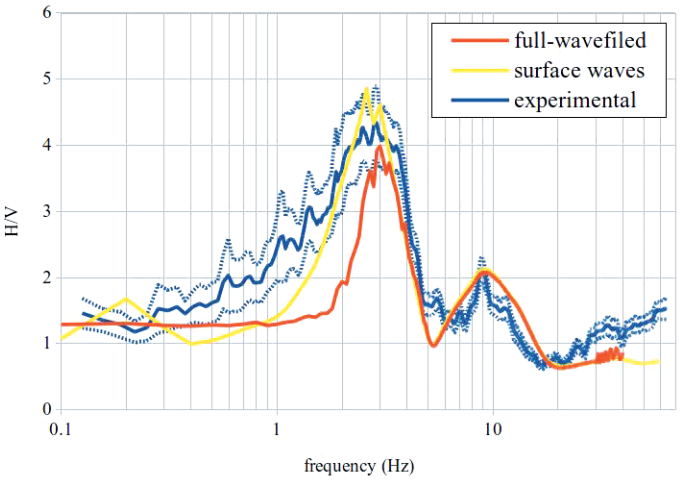


Fig. 2 – Results, with respect the HVSR curve representative of the "PGL" station site, of the manual adjustment of the resulting stratigraphical profile, by using both a full-wavefiled and a surface-wave approximation models.

procedure) as well as a complete wavefield model. A good agreement between experimental and theoretical curves, which is shown in Fig. 2, was obtained with the profile in Tab. 3, which is assumed as representative of the PGL station site.

Tab. 3 - Seismo-stratigraphical profile under the accelerometric station PGL.

depth (m)	thickness (m)	V_S (m/s)	lithology	geological unit
5	5	220	marl and clay marls *(Colombacci)*	FCO
35	30	410	gypsum	GES
65	30	950	marl	FAM1c
140	75	1000	sandstone and marl	FAM1

In terms of NTC (2008) seismic classification, the site where the "PGL" station lays is a class C soil type, being the $V_{S,30}$ value (obtained by results of Tab. 3) lower than 360 m/s.

The deconvolution process was realized by using 4 accelerograms and the variability intervals shown, in the shallower part, in Fig. 1, as above explained. Statistics about peak ground acceleration (PGA) and acceleration spectral amplitude (SA) at 0.15, 1 and 2 s have been extracted, based on an *ensemble* of 100 deconvolution runs for each earthquake record. For each earthquake, the two horizontal components have been considered separately, taking into account both the geometric mean and the maximum of PGA and SA of each run. Then the median and the 75th percentile of the *ensemble* have been computed. An example of the obtained results is reported in Tab. 4.

Tab. 4 - Results for the station of Peglio: 75th percentile of PGA and SA values are reported for the maximum of horizontal components; surface values are derived from the accelerometric registrations, while bedrock values are derived from equivalent linear analysis with STRATA; in the last column is reported the ratio between each couple of values.

	earthquake event	surface (cm/s^2)	bedrock (cm/s^2)	surface / bedrock
PGA	IT-1997-0006	67.959	38.812	1.751
SA at 0.15s	IT-1987-0003	164.027	91.022	1.802
SA at 1s	IT-1997-0006	19.591	16.960	1.155
SA at 2s	IT-1997-0006	8.350	8.001	1.044

Acknowledgements. Authors thank Mattia Contemori, Domenico Pileggi and Fausto Capacci for their help in measurement execution.

References

Albarello D., Cesi C., Eulilli V., Guerrini F., Lunedei E., Paolucci E., Pileggi D. and Puzzilli L.M.; 2011: *The contribution of the ambient vibration prospecting in seismic microzoning: an example from the area damaged by the 26th April 2009 L'Aquila (Italy) earthquake*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **52**(3), 513-538, doi:10.4430/bgta0013.

Albarello D., Peruzza L. and D'Amico V.; 2015: *A scoring test on Probabilistic Seismic Hazard Estimates in Italy*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **15**, 171-187, doi:10.5194/nhess-15-171-2015.

Albarello D. and D'Amico V.; 2015. *Scoring and testing procedures devoted to Probabilistic Seismic Hazard Assessment*. Surv. Geophys., **36**(2), 269-293, doi:10.1007/s10712-015-9316-4.

Capon J.; 1969: *High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis*. Proc. IEEE, **57**(8), 1408–1418.

Darendeli M.B.; 2001: *Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves*. Austin, Texas: The University of Texas.

EN 1998-1 Eurocode 8; 2004: *Design of structures for earthquake resistance – part 1: general rules, seismic actions and rules for buildings*. Authority: The European Union per regulations 305/2011, Directive 98/34/EC, Directive 2004/18/EC.

EPRI; 1993: *Guidelines for Determining Design Ground Motions*. EPRI TR-102293, http://www.epri.com/search/Pages/results.aspx?k=Guidelines%20for%20Determining%20Design%20Basis%20Ground%20Motions:%20Volumes%201-5.

Foti S., Parolai S., Albarello D. and Picozzi M.; 2011: *Application of surface wave methods for seismic site characterization*. Surv. Geophys., **32**(6), 777-825, doi:10.1007/s10712-011-9134-2.

Rathje E.M. and Kottke A.; 2013: *Strata*. Available online at http://nees.org/resources/strata.

Kramer S.L.; 1996: *Geotechnical Earthquake Engineering*. Prentice Hall, New Jersey, USA.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. QR Railway Technical Research Institute, **30**, 25 - 33.

Ohori M., Nobata A. and Wakamatsu K.; 2002: *A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays*. Bulletin of Seismological Society of America, **92**(6), 2323-2332.

Okada H.; 2003: *The microtremor survey method*. Geophysical Monograph Series, SEG, 129 pp.

Lacoss K.T., Kelly E.J. and Toksöz M.N.; 1969: *Estimation of seismic noise structure using arrays*. Geophysics, **34**(1), 21–38.

NTC 2008: *Norme Tecniche per le Costruzioni*. DM 14 gennaio 2008. Gazzetta Ufficiale, n. 29 del 4 febbraio 2008, Supplemento Ordinario n. 30. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma, available online at http://www.cslp.it/cslp/index.php?option=com_content&task=view&id=66&Itemid=20 (in Italian).

Park C.B., Miller RD.. and Xia J.; 1999: *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics, **64**, 800–808.

Pileggi D., Rossi D., Lunedei E. and Albarello D.; 2011: *Seismic characterization of rigid sites in the ITACA database by ambient vibration monitoring and geological surveys*. Bull. Earthq. Eng., **9**, 1839-1854, doi:10.1007/s10518-011-9292-0.

Site EffectS assessment using AMbient Excitations (SESAME) European project; 2004: *Deliverable D23.12, Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: measurements, processing and interpretation*. Available at http://sesame.geopsy.org.

ABACHI REGIONALI PER AMPLIFICAZIONI LITOSTRATIGRAFICHE FINALIZZATI ALLA REDAZIONE DI CARTE DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 2

G. Peruzzi[1], D. Albarello[1], M. Baglione[2], V. D'Intinosante[2], P. Fabbroni[2], D. Pileggi[1]

[1] Dip. di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente, Università degli Studi, Siena, Italia

[2] Settore Sismica, Regione Toscana, Firenze, Italia

Introduzione. Nell'ambito degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (DPC-CRPA, 2008) viene suggerito agli enti preposti di dotarsi di abachi per la caratterizzazione quantitativa dei fenomeni di amplificazione attesa nella zone "stabili suscettibili di amplificazione" per le quali un approccio semplificato possa avere significato (situazioni litostratigrafiche caratterizzate

da alternanza di formazioni lungo superfici di discontinuità con buona approssimazione piane e orizzontali). In pratica si tratta di realizzare delle tabelle nelle quali ad un insieme di valori assunti da parametri considerati diagnostici e ad un particolare livello di pericolosità sismica siano associati univocamente valori attesi dell'amplificazione del moto sismico (FA ovvero "Fattore di Amplificazione") rispetto ad un terreno di riferimento. Obiettivo di questi abachi è fornire indicazioni utili alla realizzazione di carte di micro zonazione sismica (MZS) di livello 2 per le aree per le quali gli approcci di tipo semplificato abbiano senso.

Alcune Regioni (Emilia-Romagna, Lombardia, Lazio) hanno già provveduto a dotarsi di questo strumento a partire da metodologie differenti ma comunque congruenti per quanto riguarda il tipo di risultati attesi e le modalità di impiego. Lo studio qui descritto ha avuto lo scopo di dotare anche la Regione Toscana di questo tipo di strumento a supporto delle attività di MZS pianificate dall'Autorità Regionale. La procedura adottata allo scopo si discosta in maniera significativa da quelle adottate per le Regioni Lombardia e Lazio ed è affine (anche se non identica) a quella a suo tempo utilizzata dalla Regione Emilia-Romagna. La procedura ha avuto come scopo quello di valorizzare il grande patrimonio informativo messo a disposizione dalla Regione Toscana come esito di passate attività di indagine e caratterizzazione della risposta sismica locale (progetti VEL e DOCUP fra il 1996 al 2006) ed allo stesso tempo fornire agli operatori presenti sul territorio uno strumento versatile e specificamente applicabile nelle diverse situazioni lito-stratigrafiche presenti nella Regione Toscana.

La procedura adottata nella regione Toscana. L'obiettivo fondamentale è quello di fornire stime statisticamente valide e ragionevolmente conservative del fattore di amplificazione atteso nelle diverse situazioni litostratigrafiche presenti nella Regione Toscana ed in particolare nelle aree a maggiore pericolosità sismica. Inoltre, queste stime devono poter essere fornite a partire da un numero ristretto di osservabili, relativamente agevoli da determinare sperimentalmente e comunque rappresentativi delle diverse possibili situazioni presenti.

A partire da questi vincoli, è stata definita la procedura sinteticamente rappresentata e caratterizzata dalle quattro fasi operative descritte di seguito.

Prima fase: parametrizzazione. La prima prevede l'individuazione delle diverse tipologie lito-stratigrafiche (TLS) presenti nelle zone di interesse. Si tratta della fase più importante ed impegnativa dell'intera procedura ed è stata sviluppata dal personale dell'Ufficio Prevenzione Sismica del Settore Ufficio Tecnico del Genio civile di area vasta Firenze, Arezzo, Prato, Pistoia della Regione Toscana (di seguito indicato come UPS) a partire dalle informazioni disponibili presso la stessa struttura riguardo alla situazione stratigrafica (in prospettiva sismica) delle diverse aree geologiche della Regione. In pratica si è trattato di identificare delle successioni deposizionali "tipo", del tutto analoghe a quelle definite nella MZS di primo livello, nelle quali venissero individuate formazioni (Unità Lito-Stratigrafiche o ULS) caratterizzate da specifiche caratteristiche sismiche (per esempio "coperture superficiali", "alluvioni", "lacustre fine" o "lacustre grossolano", "substrato alterato", "substrato"). Per ciascuna di queste e a partire dai profili di velocità delle onde S (VS) sperimentali disponibili nella banca dati a disposizione dell'UPS, sono stati forniti valori rappresentativi della VS, dello spessore e della densità (per tutte il valore medio, la mediana, la deviazione standard, il massimo ed il minimo). Laddove possibile è stato anche fornito un profilo di velocità in funzione della profondità.

Quando disponibili presso l'UPS, sono state anche fornite le curve di degrado relative alla diverse ULS. In assenza di queste ultime, alla specifica ULS sono state attribuite curve di degrado e smorzamento dedotte dalla letteratura.

A partire da queste indicazioni iniziali si è poi provveduto ad identificare le diverse TLS (qui intese come successioni di ULS) presenti nella specifica area geografica considerata.

Di particolare importanza in questa fase è stata la definizione del substrato sismico di riferimento (basamento sismico) in corrispondenza del quale lo scuotimento sismico è assunto come noto. Quest'ultimo è stato dedotto a partire dalla stima della pericolosità sismica identificando gruppi di accelerogrammi sperimentali (moto di riferimento o "di input")

rappresentativi della sismicità attesa nelle diverse zone di interesse. A questo scopo si è fatto riferimento alla carta di pericolosità sismica della Regione Toscana relativa ad un periodo di ritorno di 475 anni.

Per ognuna delle aree geografiche sono stati quindi individuati i gruppi di 7 accelerogrammi naturali forniti dal programma SCALCONA 2.0 disponibile nel sito WEB della Regione Toscana (http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/01informazione/banchedati/input_sismici/progettazione/index.htm).

Ad ognuno degli accelerogrammi è stata anche associata una magnitudo rappresentativa del relativo evento sismico.

Seconda Fase: calcolo. Nella seconda fase, per ciascuna TLS e tenendo conto della variabilità dei parametri sismici definita nella prima fase, viene generato un campione di profili sismo-stratigrafici ciascuno costituito mediamente da un centinaio di profili. A questo scopo è stata utilizzata la procedura implementata nel codice "STRATA" (Rathje and Kottke, 2013) che permette di generare profili sismici connotati da specifiche proprietà statistiche e rappresentativi delle situazioni compatibili con i vincoli posti dall'operatore sulla base delle conoscenze disponibili.

Per quanto riguarda la variazione delle curve di degrado è stato scelto di utilizzare i parametri di default forniti dal codice di calcolo (Darendeli, 2001) che si sono dimostrati rappresentativi della effettiva variabilità osservata nei valori forniti dall'UPS. I parametri che controllano la variazione degli spessori delle ULS e le correlazioni interstrato (vedi Kottke e Rathje, 2013) sono stati invece modificati in modo opportuno (non sempre utilizzando i medesimi valori per le diverse TLS e aree geografiche), cercando di ottenere profili compatibili con i dati forniti e che non presentassero troppi strati a diversa velocità (quindi poco correlati fra loro); per la profondità del substrato sismico si è invece operato sulla base dei dati forniti dall'UPS per determinare massima e minima profondità del tetto del basamento sismico ovvero l'interfaccia alla quale applicare il moto di riferimento. Si tenga presente che quest'ultimo è stato definito su base geologica (ovvero tramite giudizio esperto) in corrispondenza della formazione identificata come "substrato" di riferimento ed indipendentemente dalla velocità delle onde S che lo caratterizzava. Soltanto nei casi in cui i bacini deposizionali presentassero notevoli profondità (anche nell'ordine delle migliaia di metri) si è considerata come profondità massima del basamento sismico quella alla quale sono raggiunti valori di VS di 800 m/s a prescindere dall'eventuale connotato geologico della formazione considerata.

Ciascuno dei profili sismo-stratigrafici ottenuti è stato quindi esaminato in dettaglio e confrontato con i profili sperimentali disponibili e con i limiti di variabilità forniti dall'UPS (specialmente in rapporto ai gradienti di velocità forniti per la specifica ULS). Sono stati quindi selezionati per la modellazione i soli profili compatibili con le osservazioni, scartando quelli che, per vari motivi (come velocità troppo alte in superficie o troppo basse a grandi profondità), possono essere considerati irrealistici.

Per ciascuna TLS sono stati così ottenuti fra 50 e 100 profili sismo-stratigrafici. Per ciascuno dei quali e considerando i diversi accelerogrammi rappresentativi della pericolosità locale, sono state definite le curve di risposta sismica locale (RSL) attese. In questo modo, per ogni TLS, è stato possibile generare una popolazione di curve RSL ciascuna rappresentata in termini di ordinate spettrali dello spettro di risposta in accelerazione (PSA).

A partire dagli spettri di risposta in accelerazione, sono stati quindi definiti i fattori di amplificazione (FA) per ciascun profilo sismo-stratigrafico e moto di riferimento. Questo è stato ottenuto rapporto fra gli integrali I dello spettro di risposta in amplificazione relativi al moto di riferimento e a quello risultante alla superficie della singola stratigrafia. In particolare sono stati calcolati due valori di FA per ogni profilo sismo-stratigrafico: uno considerando i corti periodi (0.1-0.5 s) ed uno i lunghi periodi (0.5-1.0 s).

Terza Fase: analisi statistica. Nella terza fase si è quindi proceduto all'analisi statistica delle popolazioni dei fattori di amplificazione ottenuti per le diverse TLS ed alla loro aggregazione

su base geografica e, soprattutto, in funzione della specifica situazione sperimentale. Con quest'ultimo termine viene definita una peculiare combinazione di valori relativi a parametri diagnostici determinabili sperimentalmente e rappresentativi di configurazioni del sottosuolo capaci di produrre specifici livelli di amplificazione del moto sismico. A differenza delle TLS, che sono dedotte dalla conoscenza della specifica situazione lito-stratigrafica, queste combinazioni di valori devono essere attribuiti sperimentalmente mediante misure di campagna condotte con costi contenuti e procedure di campagna già utilizzate nella pratica professionale. Inoltre, questi parametri, da un lato devono essere rappresentativi delle possibili situazioni capaci di generare fenomeni di amplificazione.

Sono stati quindi identificati quattro parametri utili allo scopo:

1. l'area geografica di appartenenza;
2. la classe di pericolosità;
3. il periodo fondamentale di vibrazione del sito (T0) o la corrispondente frequenza fondamentale (f_0);
4. il valore della velocità media delle onde S nei primi 30 m di sottosuolo (Vs30) o, se il basamento sismico si trova a meno di 30 m dalla superficie, il valore della velocità media delle onde S fino al basamento sismico (VSH).

Per ogni profilo sismo-stratigrafico generato da STRATA nelle diverse aree, per i diversi livelli di pericolosità e per le differenti TLS sono stati quindi calcolati:

- un valore di VS30 o VSH (a partire dal profilo sismo-stratigrafico corrispondente alla singola situazione sismostratigrafica utilizzata per la simulazione e distinguendo le situazioni nelle quali la profondità del fosse maggiore o minore di 30 m);
- un valore di f_0 (da simulazioni numeriche specifiche per il singolo profilo sismostratigrafico);
- due valori di FA dedotti dalla simulazione e relativi ai due diversi intervalli di periodo.

I diversi valori di FA ottenuti per le differenti aree geografiche e classi di pericolosità sono stati quindi aggregati in funzione dei valori di f_0 e Vs30 secondo la Tab. 1.

Tab. 1 - Classi relative ai valori dei due parametri rappresentativi dalla situazione sismo-stratigrafica locale: la frequenza di risonanza (f_0) e la velocità media delle onde S vicino alla superfice (VS_{30}/VS_H).

Classi		
frequenza (Hz)	f0<1	
	1.5	1≤f0<2
	2.5	2≤f0<3
	3.5	3≤f0<4
	4.5	4≤f0<5
	5.5	5≤f0<6
	6.5	6≤f0<7
	7.5	7≤f0<8
	≥ 8	
velocità (m/s)	Vs<200	
	300	200≤Vs<400
	500	400≤Vs<600
	700	600≤Vs<800
	Vs≥800	

Come valore rappresentativo della singola popolazione di valori di FA è stato quindi scelto il valore di FA relativo al 75° percentile della popolazione corrispondente. Questo valore è stato considerato come una stima sufficientemente conservativa del valore di amplificazione atteso per la singola situazione sperimentale. Allo scopo di permettere una stima del valore di FA anche quando la curva HVSR non mostrasse massimi attendibili (e quindi non permettesse una stima corretta del valore di f_0) è stata anche considerata la popolazione dei valori di FA relativi alla sola caratterizzazione in termini di VS30/VSH. Un esempio relativo ai valori del percentile ottenuto nelle diverse classi per una specifica zona (il Monte Amiata) è mostrata in Tab. 2.

Quarta Fase: costruzione degli abachi. Con la procedura descritta nei paragrafi precedenti sono stati costruiti gli abachi relativi alle diverse aree geografiche. Nel complesso si tratta di 13 aree per ciascuna delle quali sono definiti almeno due abachi (per alti e bassi periodi). Inoltre, laddove le aree insistessero su zone a pericolosità sismica diversa, son stati costruiti più abachi, considerando come moto di riferimento i gruppi di accelerogrammi relativi alla specifica classe di pericolosità. In particolare, i gruppi 1 e 2 sono stati accorpati, così come i gruppi 4, 5 e 6. Sono stati tenuti distinti i gruppi 3 e 4. Infine sono stati costruiti abachi distinti per le due configurazioni relative alle situazioni con un substrato posto a profondità maggiori o minori

Tab. 2 - Esempio di abaco relativo alle zone del Monte Amiata: in neretto le combinazioni f_0/VSH con più di 50 valori, in grigio chiaro quelle con meno di 10 valori. Le due tabelle più in alto sono relative ai valori di FA ottenuti per le due classi di periodi. In basso ci sono i valori relativi al numero di simulazioni per ciascuna combinazione dei parametri.

FA (0.1 < T < 0.5 s)											
		f0 (Hz)									
		<1	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5	≥ 8	75° perc.
Vs30 (m/s)	<200	1.3	1.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.6
	300	1.5	1.6	2.1	2.6	2.4	2.2	2.1	2.4	2.6	1.9
	500	1.3	1.6	2.0	2.1	2.0	1.9	2.4	2.2	2.1	2.0
	700	0.0	0.0	2.1	1.8	1.7	1.6	0.0	0.0	1.9	1.8
	≥800										
FA (0.5 < T < 1 s)											
		f0 (Hz)									
		<1	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5	≥ 8	75° perc.
Vs30 (m/s)	<200	1.5	2.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5
	300	1.8	2.5	2.2	2.0	2.5	2.8	2.3	1.9	2.3	2.3
	500	1.5	2.3	1.8	1.5	1.4	1.2	1.9	1.9	1.5	1.7
	700	0.0	0.0	1.7	1.4	1.2	1.2	0.0	0.0	1.2	1.4
	≥800										
Popolazione delle celle											
		f0 (Hz)									
		<1	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5	6.5	7.5	≥ 8	
Vs30 (m/s)	<200	7	14								
	300	267	883	551	133	28	24	34	10	30	
	500	131	132	370	294	95	15	15	14	243	
	700			7	42	21	7			7	
	≥800										

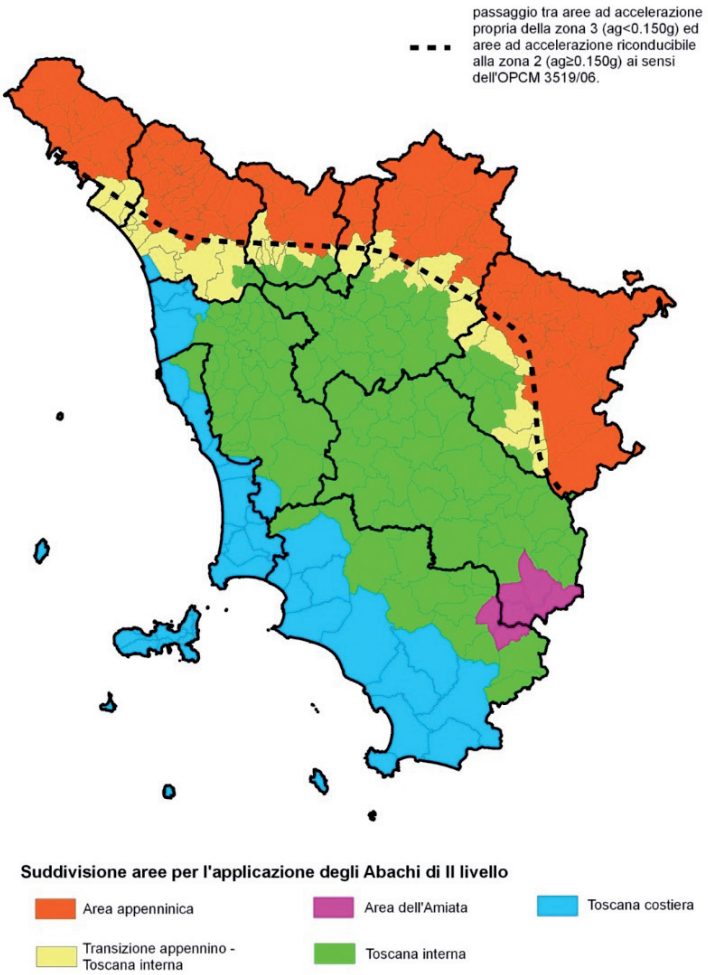


Fig. 1 – Macro aree della Regione Toscana considerate per l'applicazione degli abachi.

di 30 m. Come si vede, questo ha portato alla definizione di diverse decine di abachi di scarsa utilità pratica. Inoltre, a causa delle diverse caratteristiche delle TLS, molte delle combinazioni dei parametri f_0 e Vs30/VsH, risultavano assenti con un conseguente sotto-campionamento delle diverse combinazioni.

Si è allora provveduto ad una analisi comparata volta a valutare la significatività delle differenze fra gli abachi ottenuti nelle diverse aree (a parità di pericolosità). A questo scopo sono stati confrontati a due a due gli abachi ottenuti per zone geologicamente simili e geograficamente contigue. Il confronto è avvenuto valutando le differenze fra i valori di FA ottenuti nelle celle corrispondenti dei due abachi (analoghi per campo di periodi, classe di pericolosità e classe di profondità del substrato sismico), considerando significative le sole differenze superiori a 0.2.

Le valutazioni effettuate hanno messo in evidenza la possibilità di raggruppare le aree in macro-aree all'interno delle quali il livello di eterogeneità osservato è assai minore di quello relativo alle altre macro-aree. Le macro-aree identificate inoltre sono ben connotate geograficamente e hanno senso sul piano geologico (in rapporto alle diverse storie evolutive ed alle configurazioni stratigrafiche). In particolare, sono identificati quattro domini geografici (Fig. 1):

1. Toscana Appenninica, caratterizzata anche dai bacini intermontani (Garfagnana, Lunigiana, Mugello e val di Sieve, Casentino, val Tiberina, più due comuni della provincia di Arezzo);

2. Toscana centrale (Arezzo e val di Chiana, val d'Arno superiore, piana di Firenze, Prato, Pistoia e Empolese, Senese e Grossetano, Lucchesia);
3. Toscana costiera (Versilia e Livornese, oltre alle zone in zona 4 nella classificazione regionale della pericolosità sismica);
4. Monte Amiata.

Una volta ottenuta questa nuova ripartizione, le popolazioni di valori di FA ottenuti nelle aree incluse nelle macro-aree individuate sono stati ricombinati per formulare nuovi abachi (costruiti considerando gli stessi criteri statistici adottai per la costruzione degli abachi delle sotto-aree) su una più estesa base territoriale. Si tratta ovviamente di abachi più "robusti" sul piano statistico grazie alla maggiore "copertura" assicurata dalla combinazione delle diverse simulazioni.

Infine sono stati quindi costruiti:

A) 8 abachi per la Toscana Appenninica: 2 gruppi di accelerogrammi (1+2, 3), due campi di periodo (1.0-0.5 e 0.5-0.1), due classi di profondità del basamento sismico (>30m e <30 m);
B) 8 abachi per la Toscana Centrale: 2 gruppi di accelerogrammi (3,4), due campi di periodo (1.0-0.5 e 0.5-0.1), due classi di profondità del basamento sismico (>30 m e <30 m);
C) 2 abachi per la Toscana Costiera: 1 gruppo di accelerogrammi (4+5+6), due campi di periodo (1.0-0.5 e 0.5-0.1), una classe di profondità del basamento (>30 m);
D) 8 abachi per la zona del Monte Amiata: 2 gruppi di accelerogrammi (3,4), due campi di periodo (1.0-0.5 e 0.5-0.1), due classi di profondità del basamento sismico (>30 m e <30 m).

Dall'osservazione degli abachi nel loro complesso, specialmente quelli con la maggior parte delle celle popolate da almeno 50 simulazioni, emerge un andamento ben definito dei valori di FA. Questi, in senso verticale (ovvero in rapporto alle classi di velocità del Vs30/VsH), hanno il loro massimo per bassi valori delle velocità medie, mentre in rapporto ai valori di f0 hanno il loro massimo per classi frequenze intermedie. Tutto ciò è compatibile con l'ipotesi che le maggiori amplificazioni si abbiano per alti contrasti di velocità (e quindi tanto più è bassa la velocità delle coperture) e per profondità dell'interfaccia risonante nell'ordine delle decine di metri. Da notare poi che i valori di FA, per le celle con popolazione di almeno 50 elementi, sono tutti compresi tra circa 1 e 2.5.

Limiti di applicabilità e validazione. Gli abachi costruiti secondo la procedura descritta sopra devono essere considerati rappresentativi di situazioni stratigrafiche caratterizzate da variazioni solo verticali delle proprietà meccaniche del sottosuolo. Questo implica che l'applicabilità degli abachi vada riservata alle sole situazioni dove le variazioni laterali delle proprietà meccaniche non siano tali da indurre importanti effetti bi-tridimensionali. Si pone però il problema di definire di volta in volta la rilevanza di questi effetti nella specifica situazione applicativa. Al momento, gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (DPC-CRPA, 2008) prevedono un solo criterio di inapplicabilità (Bard e Bouchon, 1985) relativamente alla presenza di effetti di risonanza complessiva dei bacini. In realtà effetti potenzialmente altrettanto importanti potrebbero essere legati alla generazione di nuove fasi sismiche (onde superficiali) ai bordi di un bacino e fenomeni di focalizzazione indotti dalle geometrie delle superfici sepolte e caratterizzate da significativi contrasti di impedenza sismica relativa elle fasi S.

Per valutare la possibile entità di questi effetti sui valori di FA in rapporto a quanto si può dedurre dall'uso degli abachi, sono state condotte analisi numeriche utilizzando il codice di calcolo BESOIL (Sanò, 1996). In queste modellazioni sono state considerate diverse situazioni potenzialmente responsabili di effetti 2D. Tutti i modelli hanno riguardato un bacino simmetrico di larghezza pari a 750 m ed un fattore di amplificazione calcolato rispetto ad un punto di affioramento del substrato posto a 350 m dal bordo del bacino. Sono stati valutate diverse combinazione del rapporto di impedenza alla base del bacino (da 2 a 4), della velocità delle onde S e dello smorzamento del riempimento (rispettivamente da 200 a 400 m/s e dal 2% al

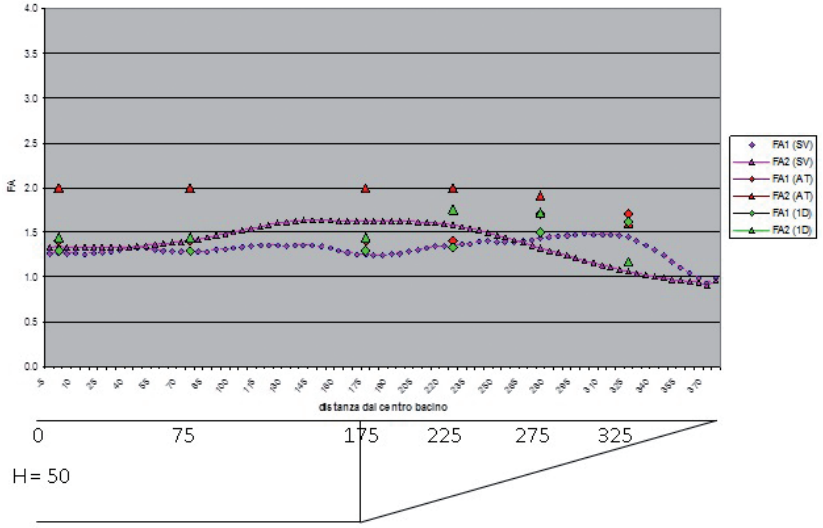


Fig. 2 – Confronto fra i valori del Fattore di Amplificazione per i corti periodi (0.1-0.5 s FA1) e i lunghi periodi (0.5-1.0 s, FA2), considerando la modellazione numerica 2D (SV), la modellazione numerica 1D effettuata con il codice STRATA (1D) e la stima dedotta per i due intervalli di periodo dagli abachi (AT). Nel caso specifico, gli abachi utilizzati sono quelli relativi all'area Appenninica dove più diffusa sono situazioni del tipo di quella qui indagata. La geometria del bacino è riportata in basso e la figura si riferisce ad un bacino simmetrico largo 750 m (in figura viene riportata solo una metà del bacino) con un riempimento caratterizzato da valori di Vs e smorzamento pari rispettivamente a 200 m/s e 2%. Il substrato ha velocità delle onde S pari a 800 m/s e uno smorzamento dell'1%.

5%), dello spessore del bacino (da 25 a 150 m) e dell'angolo di inclinazione del bordo (da 5 a 60°). Un esempio dei risultati ottenuti è riportato nella Fig. 2. In generale viene dimostrata gli abachi forniscono sempre valori analoghi o più conservativi di quelli prodotto sia dalle analisi 1D che 2D per tutte le situazioni caratterizzate da rapporti di impedenza fra substrato e coperture inferiori a 4, indipendentemente dalla distanza dal bordo. Al netto di situazioni relativamente 'estreme', questo risultato sembra suggerire una generale applicabilità degli abachi proposti anche in situazioni caratterizzate da significative variazioni laterali delle morfologie sepolte.

Oltre alle valutazioni descritte sopra, sono state anche analizzati alcuni casi 'reali' ben laddove la configurazione geometrica e sismica del sottosuolo era bel vincolata dai dati disponibili. In particolare sono state analizzate situazioni relative a tre bacini dell'area appenninica (Scaperia e Palazzuolo sul Senio in provincia di Firenze, Poppi in provincia di Arezzo. In questi contesti sono state eseguite modellazioni numeriche 2D (utilizzando il codice QUAKE/W (GEO SLOPE, 2012) e modellazioni 1D (codice STRATA). Gli esiti di entrambe le modellazioni indicano che gli abachi sono in accordo con quanto prodotto dalle modellazioni 1D nonostante il fatto che queste ultime fossero state ben caratterizzate dal punto di vista sismostratigrafico locale. Anche rispetto alla modellazione 2D i risultati forniti dagli abachi sono sembrati soddisfacenti nella maggior parte dei casi salvo laddove i contrasti di impedenza alla base delle coperture erano dell'ordine di 4 o superiori.

Conclusioni. Sono stati definiti gli abachi per la determinazione dei valori del fattore di amplificazione (FA) attesi nelle diverse macro-aree della Toscana da utilizzare nell'ambito di studi di microzonazione sismica di Livello II secondo gli Indirizzi e Criteri della Microzonazione Sismica (DPC-CRPA, 2008). In particolare, questi abachi hanno lo scopo di definire con un approccio speditivo i fattori di amplificazione attesi nelle zone stabili suscettibili di amplificazione come effetto della sola configurazione lito-stratigrafica locale e per la quale sono attesi solo fenomeni di risonanza sismica dovuti alla presenza di variazioni verticali delle proprietà sismiche dei terreni (risonanza 1D).

Il lavoro svolto ha consentito lo sviluppo di una procedura di lavoro basata sull'uso intensivo dei dati sismici e geotecnici disponibili riguardo alle successioni lito-stratigrafiche presenti nelle diverse parti del territorio toscano. In particolare, inizialmente sono state identificate e caratterizzate le Unità Lito-Stratigrafiche (ULS) più rappresentative della regione che sono poi state associate nella forma di specifiche configurazioni stratigrafiche (le Tipologie Lito-Stratigrafiche o TLS). Le diverse TLS identificate sono state considerate per l'esecuzione di simulazioni numeriche condotte con un metodo non-lineare equivalente che hanno tenuto conto della variabilità osservata nella geometria e nelle caratteristiche dinamiche delle ULS di volta in volta analizzate. In queste simulazioni si è tenuto conto dei differenti livelli di pericolosità sismica nelle diverse aree della Toscana, utilizzando specifici gruppi di accelerogrammi messi a disposizione da studi precedenti. Le popolazioni di valori di FA ottenuti da queste simulazioni per le diverse aree geografiche della Regione, sono stati analizzati dal punto di vista statistico e raggruppati in funzione dell'area geografica di riferimento, del livello di pericolosità e di due parametri rappresentativi della specifica situazione locale: la frequenza di risonanza delle coperture e del valore medio della velocità delle onde S nel primo sottosuolo. Questi due parametri sembrano sufficienti a discriminare le diverse situazioni (uni dimensionali) e sono effettivamente determinabili localmente sulla base delle informazioni rese disponibili già dagli studi di microzonazione sismica di primo livello (f_0 e profondità del basamento sismico) e da ulteriori analisi relativamente a basso costo (Vs30/VsH).

In linea di principio, gli abachi proposti non presentano limitazioni legate alle specifiche situazioni locali (p.es. inversioni nel profilo di velocità del onde S o particolari configurazioni litologiche). La possibile presenza di queste situazioni dovrebbe essere stata compresa nelle simulazioni condotte e quindi incluse nei valori di FA proposti. Questi ultimi vanno infatti considerati come un limite superiore "ragionevole" (ovvero caratterizzato da una probabilità di eccedenza del 25%) ai valori di FA effettivamente possibili. Si noti infine che gli abachi non coprono tutte le possibili combinazioni di parametri. Questo è il risultato dei limiti imposti alle simulazioni sulla base delle osservazioni. Accanto a queste situazioni, ne esistono altre per quali i valori di FA indicati sono ricavati da un numero di simulazioni inferiori a 10. Si tratta quindi di configurazioni piuttosto rare che non dovrebbero a loro volta verificarsi. Queste configurazioni, quindi, non dovrebbero essere presenti nella pratica applicativa. Nel caso in cui si verificassero sarebbe opportuno ricorrere a modellazioni della risposta sismica locale condotte con strumenti di calcolo appropriati e non utilizzare l'abaco corrispondente.

Riguardo all'effettiva applicabilità degli abachi, le analisi condotte mostrano che, almeno nei casi analizzati per la validazione, i valori di FA forniti dagli abachi sono compatibili o più conservativi di quelli prodotti dalla modellazione 1D condotta utilizzando le informazioni disponibili localmente. Inoltre gli abachi sembrano applicabili anche in presenza di variazioni laterali nelle morfologie sepolte, laddove queste corrispondano a superfici di separazione corrispondenti a contrasti di impedenza sismica inferiori a 4.

Bibliografia

Bard P. Y., Bouchon M. (1985): *The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys*, Bull. Seis. Soc. Am, 75, N. 2, 519-541.

Darendeli M. B. (2001), *"Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves"*. Austin, Texas: The University of Texas.

Dipartimento della Protezione Civile e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome (2008) *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS)*, Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 515 pp., disponibile sul sito WEB http://www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137

GEO-SLOPE International (2012), *QUAKE/W 2012*, www.geo-slope.com/products/quakew

Lai C. G. & Zuccolo E. (2012), *Rapporto scientifico "Definizione di input sismici sismo-compatibili e spettro-compatibili per i comuni della regione Toscana"*.

Rathje E. M. & Kottke A. (2013), *"Strata"*, http://nees.org/resources/strata.

Sanò T., 1996: *BESOIL: un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche*. Rapporto tecnico SSN/RT/96/9.

UN APPROCCIO ALLO STUDIO DEI FENOMENI DI LIQUEFAZIONE CAUSATI DAL TERREMOTO DEL 29 MAGGIO 2012 NEL COMUNE CAVEZZO (MO)

R. Razzano, M.P. Campolunghi
Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria, CNR – IGAG, Roma, Italia

Introduzione. Durante la sequenza sismica emiliana del maggio-giugno 2012 nei comuni della pianura ferrarese si sono verificati fenomeni di liquefazione, in particolare durante la scossa principale del 20 maggio 2012 (Mw 6.1). Tale fenomeno ha assunto particolare rilevanza a San Carlo frazione del comune di San Agostino e a Mirabello, siti in prossimità dell'epicentro, causando la temporanea inagibilità di alcuni edifici la chiusura di alcune strade e l'interruzione di alcuni servizi per la rottura delle reti di sottoservizi, mentre in occasione della scossa del 29 maggio 2012 (Mw 6.0) tale fenomeno ha riguardato il territorio comunale di Cavezzo (MO) sito ad una distanza di circa 3.9 km dall'epicentro sito nel territorio comunale di Medolla.

L'incremento della sovrappressione neutra indotta da un sisma determina la riduzione della tensione efficace e di conseguenza la perdita di rigidezza e resistenza; il fenomeno della liquefazione dipende dalle caratteristiche geologiche e geotecniche del sottosuolo (presenza di sabbie sciolte sotto falda) e dalle caratteristiche del moto sismico (ampiezza, durata e contenuto in frequenza).

Esistono in letteratura diversi approcci per lo studio del fenomeno che vanno dai metodi semplificati che consistono nell'utilizzo di abachi di natura semi-empirica basati sui lavori proposti da Seed e Idriss (1971) che mettono in relazione la sollecitazione ciclica indotta (CSR, dipendente dalla magnitudo del segnale e dall'accelerazione) con la resistenza ciclica (CRR, dipendente dalla resistenza alla punta o dal numero di colpi della prova SPT).

Altri approcci più raffinati vengono condotti coi metodi propri della dinamica dei terreni con l'ausilio di software che eseguono l'analisi di risposta sismica locale i quali tra l'analisi dinamica semplificata condotta in condizioni monodimensionali in tensioni totali o efficaci integrando, in quest'ultimo caso, le equazioni del moto nel tempo con modelli costitutivi del terreno non lineari; lo sviluppo della sovrappressione neutra indotta è calcolata con ruotine di natura semi-empirica che legano la stessa con il livello deformativo indotto.

Un altro metodo è l' analisi dinamica avanzata che produce in output la distribuzione delle tensioni efficaci, pressioni interstiziali, deformazioni, spostamenti residui e la valutazione del meccanismo di rottura del sistema condotto in condizioni tipicamente bidimensionali (a volte anche tridimensionali) considerando l'accoppiamento tra fase solida e fluida

Quest'ultimo approccio, di notevole complessità numerica, è riservato a studi di particolare importanza (ad esempio le dighe in terra). Lo studio in esame riguarda la modellazione geotecnica del sottosuolo attraverso l'interpretazione delle prove disponibili per riprodurre i fenomeni di liquefazione che hanno interessato il territorio comunale di Cavezzo (MO) utilizzando come moto di input la scossa del 29 maggio 2012 deconvoluta, le analisi verranno affettuate con il metodo dell'analisi dinamica semplificata in tensioni efficaci utilizzando il software monodimensionale Deepsoil 6.0 (Hashash *et al*., 2015).

Inquadramento geologico dell'area. L'area relativa all'epicentro del sisma ricade nel settore centro-settentrionale della pianura emiliana. La morfologia è estremamente regolare con le uniche variazioni altimetriche di 8/10 m rispetto alla pianura circostante, relative a rilevati antropici (strade e ferrovie) e agli argini dei corsi d'acqua. Il sottosuolo è costituito da alternanze di sabbie, limi e argille di origine alluvionale riconducibili al Pleistocene medio – Olocene in cui si individuano due cicli deposizionali di ordine maggiore: il Sistema Emiliano – Romagnolo Inferiore di età compresa tra 450.000/400.000, e il Sintema Emiliano – Romagnolo Superiore di età compresa tra 450.000/400.000 anni e l'Attuale (RER & ENI – Agip, 1998).

Questa successione continentale poggia generalmente su un substrato costituito da depositi marini e transizionali del Pleistocene inferiore e medio, riferibili alle Sabbie Gialle o Sabbie di Imola del margine appenino – padano (RER & ENI – Agip, 1998).

La profondità della base della successione alluvionale varia in funzione della presenza delle Pieghe Ferraresi; nelle aree di sinclinale lo spessore delle alluvioni supera i 500 m mentre nelle aree di anticlinale si riduce fino a 100 m (RER & ENI – Agip, 1998).

Scendendo nel dettaglio dell'assetto relativo ai primi 15-20 m di profondità si individuano tre unità corrispondenti a tre fasi sedimentarie e paleogeografiche ben distinte. L'unità stratigraficamente inferiore appartiene alla successione terminale del Pleistocene e testimonia la diffusione di ambienti di piana alluvionale.

L'unità intermedia, di seguito indicata come "Unità delle paludi", documenta la presenza di ambienti palustri estesi e persistenti ("valli"), in cui sfociavano i fiumi appenninici, sviluppatisi a partire dalla massima trasgressione olocenica in questo settore (datazioni C14 indicano un'età di circa 4400 anni nella porzione inferiore di questa unità, ISPRA, 2009). Questi ambienti, dove non disturbati dall'attività fluviale ed antropica, si sono mantenuti fino all'epoca moderna.

L'unità superiore, "Unità dei canali fluviali", interessata dai fenomeni di liquefazione, è caratterizzata da depositi di canale, argine e rotta e testimonia un'intensa attività fluviale in questi territori. La ricostruzione stratigrafica di dettaglio di questa successione è piuttosto difficoltosa a causa della discontinuità dei corpi e dalle geometrie complesse a "dossi e depressioni", tipiche della piana alluvionale appenninica.

L'assetto idrogeologico relativo a queste tre unità è caratterizzato dalla presenza di un sottile acquifero freatico, spesso una decina di metri circa, sovrapposto ad un complesso sistema multifalda di acquiferi confinati, che prosegue nel sottosuolo per alcune centinaia di metri.

Al di sotto del sottile spessore dell'acquifero freatico sono presenti dei corpi sabbiosi acquiferi, di natura sia appenninica che padana, di ambiente deposizionale fluviale e deltizio, separati tra loro da ingenti spessori di depositi fini che li isolano sia dalla superficie topografica che reciprocamente tra loro. Questa separazione dalla superficie topografica fa sì che le caratteristiche idrogeologiche (livello e qualità) di questi acquiferi siano del tutto diverse rispetto a quelle della falda freatica sovrastante, dalla quale essi sono certamente separati idraulicamente. E' noto che la liquefazione delle sabbie, in seguito ad eventi sismici, avviene entro i primi 15 m circa di profondità, per questo motivo si ritiene che l'influenza degli acquiferi sottostanti all'acquifero freatico, sia pressoché nulla.

Da un punto di vista superficiale è evidente come gli episodi di liquefazione si identifichino in corrispondenza dei "dossi" dell'Unità dei canali fluviali.

In Fig. 1 è presentato il rilievo plano-altimetrico da lidar dell'area di Cavezzo. Si può osservare come i punti di liquefazione (individuati dai triangoli) siano ubicati tutti a quote superiori rispetto al territorio circostante (25 -27 m s.l.m.) lungo gli argini del corso Canalino.

Metodi di analisi della risposta sismica locale e introduzione a Deepsoil. Esistono 2 metodi alternativi per condurre l'analisi di risposta sismica locale di un deposito, *l'analisi lineare equivalente* (Seed e Idriss, 1969) viene condotta schematizzando il deposito in strati a comportamento visco-elastico lineare, il software calcola la funzione di trasferimento che moltiplicata per la trasformata di *Fourier* del moto di input fornisce la trasformata stessa in tutti i punti del profilo (prodotto di convoluzione), in pratica essa consiste nel eseguire un numero sufficiente di iterazioni (tipicamente tra 8 e 15) aggiornando al termine di ognuna di essa i valori di rigidezza e smorzamento in funzione di un aliquota del livello deformativo raggiunto all'iterazione precedente, con questo metodo molto utilizzato nella pratica professionale è possibile eseguire anche la deconvoluzione di un moto sismico registrato (ad esempio nel caso di moti sismici registrati su suoli deformabili) in un altro punto del profilo.

Questo tipo di analisi costringe a lavorare in tensioni totali senza quindi tener conto della sovrappressione neutra indotta, tuttavia è possibile determinare la stessa con correlazioni empiriche in funzione della deformazione massima raggiunta (questo valore è tipicamente utilizzato per le verifiche di stabilità post-sisma).

Come detto in precedenza l'utilizzo di questo metodo per la verifica a liquefazione rientra nell'ambito dei metodi di analisi dinamica semplificata valutando il sollecitazione ciclica (CSR)

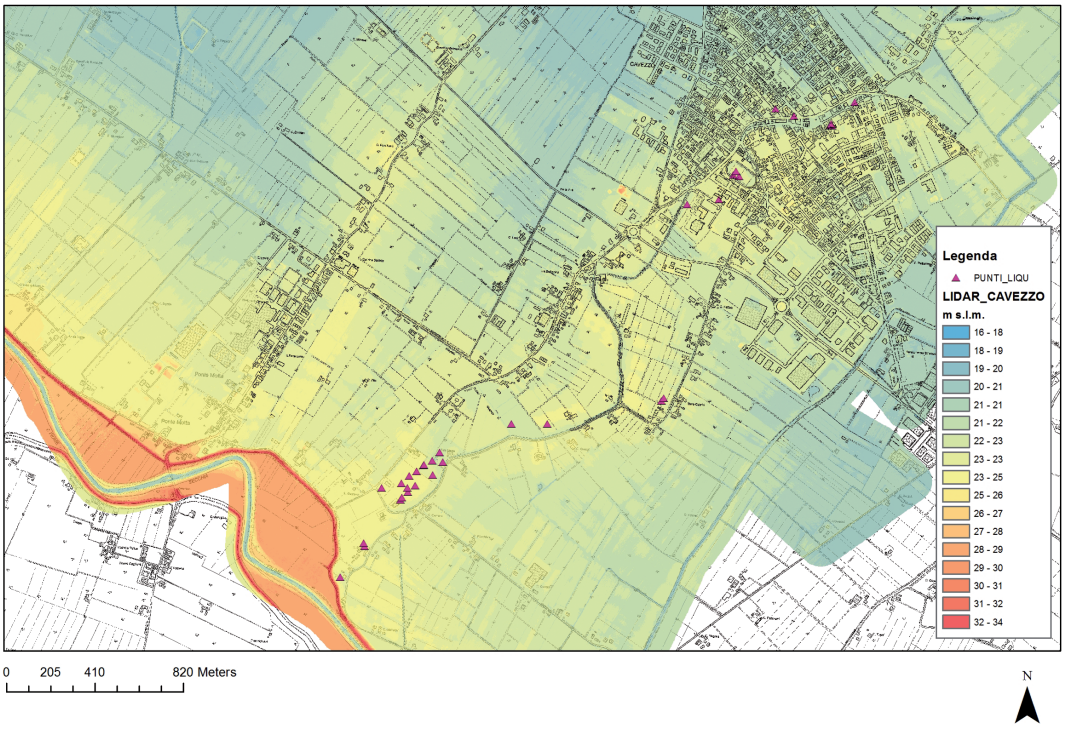


Fig. 1 – Evidenze di liquefazione a Cavezzo durante la scossa del 29 maggio 2012, i triangoli viola rappresentano i punti dove si sono osservati i fenomeni liquefazione.

dal profilo delle deformazioni tangenziali massime, software che eseguono l'analisi lineare equivalente sono EERA (Bardet *et al*., 2000), Shake (Schnabel *et al*., 1972), Shake91 (Idriss e Sun, 1992) e Deepsoil (Phillips e Hashash, 2009).

Con *l'analisi non lineare* (utilizzata nello studio in esame) il deposito viene schematizzato in masse concentrate alla sommità degli strati collegate tra di loro da molle e smorzatori, il software assembla le matrici di massa, rigidezza e smorzamento; la non linearità del legame tensioni-deformazioni è tenuta in conto attraverso relazioni analitiche che descrivono l'andamento del modulo di rigidezza con la deformazione tangenziale (curva di backbone) e criteri per descrivere i cicli carico e scarico (Masing, 1926).

L'analisi viene condotta aggiornando ad ogni passo temporale la matrice delle rigidezze e per tener conto dello smorzamento a piccole deformazioni (aliquota viscosa), viene introdotta la matrice degli smorzamenti viscosi, a tal fine viene utilizzata la formulazione di Rayleight che assume la matrice stessa come combinazione lineare di quella delle masse e rigidezze fissando il valore di una o più frequenze di controllo.

Questa formulazione conduce a smorzamenti dipendenti dalla frequenza (in contrasto con le evidenze sperimentali nel campo delle frequenze tipiche indotte dai sismi), l'analisi non lineare può essere condotta anche in tensioni efficaci attraverso routine di natura semi-empirica che determina la sovrappressione neutra indotta in funzione del livello deformativo raggiunto.

I software più utilizzati che conducono l'analisi non lineare sono Desra (Lee and Finn, 1978), Dmod (Matasovic, 1993) e Deepsoil (Phillips e Hashash, 2009), il vantaggio dell'utilizzo di Deepsoil è che implementa per l'analisi non lineare dei criteri alternativi a quelli di Masing che sovrastimano lo smorzamento alle alte deformazioni per tener conto dell'indipendenza dello smorzamento viscoso dalla frequenza il software implementa un algoritmo che assembla la matrice stessa indipendente dalla frequenza (Phillips e Hashash, 2009).

Modello geotecnico del sottosuolo. La modellazione geotecnica del sottosuolo per un'analisi sismica condotta in tensioni efficaci prevede l'individuazione delle successioni stratigrafiche, delle proprietà di rigidezza e smorzamento dei terreni nonché i parametri per la determinazione della sovrappressione neutra indotta

A tal fine sono disponibili 6 prove penetrometriche con penetrometro elettrico, 23 prove penetrometriche meccaniche ed 1 sondaggio stratigrafico fino a 40 m, la sequenza stratigrafica individuata prevede uno strato di copertura composto essenzialmente da limo sabbioso, strato di argilla, sabbia limosa con bassa resistenza alla punta (quindi potenzialmente liquefacibile), strato di argilla sottostante, strato di sabbia mediamente addensata alla profondità di 22 m circa ed argilla fino alla profondità di perforazione, in Tab. 1 è riportata la sequenza stratigrafica individuata, i pesi delle unità di volume e la velocità di propagazione delle onde di taglio entrambe dedotte da correlazioni empiriche con la resistenza alla punta

Tab. 1 - Sequenza stratigrafica per il sito di Cavezzo, pesi delle unità di volume e velocità di propagazione delle onde di taglio.

Terreno	h [m]	γ [kN/m^3]	Vs [m/s]
Copertura – Limo sabbioso	2.00	16.0	135
Argilla	3.00	16.5	117
Sabbia limosa	4.20	16.5	135
Argilla	13.30	17.5	196
Sabbia profonda	3.00	18.0	240
Argilla profonda	24.50	18.0	250

Per tener conto della non linearità del legame tensioni-deformazioni il software utilizzato per le analisi (Deepsoil 6.0, Hashash *et al.*, 2015) implementa il modello iperbolico modificato MKZ (Matasovic, 1993) che descrive la curva al primo carico (curva di *backbone*) espressa da:

$$\tau(\gamma) = F_{bb}(\gamma) = \frac{G_{\max} \cdot \gamma}{1 + \beta \cdot \left(\frac{\gamma}{\gamma_r}\right)^s}$$

in cui i parametri β ed s sono parametri adimensionali di forma tarati per ottenere il miglior *fitting* tra la curva sperimentale e quella teorica, γ_r è la deformazione di riferimento e γ è la deformazione attinta in un generico istante di tempo, per la descrizione dei cicli di carico-scarico il software implementa la formulazione proposta da Phillips e Hashash (2009)

$$\tau(\gamma) = F(\gamma_m) \cdot \frac{2 \cdot G_0(\gamma - \gamma_c)}{1 + \beta \cdot \left(\frac{\gamma - \gamma_c}{2\gamma}\right)^s} - \frac{G_0(\gamma - \gamma_c)}{1 + \beta \cdot \left(\frac{\gamma_m}{2\gamma}\right)^s} + \frac{G_0(\gamma - \gamma_c)}{1 + \beta \cdot \left(\frac{\gamma_m}{2\gamma_r}\right)^s} + \tau_c$$

in cui γ_c and τ_c sono la deformazione e la tensione del punto di inversione, γ_m è la deformazione massima raggiunta nella storia di carico del terreno fino all'istante di calcolo e $F(\gamma_m)$ è un fattore di riduzione tarato sul rapporto tra i dati di smorzamento ottenuti sperimentalmente, $\xi_{Maeasured}$, e quelli calcolati adottando i criteri di Masing, ξ_{Masing},

$$F(\gamma_m) = \frac{\xi_{Measured}}{\xi_{Masing}} = P_1 - P_2 \cdot \left(1 - \frac{G(\gamma_m)}{G_{\max}}\right)^{P_3}$$

in cui P_1, P_2 e P_3, sono parametri adimensionali che si ottengono dalla regressione dei dati del rapporto $\xi_{Maeasured}/\xi_{Masing}$, $G(\gamma_m)$ è il valore del modulo secante corrispondente al massimo del

livello di deformazione raggiunto, γ_m, fino all'istante di calcolo.

Per la determinazione dei parametri di rigidezza e smorzamento nelle formule precedenti sono disponibili numerose prove cicliche e dinamiche effettuate su campioni prelevati nei comuni limitrofi, per gli strati argillosi sono disponibili campioni prelevati a diverse altezze nei comuni di Mirandola, Crevalcore e Poggio Renatico, per gli strati sabbiosi si è utilizzato un campione prelevato sull'argine di Scortichino comune di Bondeno. In Tab. 2 si riportano i valori dei parametri mentre in Fig. 2 si riporta la colonna stratigrafica, il profilo di velocità delle onde di taglio e le curve di decadimento della rigidezza e incremento dello smorzamento.

Tab. 2 - Parametri di rigidezza e smorzamento.

	D0	β	s	γ_{ref}	P_1	P_2	P_3
Copertura – Limi sabbiosi	1.32	1.485	0.975	0.099	0.596	0.04	3.15
Argilla	2.33	1.80	1.05	0.140	0.500	0.13	0.6
Sabbie limose	1.32	1.485	0.975	0.099	0.596	0.04	3.15
Argilla	2.33	1.80	1.05	0.140	0.500	0.13	0.6
Sabbia profonda	1.32	1.485	0.975	0.099	0.596	0.04	3.15
Argilla profonda	2.33	1.80	1.05	0.140	0.500	0.13	0.6

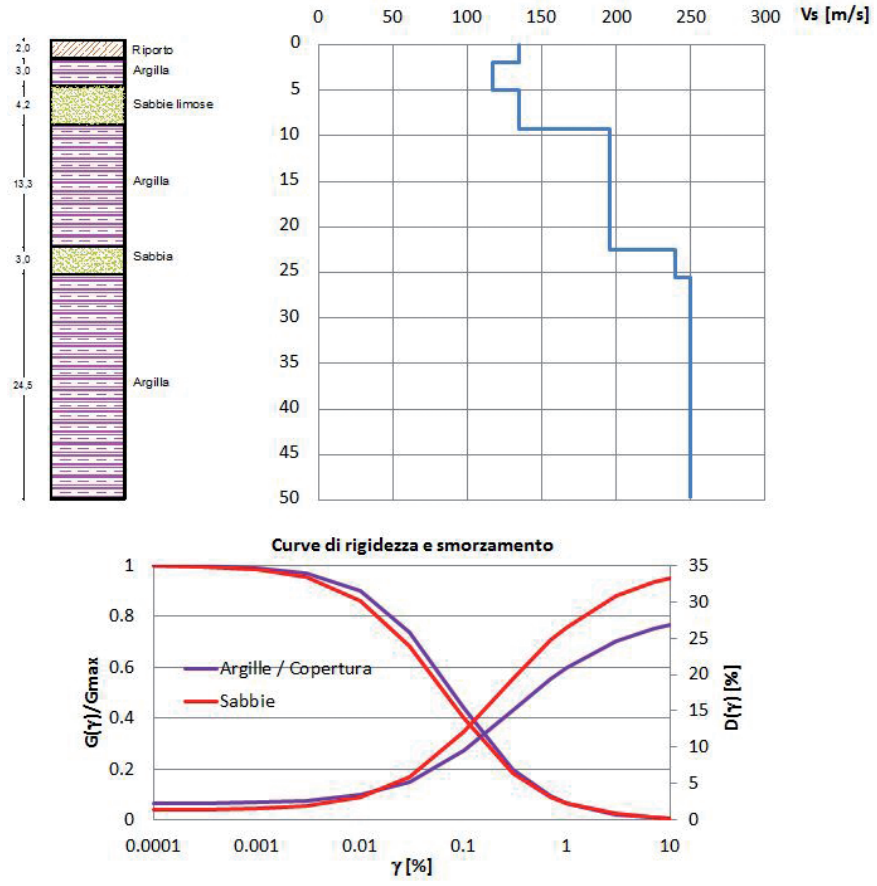


Fig. 2 – Profilo di velocità e curve di rigidezza e smorzamento assunti per il sito di Cavezzo.

Per il calcolo in tensioni efficaci i software implementano delle relazioni di natura semi-empirica che legano la sovrappressione neutra indotta Δu con il livello deformativo γ, la cui espressione dipende dalla granulametria del terreno, in particolare per i terreni sabbiosi è utilizzata la relazione proposta da Matasovic (1992)

$$r_u = \frac{\Delta u}{\sigma'_{vo}} = \frac{p \cdot f \cdot N_c \cdot F \cdot \left(\gamma_c - \gamma_{tvp}\right)^s}{1 + p \cdot f \cdot N_c \cdot F \cdot \left(\gamma_c - \gamma_{tvp}\right)^s}$$

in cui f vale 1 se il fenomeno e monodimensionale e 2 se bidimensionale, F, p e s sono parametri adimensionali di forma, N_c è il numero di cicli, γ_c è la deformazione tangenziale indotta fino all'istante di carico, γ_{tvp} è la soglia di accoppiamento volumetrico distorsionale, per i terreni argillosi è disponibile la relazione proposta da Matasovic e Vucetic, (1995)

$$r_u = \frac{\Delta u}{\sigma'_{vo}} = A \cdot N_c^{-3s\left(\gamma_c - \gamma_{tpv}\right)^r} + B \cdot N_c^{-2s\left(\gamma_c - \gamma_{tpv}\right)^r} + C \cdot N_c^{-s\left(\gamma_c - \gamma_{tpv}\right)^r} + D$$

in cui A, B, C, D, r, s sono parametri adimensionali di forma, N_c è il numero di cicli, γ_c è la deformazione tangenziale indotta fino all'istante di carico, γ_{tvp} è la soglia di accoppiamento volumetrico distorsionale.

I parametri che compaiono nelle relazioni precedenti si ricavano da prove cicliche di laboratorio condotte in condizioni di deformazioni controllate non disponibili per il sito in esame, tuttavia esistono correlazioni empiriche proposte da Carlton (2014) che permettono la stima dei parametri in funzione di Vs ed FC per i terreni sabbiosi (Tab. 3) e in funzione di OCR ed IP per i terreni argillosi (Tab. 4).

Tab. 3 - Parametri tensioni efficaci per i terreni sabbiosi.

	p	f	F	s	γ_{tpv} [%]
Sabbie intermedie	1.00	2	1.900	1.415	0.02
Sabbie profonde	1.00	2	0.779	1.415	0.02

Tab. 4 - Parametri tensioni efficaci per i terreni argillosi.

	A	B	C	D	r	s	γ_{tpv} [%]
Argille	7.6451	-14.7174	6.38	0.6922	0.495	0.075	0.1

Input sismico. Il moto sismico di riferimento utilizzato per le analisi è la scossa del 29 maggio 2012 (Mw 6.0) registrato alla stazione accelerometrica RAN di Mirandola su suolo di categoria C (distante circa 5 km da Cavezzo ed equidistate rispetto all'epicentro sito nel comune di Medolla) dove non si sono avuti fenomeni di liquefazione. Si è quindi effettuata la deconvoluzione del segnale alla profondità di 50 m dal piano campagna dove al di sotto di tale quota si è assunta la coincidenza tra i profili di Mirandola e Cavezzo, la procedura di deconvoluzione viene eseguita con un' analisi lineare equivalente nel dominio delle frequenze, questa procedura in genere conduce ad errori numerici alle alte frequenze specialmente in presenza di sismi che inducono larghe deformazioni come nel caso in esame. Seguendo il suggerimento di Silva (1988) il segnale è stato preventivamente filtrato con filtro passabasso a 15 Hz e considerando l'87% dell'ampiezza moto di ottenuto, in Fig. 3 sono riportate con linea nera la registrazione accelerometrica alla stazione RAN di Mirandola della componente Nord-Sud e con linea rossa la corrispondente deconvoluta a -50 m.

Risultati analisi dinamiche semplificate in tensioni efficaci. Si riportano i risultati delle analisi dinamiche sulla colonna stratigrafica indagata, in Fig. 3 è riportata l'andamento della

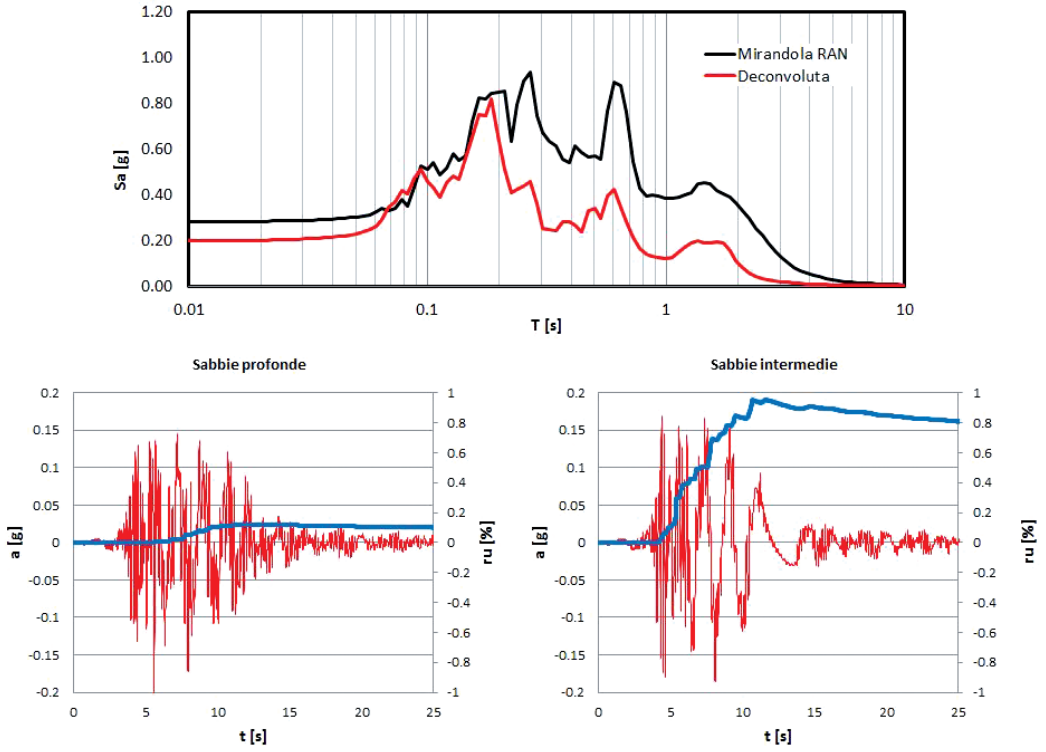


Fig. 3 – Moto sismico del 29 maggio 2012 registrato alla stazione RAN di Mirandola e deconvoluto sviluppo delle sovrappressioni neutre indotte nello strato sabbioso intermedio e nelle sabbie profonde.

sovrappressione neutra indotta nel tempo adimensionalizzata rispetto alla tensione efficace in sito, r_u, per lo strato di sabbie superiori e per la strato di sabbia profondo sovrapposto alla storia temporale delle accelerazione nei medesimi strati. Si evince che la liquefazione si innesca nello strato sabbioso superiore con conseguente allungamento del periodo, dal modello non risultano fenomeni di liquefazione nello strato di sabbia profondo in quanto la sovrappressione neutra massima calcolata è del 12% circa.

Conclusioni. Dallo studio effettuato si evince che i fenomeni di liquefazione riguardano lo strato sabbioso superficiale. Visto il particolare assetto geomorfologico relativo all'area di indagine, dove si è osservato che i fenomeni di liquefazione sono avvenuti in corrispondenza delle spalle dell'alveo, si ritiene opportuno, in uno studio futuro, prendere in considerazione aree esterne all'argine dell'alveo per definire l'eventuale influenza degli spessori superficiali sui fenomeni di liquefazione.

Sebbene si siano adottati dati derivanti da comuni limitrofi rappresentativi anche del sito in esame, la scarsità delle indagini in sito a disposizione (soprattutto per la caratterizzazione degli strati più profondi) e la totale mancanza di campioni prelevati in sito, restituiscono un modello che definisce, allo stato attuale, un primo approccio atto a riprodurre i fenomeni di liquefazione effettivamente osservati nel territorio di Cavezzo.

Bibliografia

Carlton B.; 2014 : *An Improved Description of the Seismic Response of Sites with High Plasticity Soils, Organic Clays, and Deep Soft Soil Deposits*. PhD Thesis. University of California, Berkeley

Hashash, Y.M.A., Musgrove M.I., Harmon J.A., Groholski D.R., Phillips C.A., Park D.; 2015 : *DEEPSOIL 6.0, User Manual*. pp 114

ISPRA; 2009 : *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 203 Poggio Renatico*. Coord. Scient.: U. Cibin, Regione Emilia-Romagna. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia. Regione Emilia-Romagna, SGSS.

Kramer S. L.; 1996 : *Geotechnical earthquake engineering*, Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall.

Matasovic N.; 1992 : *Seismic response of composite horizontally-layered soil deposits*. Ph.D. Thesis, University of California, Los Angeles.

Matasovic N., Vucetic M.; 1995 : *Generalized Cyclic Degradation-Pore Pressure Generation Model for Clays*. ASCE Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, Vol. 121, No.1, pp 33-42.

Park D., Hashash Y. M. A.; 2004 : *Soil damping formulation in nonlinear time domain site response analysis*. Journal of Earthquake Engineering, Vol. 8, No. 2, pp 249-274.

RER, ENI – Agip ; 1998 : *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia Romagna*. A cura di G.M. Di Dio. Regione Emilia - Romagna - ENI, divisione Agip. S.EL.CA., Firenze, pp 120.

SOIL AMPLIFICATION IN SANTIAGO DE CUBA

Z.C. Rivera[1], D. Slejko[2], L.F. Caballero[1], J.L. Alvarez[1], M. Santulin[3]

[1] National Centre of Seismological Researches, Santiago de Cuba, Cuba

[2] Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Sgonico (TS), Italy

[3] Istituto Nazionale di Geofisica e di Vulcanologia, Milan, Italy

Introduction. The Cuban territory is placed on the border between the Gonave Microplate and the North American Plate. The city of Santiago de Cuba is located in the south-eastern part of Cuba island, very close to the Oriente Fault Zone, which is the main tectonic feature of the plate boundary in the eastern part of Cuba. South-eastern Cuba is the most tectonically active region throughout the country and the largest earthquakes occurred there. In fact, 22 of the 28 major catastrophic events in the history of the island were located in this part of Cuba (Chuy, 1999). The earthquakes causing of the most damaging effects in the area of Santiago de Cuba occurred in 1766 and 1852, with Imax = IX MSK, and 1932, with Imax = VIII MSK [where MSK is the Sponheuer-Medvedev-Karnik macroseismic intensity scale (Medvedev *et al*., 1964)].

The municipality of Santiago de Cuba, with a population of nearly half a million inhabitants (492,891), is the second most populated city and one of the oldest of the island. The city is located in a sedimentary basin around the Santiago de Cuba Bay, which is connected southwards to the Caribbean Sea. The reliefs around the basin are semi-mountainous with several marine terraces and the coastal plains and plateaux are found in the proximities of the coast. The basin of Santiago de Cuba is a depression caused by the subsidence of the area.

For commercial reasons and from the constructive point of view, the settlements developed around the bay, where recent sediments of Neogene-Quaternary age outcrop. These soft sediments cause that the effects of the earthquakes are more intense causing panic among residents and structural damage to buildings in some cases.

The constant population growth and the frequent seismic activity in the region have motivated the development of various research projects aimed at reducing the seismic risk. Currently, the National Seismological Research Center, in collaboration with the National Institute of Oceanography and Experimental Geophysics, is developing a project with the goal of improving the seismic hazard estimates of the Cuban national territory, considering the detailed characteristics of the soil: Santiago de Cuba has been taken as a study case.

The aim of this work is the elaboration of the soil amplification map for Santiago de Cuba, from the definition of a 3D geotechnical model of the terrain and 1D and 2D modelling of the local response of soils. The information given by the map of the amplification factors (AFs) for Santiago de Cuba is fundamental in urban planning and designing and can be used also in investigations and actions aimed at seismic risk reduction.

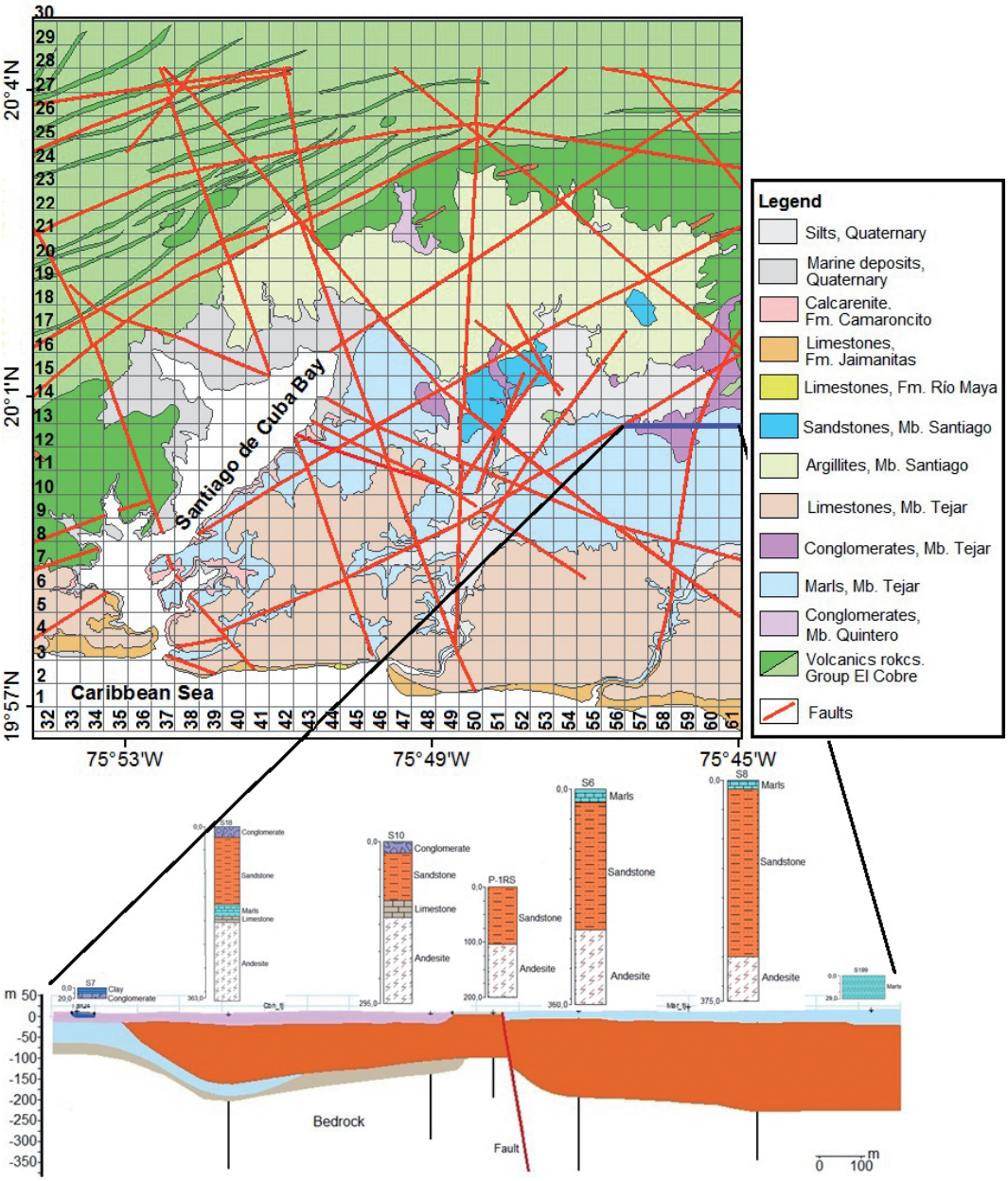


Fig. 1 – Summary of the main stratigraphic units present in the study area with distribution of the 61 profiles (grey lines) and an example of geological interpretation in depth.

Basic data. The geology of Santiago de Cuba (Fig. 1) is characterized by the presence of volcanic and volcanic-sedimentary rocks of Paleogene age, such as: tuffs, tuffites, lavas, and so on, often crossed by intrusions of igneous rocks; this group crops out in the mountainous parts and also in other parts of the city. Marls, conglomerates, argillites, and limestones of Neogene age, occupy almost the entire basin, plateaux and the coastal hills. Recent sediments of Quaternary age, such as clays, sands, and gravels [for more details, see Rivera *et al*. (2013)] are located in the proximity of the coast and floodplains. The basement of the basin is mainly

constituted by Paleogene rocks, volcanic-sedimentary rocks of the Cobre Group and some bodies of andesite and basalt (Medina *et al*., 1999).

The study area is crossed by numerous geologically active normal and strike-slip faults (Medina *et al*., 1999), these faults cut the basin with different directions but without any documented seismicity. However, they play an important role in characterizing the deep geometry of the basin and, consequently, they condition the local amplification characteristics of the soils. The main seismotectonic structure of southern Cuba is the Oriente Fault, it constitutes a displacement fault that causes the horizontal translation of tectonic blocks. Its geometry and tectonic regime were better defined by Calais and Mercier de Lépinay (1990, 1991) through the interpretation of marine geophysical data. Moreno *et al*. (2002) characterized the activity of the local faults and their stress regime.

We have developed a 3D geotechnical model of the Santiago de Cuba (Rivera *et al*., 2013) on the basis of 61 geological profiles (Fig. 1) calibrated on all the available geological [geological-tectonic map of Santiago de Cuba at the scale 1:25,000 of Medina *et al*. (1999) and stratigraphic Cuban lexicon of Carrillo *et al*. (2009)], geophysical (electrical and seismic soundings), and geotechnical (geological and geotechnical boreholes) data. These profiles cross the entire city in a regular grid of 500 m × 500 m and take into account the superficial and deep soil topography, the shear wave velocity (V_S) in each layer, and the physical-mechanical properties of the layers themselves. The geological model has, then, identified the areas where a 1D or 2D modelling is more suitable.

The deep geological and geotechnical information come from several geotechnical surveys: 550 soil profiles from geotechnical boreholes, performed by a local engineering and geological research institution (ENIA-Santiago) belonging to the Cuban Ministry of Construction, and 11,120 logs of geological borings from the Geominera East Company (EGMO), collected in a data set by Mendez *et al*. (2001).

The two methods of local geophysical prospecting of refraction seismics and electrical resistivity were performed along 33 seismic profiles. Twelve 10-Hz vertical geophones, disposed equidistantly, were used in the first method, aiming at determining the velocity variations of the longitudinal waves in depth according to the different layers; the ground was energized by a 10-kg hammer on an aluminium plate. Sixteen steel electrodes, disposed equidistantly with respect to the site, were used in the second method, aiming at determining the distribution of the lithological heterogeneities in the ground. These methods have the limitation that only the surficial layers can be characterized.

All information about the stratigraphic wells, together with all tectonic and geophysical data, were stored in several databases, with their coordinates, maximum depth, phreatic level, thickness, lithological description, stratigraphic characteristics, and physical-mechanical properties of each layer.

The electrical resistivity values derived from the interpretation of the cited profiles were adjusted in accordance with those obtained by Orellana (1982), Das (2001), and Loke (2004). The velocity of the longitudinal waves, obtained by $V_S=V_P \cdot 1.74$ (Moreno *et al*., 2002), was compared with that obtained by Redpath (1973) and Das (2001), and confronted with the interpretation of the electrical resistivity (tomography) and of the geological wells nearby to geophysical profiles.

The velocity at the different depths for each material has been calculated from the geophysical characteristics of the outcropping layers of that material, neglecting the superficial layers with a depth less than 1 m and taking into account its maximum depth. For the deeper layers, where it was not possible to calculate the velocity experimentally, we have taken into account the average values of densities and seismic wave velocities (Sadovskii *et al*., 1973). In this way, we have obtained a trendline that allows us to calculate the velocity values in any point of the deep layers (Tab. 1). The density values (Tab. 1) were obtained from the data of the geotechnical boreholes and compared with the available literature (NAVFAC, 1982).

Tab. 1 - Average velocities (V_S) and depth (h) for main materials in the study region.

Soil	Density (kg/m^3)	Av. Vs (m/s)	Av. Depth (m)	Trendline
Silty clay	1.85	179	2.19	$V_S = 3.2591 \cdot h + 171.86$
		400	70.00	
Clay	1.87	290	3.18	$V_S = 1.566 \cdot h + 285.02$
		700	265.00	
Sand	1.89	348	4.20	$V_S = 2.5251 \cdot h + 337.39$
		600	104.00	
Gravel and sand	1.91	443	4.27	$V_S = 1.5107 \cdot h + 436.55$
		500	42.00	
Conglomerate	1.95	300	3.00	$V_S = 5.9524 \cdot h + 282.14$
		800	87.00	
Marl clay	1.93	438	5.60	$V_S = 3.7945 \cdot h + 416.75$
		800	101.00	
Sandstone	1.94	504	8.92	$V_S = 1.3795 \cdot h + 491.69$
		700	151.00	
Limestone marl	2.04	622	8.06	$V_S = 1.936 \cdot h + 606.4$
		800	100.00	

Soil classification. The geology of the site has been often used to justify the local shaking increase observed during earthquakes. Many researchers have proposed empirical correlations between surface geology and local seismic severity. The use of surface geology in seismic microzoning is very practical and applicable to many areas. In this work, we have used the geological map of the region (Medina *et al.*, 1999) to define a soil classification and get an approximate estimation of the local effects. The various stratigraphic units have been classified according to the NERHP (BSSC, 2001) provisions (Tab. 2 and Fig. 2).

Tab. 2 - Soil classification according to the NERHP provisions (BSSC, 2001) for the stratigraphic units in the study area.

Stratigraphic units	Geological description	NERHP
Fm Varadero	Marine beach deposits.	E
Fm Río Macío	Deposits of alluvial valleys.	E
Fm Jaimanitas	Biodetrital limestones, carz, very fossiliferous with shell and corals.	B
Fm Camaroncito	Calcarenite with gravel	C
Fm Río Maya	Biohermal limestone, dolomite, clays and intercalation of polimictict conglomerates.	B
Mb Santiago	Calcareous argillite, silty sands wih intercalation of aleurolite and calcilutites.	D
Mb Tejar	Biodetritical limestones, calcareous sands, marls, calcarenite, conglomerates and polymictict grits.	C
Mb Quintero	Polimictict conglomerates.	C
Gp El Cobre	Volcanic and volcanic-sedimentary rocks. Tuff, tuffites, limestones, lapilli, lavas.	B

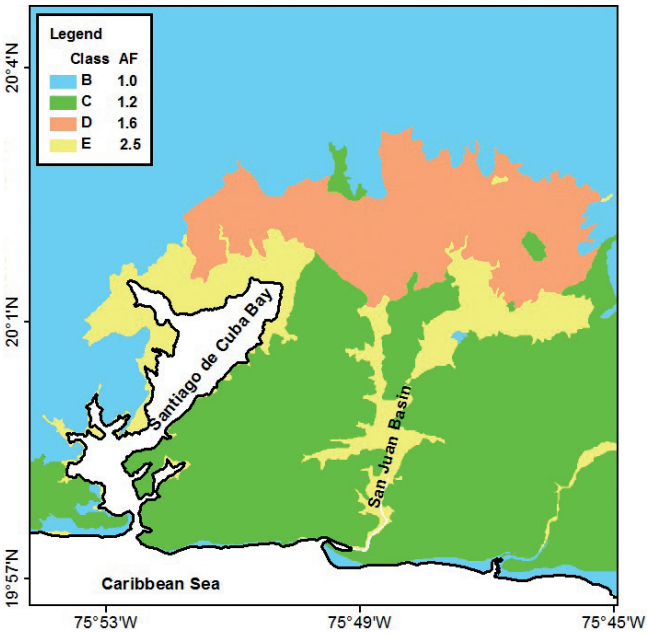


Fig. 2 – AFs for the Santiago de Cuba broader region according to the NERHP (BSSC, 2001) provisions on the basis of soil types derived from surficial geology.

1D modelling of site effects. The local seismic response is a very important task as the ground shaking caused by earthquakes can be significantly amplified by the soil geotechnical characteristics, causing localized heavy damage to buildings and population. 1D and 2D modelling techniques are applied to quantify the soil amplification with respect to the expected ground motion at bedrock.

From the geotechnical model (Rivera *et al.*, 2013), we have obtained 225 stratigraphic models for the whole study area (15 km × 15 km). We have considered a grid of points every 250 m, associating each of them to a stratigraphic model. The uniform hazard response spectra (UHRSs) at bedrock calculated by Alvarez *et al.* (2015) have been taken as ground shaking, considering a partition of the study region into 6 sub areas.

Two techniques for soil modelling have been applied: a 1D modelling of seismic wave propagation in a stratified halfspace, and a 2D modelling using the boundary element technique in a lineal analysis. The 1D modelling [software PSHAKE by Sanò and Pugliese (1991)] was applied in sectors where the geotechnical model shows a homogeneous soil behaviour in depth (almost flat parallel layers). The 2D modelling [software BESOIL by Sanò (1996)] was used in areas of complex stratification with strong lateral variations; this code applies a fast numerical calculation of the seismic wave propagation in space. Both modelling techniques request the geometry of the different soil layers and their geotechnical properties (V_S, density, Poisson coefficient, damping). The modelling of the wave motion has been calculated from the bedrock depth to the free surface.

The AF for each model has been estimated as the ratio of the output over the input spectrum in the range of periods from 0.1 to 0.5 s. Fig. 3 shows the values of the AFs obtained for Santiago de Cuba. No amplification is expected along the coast of the Caribbean Sea with the exception of a small portion to the SW, where Quaternary sediments appear. A similar behavior can be seen to the north and west of the bay, where volcanogenic sedimentary rocks outcrop. A small sector located to the east of the bay shows deamplification: it coincides with more than 100-m thick sandstones. The largest amplifications refer to low compact soils (for example clay, sand or gravel).

Comparison between local AFs and those of building codes. AFs based on the NERHP (BSSC, 2001) soil classification have been defined in addition to the local AFs calculated by modelling. The AFs computed by soil modelling (Fig. 3) differ from those obtained from the soil classification (Fig. 2) by the NEHRP provisions (BSSC, 2001) because both 1D and 2D modelling techniques take into account various soil parameters than shallow geological characteristics only, they are: the complete stratigraphic section from the free surface to the bedrock, the thicknesses of the various layers with the respective values of density and velocity, the degradation curves of each material and the specific UHRS for each site.

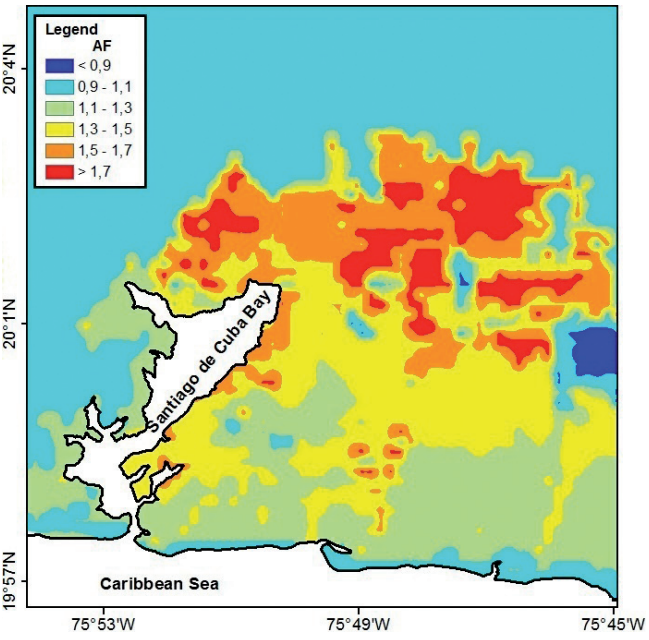


Fig. 3 – AFs for the Santiago de Cuba broader region computed from 1D and 2D modelling as the ratio of the output over the input UHRS in the range of periods from 0.1 to 0.5 s.

The AFs based on the NERHP (BSSC, 2001) soil classification (Fig. 2), show a high amplification (AF from 1.6 to 2.5) where Quaternary sediments and argillites of the Mb. Santiago outcrop. More precisely, the highest amplifications (2.5) are estimated around Santiago de Cuba Bay and along the river valleys, where the most recent Quaternary sediments outcrop. Amplifications between 1.2 and 1.6 are estimated in the Neogene sediments, whereas no amplification is expected around the southern border of the coast, where the limestone of the Fm. Jaimanitas outcrop, and to the north and NW of the bay, where volcanogenic sedimentary rocks of Gp. Cobre outcrop.

The AFs based on 1D and 2D modelling (Fig. 3) show larger variability than those in the NEHRP map especially in the poorly compacted Neogene - Quaternary sediments, classified in Fig. 2 as stiff or soft soils. The highest amplifications (AF larger than 1.7) correspond to the thickest sediments.

When comparing the map (Fig. 2) with AFs based on the NERHP provisions (BSSC, 2001) with that based on 1D and 2D modelling (Fig. 3), we see that the modelling leads to lower AFs along the western coast of the Santiago de Cuba Bay as well as along the San Juan Basin. Almost no amplification is expected in a few sectors of limited dimensions by modelling, conversely, a low amplification is suggested by the NEHRP soil classification. Moreover, there is a good agreement by modelling and NEHRP AFs where the soil is classified as stiff soil (NEHRP class D), although some spots with high AF (larger than 1.7) appear in the map based on the modelling results.

Conclusions. From the geotechnical model (Rivera *et al.*, 2013), we have obtained 225 stratigraphic models for the whole study area of Santiago de Cuba, taken into account the local geology (tectonic setting and geological description: age, lithological description, stratigraphic characteristics, sediment thickness) and geotechnical information (physical-mechanical properties: density, Poisson coefficient, damping). The static soil properties (shear wave velocity) have been defined from data of geophysical prospections and using the relationship of Moreno *et al*. (2002).

The expected AFs for Santiago de Cuba have been estimated from the NERHP (BSSC, 2001) soil classification (Fig. 2), based on the stratigraphic units present in the study area, and from the 1D and 2D modelling (Fig. 3), taking into account the local soil properties and 6 suitable UHRSs for bedrock.

The AFs from modelling have been estimated as the ratio of the output over the input spectrum in the range of periods from 0.1 to 0.5 s. The results show that no amplification is expected along the coast of the Caribbean Sea with the exception of a small portion to the SW, where Quaternary sediments appear. A similar behavior can be seen to the north and west of the bay, where volcanogenic sedimentary rocks outcrop. A small sector located to the east of

the bay shows deamplification: it coincides with more than 100-m thick sandstones. The largest amplifications refer to poorly compacted soils of Neogene-Quaternary age.

The comparison between the results obtained following the two different approaches has highlighted the generalized larger amplification expected according the modelling of the soil local response, because both 1D and 2D modelling procedures take into account various soil parameters than shallow geological characteristics only.

Acknowledgements. This study has been developed with the contribution of the Programme for Training and Research in Italian Laboratories (TRIL) of the International Centre for Theoretical Physics, Miramare, Trieste, Italy.

References

Alvarez L., Villalón M. and Lindholm C.; 2015: Seismic Hazard for Cuba. Report, CENAIS and NORSAR Archives.

BSSC (Building Seismic Safety Council); 2001: NEHRP recommended provisions for seismic regulations for new building and other structures. Part 1 – Provisions, 2000 edition. BSSC, Washington D.C., 374 pp.

Calais E. and Mercier de Lépinay B.; 1990: A natural model of active transpressional tectonics: the en echelon structures of the Oriente deep along the northern Caribbean transcurrent plate boundary (Southern Cuban margin). Rev. Inst. Fr. Pét., 45, 147–160.

Calais E. and Mercier de Lépinay B.; 1991: From transtension to transpression along the Southern Caribbean plate boundary off Cuba: implications for the recent motion of the Caribbean plate. Tectonophysics, 186, 329–350.

Carrillo D., Echavarría B., Castellanos E., Triff J. and Núñez K.; 2009: Léxico Estratigráfico de Cuba. Archivo del Instituto de Geología y Paleontología, La Habana

Chuy T.J.; 1999: Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonación sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del CENAIS y del Ministerio de Educación Superior.

Das B.M.; 2001: Principios de ingeniería de cimentaciones. International Thomson Editores, S.A. de C.V. ISBN 970-686- 035-5, pp. 137-143.

Loke M.H.; 2004: Tutorial: 2-D and 3-D electrical imagining surveys. https://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/223/loke_course_notes.pdf.

Medina A., Escobar E., Ortiz G., Ramírez M., Díaz L., Móndelo F., Montejo N., Rodríguez H., Guevara T. and Acosta J.; 1999: Reconocimiento geólogo-geofísico de la cuenca de Santiago de Cuba, con fines de Riesgo Sísmico. Empresa Geominera de Oriente, Santiago de Cuba, 32 pp.

Medvedev S., Sponheuer W. and Kárník V.; 1964: Neue seismische Skala Intensity scale of earthquakes, 7. Tagung der Europäischen Seismologischen Kommission vom 24.9. bis 30.9.1962. In: Jena, Veröff. Institut für Bodendynamik und Erdbebenforschung in Jena, vol 77. Deutsche Akademie der Wissenschaften zu Berlin, pp 69-76.

Méndez I., Ortiz G., Aguller M., Rodríguez E., Llull E., Guevara T., López T., Guilart M., Mustelier M., Gentoiu M. and Lay M.; 2001: Base de datos digital de los levantamientos regionales de Cuba Oriental. Empresa Geólogo-Minera de Oriente (E.G.M.O.) y Oficina Nacional de Recursos Minerales (O.N.R.M).

Moreno B., Grandison M. and Atakan K.; 2002: Crustal velocity model along the southern Cuban margin: implications for the tectonic regime at an active plate boundary. Geophys. J. Int., 151, 632–645.

NAVFAC (Naval Facility Engineering Command); 1982: Maximum density of the compacted materials. Microzonazione sismica. Procedure per elaborare una carta di pericolosità sísmica. ISBN 978-88-7758-797-8.

Orellana E.; 1982: Prospección Geoeléctrica Continua. Editorial Paraninfo.

Redpath B.; 1973: Seismics refraction exploration for engineering site investigations. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station Explosive Excavation Research Laboratory, Technical Report E-73-4, Livermore, California, 51 pp.

Rivera Z.C., Garcia J., Slejko D. and Medina A.; 2013: Geotechnical model for Santiago de Cuba city. In: 32° Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida. Atti - Tema 2: Caratterizzazione sismica del territorio, pp. 330-334.

Sadovskii M.A., Nersesov I.L., Medvedev S.V. and Liamzina G.A.; 1973: Main principles of the seismic microzoning. Voprosii Inzheniernoi Seismologii, Moscow, 15, 3-34, in Russian.

Sanò T.; 1996: BESOIL. Un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche. Italian National Seismic Service, Rapporto Tecnico SSN/RT/96/9.

Sanò T. and Pugliese A.; 1991: PSHAKE, Analisi Probabilistica della Propagazione delle Onde Sismiche. Ente per le Nuove Tecnologie, L'Energia e L'Ambiente (ENEA), Direzione Sicurezza e Protezione.

2D NUMERICAL MODELLING OF SEISMICALLY INDUCED STRAIN EFFECTS IN A COMPLEX GEOLOGICAL SYSTEM HOSTING A RECENTLY URBANIZED NEIGHBOUR OF ROME

C. Varone[1], L. Lenti[2], S. Martino[1], G. Scarascia Mugnozza[1], J.F. Semblat[2]

[1] Department of Earth Sciences and Research Center for the Geological Risks (CERI), University Sapienza, Rome, Italy

[2] Université Paris-Est LCPC/Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux (IFSTTAR)/ Departement GERS, Champs sur Marne, France

Introduction. The Fosso di Vallerano valley (Rome, Italy) was selected as case study to evaluate the Site-City Interaction (SCI - Kham *et al*., 2006; Semblat *et al*., 2008), i.e. the influence of buildings on the local seismic response and on the seismically-induced effects of alluvial fills. The valley was chosen as it is characterized by a highly heterogeneous geological setting and it is one of the most recent urbanized areas in Rome. More in particular, the Fosso di Vallerano valley hosts the "Europarco Business Park" i.e. the highest buildings (120 m) in Rome. The first phase of the study was focused on the reconstruction of the engineering-geological model of the valley as well as on 1D numerical modeling of the seismo-stratigraphic setting of the alluvial body (Bozzano *et al*., 2015; Varone *et al*., 2014) that was used to calibrate the dynamic properties of the local seismostratigraphy. In a second phase, 2D numerical models were performed to analyze the local seismic response and the inducted strain effects assuming visco-elastic and visco-plastic modelling conditions for the free-field. Preliminary considerations were obtained on possible interactions between site and buildings even if more specific models will be implemented to better highlight the Site-City Interaction of the area.

Engineering-geological model. The subsoil geology of the Fosso di Vallerano valley was reconstructed thanks to 250 borehole logs as well as in-site geomechanical investigations, available from technical reports and official documents (Varone *et al*., 2014). The geological model was integrated by a geophysical data set available from field surveys in order to provide a high-resolution engineering-geological model of the valley.

Based on such data four main lithotechnical units were distinguished: i) Plio-Pleistocene marine deposits (Marne Vaticane Formation) composed by high consistency clays with silty-sandy levels; ii) Pleistocene alluvial deposits of the Paleo Tiber 4 River (650-600 kyr) composed by soils including graves, sands and clays; iii) volcanic deposits of the Alban Hills and of the Monti Sabatini Volcanic Districts (561-360 kyr) consisting of highly heterogeneous tuffs; iv) recent alluvial deposits that filled the valley incisions since the end of the Würmian regression (18 kyr-Present), characterized by a basal gravel level and including by different soft soils from sands to inorganic or peaty clays. In particular, the Plio-Pleistocene marine deposits represent the local geological bedrock. Mechanical and dynamic properties (Tab. 1) were attributed to each lithotechnical unit according to literature data (Bozzano *et al*., 2015 and references therein).

Numerical modeling. The numerical modeling actually represents the main tool to estimate local seismic response and seismically inducted effects, particularly in the urban area where the geophysical measurements are often not suitable for highlighting the local seismic response. A proper 2D numerical modeling was performed through CESAR-LCPC code implemented by the Institute of Paris IFSTTAR based on the Finite Element Method (FEM) considering the geological cross section shown in Fig. 1 (bottom).

Calibration of the absorbing boundary conditions for 2D numerical modeling. The numerical analysis of elastic wave propagation in unbounded media can be difficult due to spurious waves reflected at the mode artificial boundaries; this point is particularly critical for the analysis of wave propagation in heterogeneous or layered systems as in the present study. In this regard, Semblat *et al*. (2011) proposed an absorbing layer solution, based on Rayleigh/Caughey damping formulation that considers both homogeneous and heterogeneous damping in the absorbing layers. The efficiency of the method was tested through 1D and 2D FEM simulations,

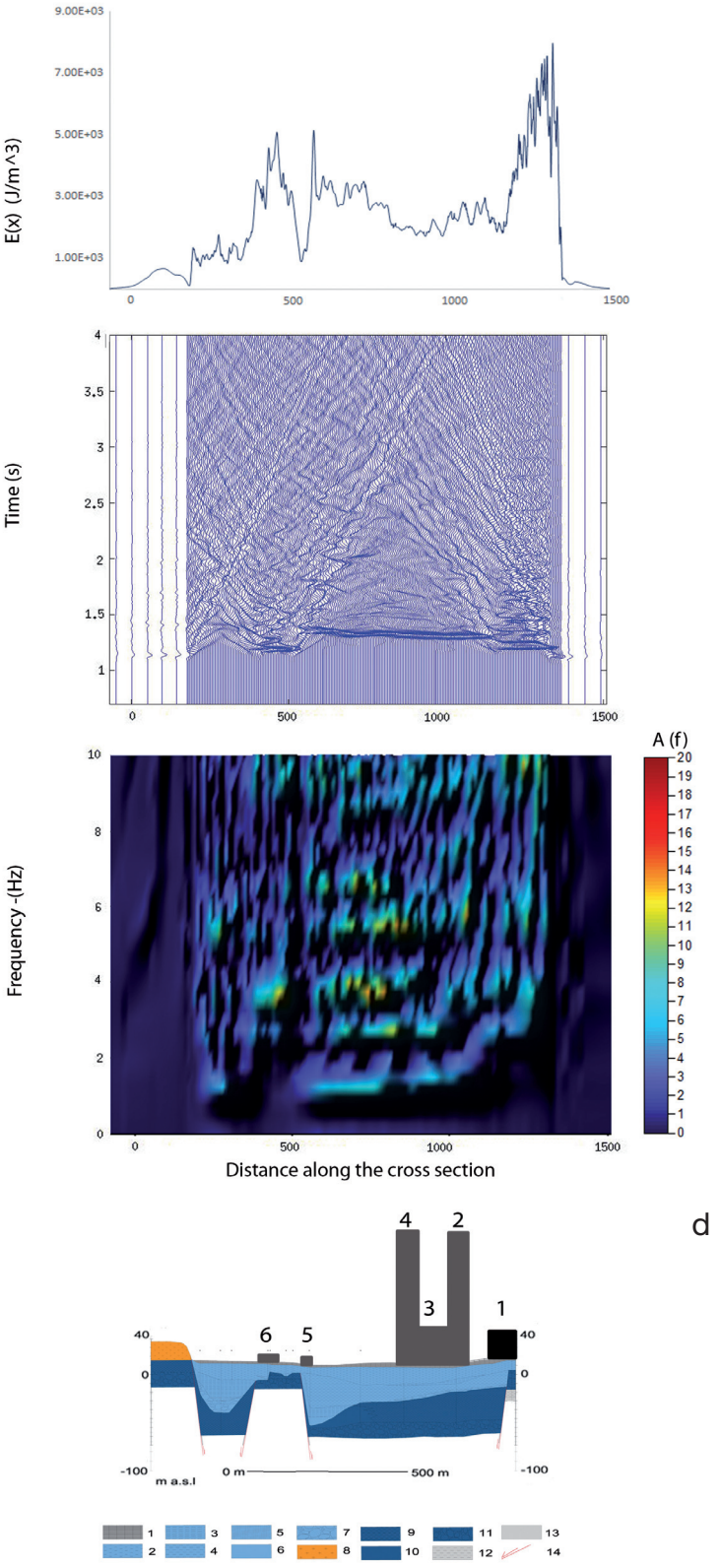


Fig. 1 – Variation of the E(x) index (a), propagations of the waves in the time (b) and amplification function (c) along the 2D section considered. Geological cross-section (d). Legend: recent alluvial deposits: (1-2-3-4-5-6-7); volcanic deposits (8); Paleo-Tiber 4 deposits (9-10-11); Plio-Pleistocenic bedrock (12-13); fault (14). Along the geological cross-section are represented the buildings built in 2006 (black) and in 2007 (grey) that will be modelled in the following 2D numerical modelling considering Site-City Interaction condition.

Tab. 1 - Mechanical and dynamic properties of the materials present along the geological cross section shown in Fig. 1.

Lithotechnical units	Lithology	Wave S velocity (m/s)	Density (kg/m³)
1	Human fill	118	1733
2	Sandy clay	225	1682
3	Peaty clay	150	1753
4	Clay	235	1865
5	Peat	140	1295
6	Sand	417	1957
7	Gravel	713	2141
8	Volcanic deposits	1100	1835
9	Clay	357	1865
10	Sand	417	1957
11	Gravel	1100	2141
12	Clay	1100	2141
13	Sand	1100	2141

and the best results were obtained considering a damping variation up to $Q_{min}^{-1} \approx 2$ (ξ =1.0) defined by a linear function in the heterogeneous case (five layers with piecewise constant damping) and linear as well as square root function in the continuous case. This theoretical approach was already experienced by considering a homogeneous elastic medium and an absorbing lateral layered boundary, but it was not yet tested for heterogeneous deposits, as in the here considered case study. As reported by Varone *et al*. (2014) a new numerical solution was designed according to the parameters used by Semblat *et al*. (2011) but introducing two horizontal and homogeneous sub-layers and considering impedance contrasts from 1.4 up to 12.5 to monitoring the efficiency of the lateral absorbing layers assuming different hypothesis.

The obtained results demonstrated that also for the heterogeneous domains, the best solution for an efficient attenuation of the spurious waves reflected at the model artificial boundaries consists in 5 absorbing layers with damping linearly varying; this optimal solution is considered for the 2D numerical modelling here presented.

Structural and dynamic characterization of the buildings. The Fosso di Vallerano valley is a portion of Rome characterized from the last decades by a strong urbanization. The urban agglomerate is mainly composed by residential buildings, characterized by rectangular or square geometry and height varying from 6 m up to 35 m; under the structural point of view, these edifices consist of concrete reinforcing structures. The valley also hosts particular kinds of buildings that are part of the "Europarco Business Park" and include the two skyscrapers (named "Europarco Tower" and "EuroSky Tower") that are 120 m and 155 m high, respectively. These towers are characterized by a rectangular plan geometry and they are composed by a steel coupled with a concrete reinforcing structure.

The characteristic oscillation period of each building was calculated applying some empirical relations present in literature (NTC08, NEHRP-97, Mucciarelli *et al*., 2012; Kobayashi *et al*., 1996; Enomoto *et al*., 1998; Navarro *et al*., 1998, 2007; Guler *et al*., 2008, Italian Law. n.22631, USCGS 1949) with the aim of evaluating the variability of the value and choosing the values more representative (Fig. 3).

2D numerical modeling. A fully 2D numerical modeling of the geological cross section was performed through CESAR-LCPC (FEM code); an Ricker wavelet of 0 order with PGD (Peak Ground Displacement) of 1 m and an aftershock of the L'Aquila seismic crisis were applied

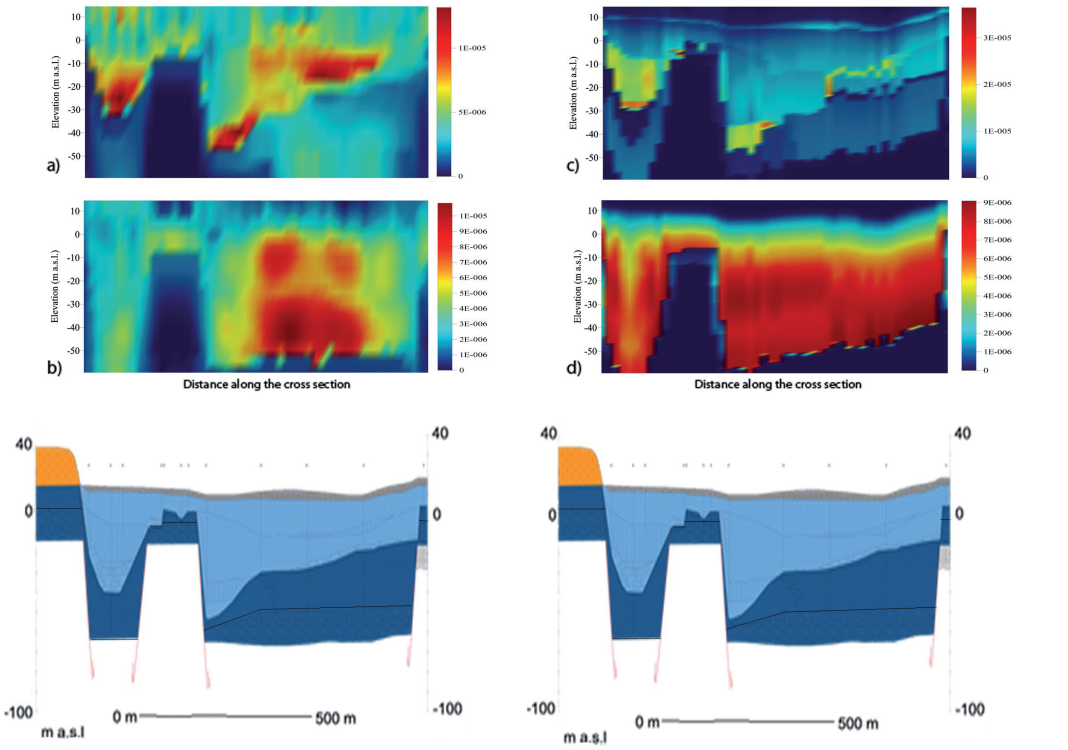


Fig. 2 – Results of the 1D and 2D numerical modeling (top and middle) and the geological cross-section considered (vertical exaggeration). With the black line is indicated the position of the seismic bedrock. Contour maps of the maximum shear strain: a) 2D heterogeneous model; b) 2D homogeneous model; c) 1D heterogeneous model; d) 1D homogeneous model.

as a vertically incident SV-wave at the model bottom. The amplification function distribution, $A(f)_x$, was computed along the numerical domain, as ratio in the frequency domain between the motions calculated on the sediments and the reference outcropping bedrock motion at the location of the volcanic deposits (Fig. 1). The numerical domain is characterized by specific lateral heterogeneous absorbing layer systems. For the modeling a perfectly elastic rheology were assumed so estimating the maximum expected displacements at the valley surface. Other simulations are actually ongoing by considering a visco-elastic rheology.

The model was discretized considering a triangular mesh with linear interpolation, the size of the elements was chosen according to the minimum inter-nodal distance respect Eq. 1:

$$\Delta h = \frac{\lambda}{12} \qquad (1)$$

with λ = wavelength and Δh = minimum inter-nodal distance.

Considering the value of 118 m/s as the lowest S-wave velocity (Vs) characterizing the alluvial deposits and the corresponding value of 1100 m/s for the seismic bedrock , the minimum inter-nodal distances retained are of 1 m and of 10 m for the deposits and for the seismic bedrock respectively. These inter-nodal distances ensure a frequency resolution up to 10 Hz. The model is composed by 269,917 nodes each with 2 degrees of freedom. The obtained results were analyzed in terms of wave propagation, amplification functions and ground-shaking energy along the considered profile (Fig. 2).

The resulting $A(f)_x$ were interpolated through a Kriging method to obtain a representation along the section as function of the frequency.

The energy $E(x)$ reached at the surface along the section was calculated according to the Eq. 2 as proposed by Kham *et al*. (2006):

$$E(\mathbf{x}) = \frac{\rho(x)}{T}\int_0^T \left[\frac{du}{dt}(x,t)\right]^2 dt \qquad (2)$$

where T is the signal duration, u the horizontal displacement, ϱ the density, and t the time. These parameters represent a cumulated kinetic energy, for unit of volume, normalized to the signal duration.

The seismically induced strain, in terms of maximum shear strain (MSS) along the geological section was calculated starting from the displacement values:

$$\gamma_{2D\_HE} = \frac{\Delta U}{\Delta H} \qquad (3)$$

where ΔU is the difference between the displacement values corresponding to two points located at two difference depths and at the same distance along the section, ΔH is the difference between the two depths at which the displacement values are related to.

Since it is was already proved that seismically-induced strain effects in a heterogeneous alluvial fills are significantly conditioned by 2D effects (Martino *et al*., 2015), a numerical modelling of the valley with a clayey homogeneous filling (lithological unit 4 in Tab. 1) was also carried out.

The maximum shear strains (MSS) obtained by the 2D numerical modelling, considering heterogeneous and homogeneous fill respectively were compared with the MSS obtained by 1D modeling carried out through the EERA code (Bardet *et al*., 2000) by discretizing the numerical domain in soil columns distant 10 m each other.

Results. The distribution of the $E(x)$ values along the geological cross-section of the Fosso di Vallerano valley (Fig. 1 top) shows that the thickness of resonant body, i.e. recent alluvial deposits and part of the Paleo-Tiber 4 deposits, plays an important role on the energy reached at the surface. In fact, the highest values (up to 8000 J/m^3) are reached in the portion of the alluvial body where the thickness is lower.

The wave propagation maps shown in Fig. 1 (middle) point out the efficiency of the absorbing layer system, in particular is possible to notice that, at the lateral boundaries, the portion of the model that correspond to the inner side of the absorbing layer system is characterized by the absence of spurious waves due to lateral reflections. Moreover, it is worth noticing that the wave propagation along the geological section is strongly influenced by the shape of the valley.

The analysis of the $A(f)_x$ (Fig. 1 bottom) highlight a non-homogenous distribution of the resonance peaks along the valley; more in particular, a wide part of the section is characterized by a first resonance peak around 1 Hz while the upper resonance modes are due to the peculiar heterogeneity in each portion of the valley. Indeed the central and the eastern portion of the valley show a first resonance peak at a higher frequency value (around 3 Hz) while upper modes due to the peculiar heterogeneity in each portion of the valley are also present.

The distribution of the MSS values were obtained along the geological cross sections by interpolating through a Kriging regression the MSS values computed with the 1D and 2D numerical modelling of the heterogeneous and of the homogenous geological sections. For each assumed condition, the results are reported in contour maps (Fig. 2). The MSS distribution in the heterogeneous model (Figs. 2a-2c), both in 1D and 2D condition, shows that the highest shear strain values are concentrated in the recent alluvial body, more in particular in the lithological unit 3 (peaty clay). In the homogenous model (Figs. 2b-2d), the MSS values show highest values in the western part of the valley that is characterized by a wide shape of the valley respect to the eastern portion; anyway, these values are lower respect to the ones resulted in the same location by considering a heterogeneous filling.

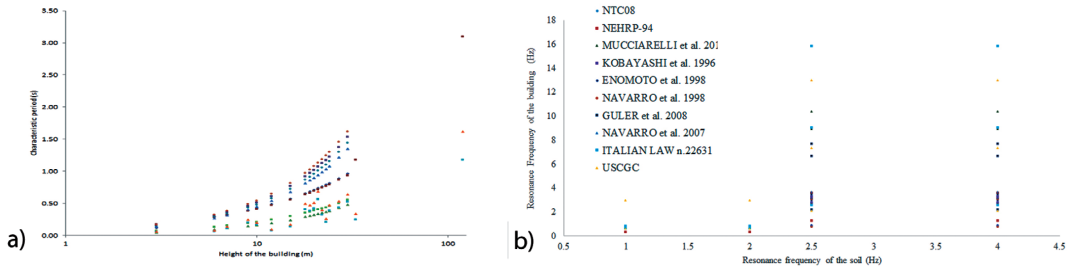


Fig. 3 – Variation of the characteristic period (left) and of the resonance frequency (right) of the building in function of their height. On the right side is also indicated the resonance frequency characteristic of the soil calculated through the 1D and the 2D numerical modelling.

The distribution of the period of vibration (T_b) of the buildings that are present in the valley in relations with their height shows a wide range of values (Fig. 3a). For this reason, it is not easy to select a unique value as representative for the dynamic behavior of a specific building. As indicated by Kham *et al*. (2006), the influence of the building on the local seismic response is higher in resonance condition between the building and the soil. An analysis of the distribution of the vibration period compared with the first resonance peak of the soil on which the buildings are founded, considering both the 1D (Varone *et al*., 2014) and the 2D (Fig. 1 bottom) model, was carried out to evaluate the empirical relations that predict values of buildings fundamental frequencies close to the resonance frequency of the soil (Fig. 3b). As also this analysis did not allow the selecting of an empirical formulation adapt for this case study, in the following specific modeling of the dynamic behavior of each building of the Europarco neighbor should be performed.

Conclusions. Starting from literature data on the geological setting of the Fosso di Vallerano valley in Rome and from the seismic background noise data collected during two measurement surveys, it was possible to obtain the geological and geotechnical model of the site. This profile was modelled to evaluate the propagation of seismic waves, the amplifications, the energy expected at the surface of the valley and the seismically induced strain in term of MSS.

The distribution of the $E(x)$ values along the geological cross-section (Fig. 1 top) and of the wave propagation maps (Fig. 1 middle) show that the shape of the valley and the thickness of the resonant body strongly influence these parameters. Moreover, the efficiency of the absorbing layer system as calibrated by Varone *et al*. (2014), was confirmed by the results obtained by the 2D numerical modeling. The analysis of the $A(f)_x$ (Fig. 1 bottom) highlight a non-homogenous distribution of the resonance peaks along the valley; more in particular, a wide part of the section is characterized by a first resonance peak around 1Hz indeed the central and the eastern portion of the valley show a first resonance peak at a higher frequency value (around 3Hz).

The distribution of the MSS shows that, in the heterogeneous model (Figs. 2a-2c), the highest shear strain values are concentrated in the recent alluvial body, in particular in the lithological unit 3; in the homogenous one (Figs. 2b-2d) the MMS values are lower respect to the ones resulted in the same location by considering a heterogeneous filling.

The analysis of the period of vibration (T_b) of the building did not allow to select an empirical formulation adapt for this case study, in fact the distribution of the obtained values with their height shows a wide range of variation. For this reason, it was not possible to chosen a unique value as representative of the dynamic behavior of the buildings and specific modelling are required to understand the dynamic behavior of each building of the Europarco neighbor.

Other simulations are necessary to understand the role of the Site-City Interaction (SCI), i.e. the effect of the presence of the buildings built during the last decade on the propagation of the seismic waves, on the amplifications and on the energy expected at the surface level of the valley.

References

Bozzano F., Marra F., Martino S., Paciello A., Scarascia Mugnozza G. and Varone C.; 2015*: The local seismic response of the Fosso di Vallerano valley (Rome, Italy) based on a high resolution geological model*. In. Rend. Online Soc. Geol. It., **35**, pp. 29-32.

Enomoto, T., Navarro, M., Sánchez, F. J., Vidal, F., Seo, K. and Luzón, F.; 1998: *Application of dynamic response analysis of buildings for the seismic risk assessment in Almeria city.* 23rd general assembly of the european geophysical society; part 1, society symposia, solid earth, geophysics and geodesy.

Guler, K., Yuksel, E., Kocak, A. ; 2008: *Estimation of the Fundamental Vibration Period of Existing RC Buildings in Turkey Utilizing Ambient Vibration Records*. Journal of Earthquake Engineering, *12*, no.2, pp. 140–150, 2008

Italian Law: Directive of the Italian Ministry of Infrastructure and Transport n.22631. 25 /05/1982

Kham, M., Semblat J.F., Bard P.Y. and Dangla P.; 2006: *Seismic site-city interaction: main governing phenomena through simplified numerical models*. Bull. Seismol. Soc. Am., **96**, no. 5, pp. 1934–1951.

Kobayashi, H., Vidal, F., Feriche, M., Samano, T., and Alguacil, G.; 1996: *Evaluation of Dynamic Behaviour of Building Structures with Microtremors for Seismic Microzonation Mapping*. The 11th World Conference on Earthquake Engineering, Acapulco, Mexico.

Martino, S., Lenti, L., Gélis, C., Giacomi, A.C., Santili d'Avila, M.P., Bonilla, L.F., Bozzano, F., and Semblat, J.F.; 2015: *Influence of lateral heterogeneities on strong-motion shear strains: simulation in the Historical Center of Rome*. Bull. Seismol. Soc. Am.,**105** , no. 5.

Mucciarelli, M., Gallipoli, M.R., Gosar, A., Sket-Motnikar, B., Roser, J., Zupancic, P., Prevolnik, S, Herak, M., Stipčević, J., Herak, D., Milutinovic, Z., Olumceva, T.: 2012: *Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European building*s. Bull. Earthquake Eng., **4**, no. 8(3), pp. 593-607.

Navarro, M., Vidal, F., Enomoto, T., Alcal´ F.J., ,Garcıa-Jerez, A., S´anchez, F.J., and Abeki, N.; 2007: *Analysis of the weightiness of site effects on reinforced concrete (RC) building seismic behaviour: The Adra town example (SE Spain)*. Earthquake Engng Struct. Dyn., **36**, pp. 1363–1383

NEHRP,; 1997: *Recommended provisions for seismic regulations for new buildings and other structures*, Parts 1 and 2. Building Seismic Safety Council, Washington D.C.

NTC ; 2008: *Technical standard for construction. Italian ministry of infrastructures and transportation*. G.U. n. 29 – S.O.n.30.

Semblat J.F., Kham M. and Bard P.Y,; 2008: *Seismic-Wave Propagation in Alluvial Basins and Influence of Site-City Interaction*. Bull. Seismol. Soc. Am., **98**, no. 6, pp. 2665-2678

Semblat J.F., Lenti L. and Gandomzadeh A,; 2011: *A simple multi-directional absorbing layer method to simulate elastic wave propagation in unbounded domains*. Int. J. Numer. Meth. Eng., **85**, pp. 1543-1563

Varone C., Lenti L., Martino S.; 2014: *Engineering-geological and numerical modeling for the evaluation of the vibrational interaction between the city agglomerate and heterogeneous geological system: preliminary results*. Atti del 33° Convegno GNGTS, Bologna (Italy), v. 2 Caratterizzazione sismica del territorio.

INTEGRATED PASSIVE AND ACTIVE GEOPHYSICAL PROSPECTIONS FOR SEISMIC SITES CHARACTERIZATION

G. Zoppè[1], V. Maselli[2], G. Costa[1], E. Forte[1]

[1] Dipartimento di Matematica e Geoscienze, Università degli Studi, Trieste, Italy

[2] Istituto Scienze Marittime (ISMAR-CNR), Bologna, Italy

Introduction. The seismic monitoring of the territory is extremely important in a seismic area as Italy, in order to determine the strong ground motion parameters, as peak ground acceleration and velocity, and develop risk management strategies for earthquake hazards. For a correct definition of strong ground motion parameter, the knowledge of site effects is determinant.

In fact, the seismic motion is strongly affected by the materials through which seismic waves travel especially within the shallowest part of the subsurface. Local geological (lithology) and geomorphological conditions may produce strong modifications in the amplitude level, spectral content and time duration of earthquake ground motion. Furthermore, the knowledge of local site conditions (geology, topography, shear wave velocity, soil deposit thickness and resonant frequency) is fundamental for the definition of the EC8 site class (CEN, 2003) for each seismic station. Geological surveys are not enough for a detailed seismic site characterization and must be integrated by other investigation such as dedicated geophysical surveys. Among these, the most commons are the passive and active seismic investigations: seismic refraction and reflection, multichannel analysis of surface waves, H/V spectral ratio, spatially averaged coherency spectrum and frequency-wavenumber methods.

This contribution shows the results obtained from the integration of some geophysical methods for the characterization of some RAF sites in Friuli Venezia Giulia (Maselli, 2007): two are seismic noise techniques [H/V spectral ratio and frequency–wavenumber (F-K) methods] while the other is an active seismic method (seismic refraction) including both P and S waves analysis.

H/V spectral ratio (Nakamura, 1989) is a single-station method used to evaluate the resonance frequency of soft sediment over hard bedrock. This method calculates the ratio between the horizontal and the vertical Fourier spectra of ambient noise recorded at a single site by a three-component sensor. F-K method (Lacoss *et al.,* 1969; Horike, 1985) is an array-based method used to evaluate Vs profiles of soft, low velocity, sedimentary layers overlying hard bedrock. It extracts surface wave dispersion curves from ambient noise recordings. Vs profiles are estimated inverting the dispersion curves. Seismic refraction method measures the travel time of the seismic wave between the seismic source and the receivers to measure the velocity and the depth of the refracting surface. Four sites were investigated through these methods, one in correspondence with a borehole in Gemona del Friuli (GEMO) and the other three in correspondence with three RAF seismic stations: Gemona del Friuli (GESC), Polcenigo (POLC) and Monte Pala (PALA). Due to the presence pf a 120 meters long borehole reaching the basement, GEMO was selected as a reference site to compare the results obtained with the other methods and also to have a calibration site for the analysis.

Gemona del Friuli is located above an alluvial fan of exceptional dimension: 2.0 km of ray with frontal arc of 3.6 km and a total volume of sediments of about 3.0×10^9 m^3. The thickness of quaternary deposits is variable form 100 to 150 m, the elevation is about 560 m at the top of the alluvial fan and close to 195 m at the edge of the alluvial fan. Gemona del Friuli, located in a high seismic area, is interested by the presence of an important regional thrust: the Barcis-Starasella tectonic line. In the past, several events of medium-high intensity occurred in the area. The most recent destructive events were the Friuli earthquakes in May and September 1976. GEMO, located near the borehole, lied at the alluvial fan border. The stratigraphy of the borehole, drilled in 1981 by Friuli Venezia Giulia Region, shows a sequence of gravel, sand and clay until the carbonate rock is reached at a depth of about 115 m. GESC seismic station is installed in the middle of the alluvial fan. This area presents strong amplification effects, as testified by the damages caused by 1976 earthquakes.

Polcenigo is located at the border between Carnic Prealps and High Friulan Plain. At E-SE of Polcenigo there are some hills that are the result of the recent evolution of Carnic Prealps and are made of Pre-Quaternary rocks, as a result of the Quaternary activity of Aviano thrust (Carulli *et al.*, 1982). POLC seismic station is installed on one of these hills, inside San Floriano rural park. The area is characterized by an alternation of marl, sandstone and siltstone, and conglomerate as end-member of the molasse sequence. This area, as demonstrated by the analysis of seismic recording at POLC station, highlights significant amplification effects.

Monte Pala, located at east from Pradis village, belongs to Carnic Prealps and reaches an altitude of 1231 m. The mountain is made by a narrow anticline tilted down toward the south,

and is completely composed by limestone and dolomite. PALA seismic station is installed on a rock outcrop.

H/V spectral ratio. Seismic noise was recorded in the four sites: GEMO, GESC, POLC and PALA. The acquisition was performed with a Lennartz LE-3D/5s seismometer for about one hour. The analysis was performed with Geopsy software, developed during Site EffectS assessment using Ambient Excitations (SESAME) European Project, for ambient vibrations processing and site characterizations (Bard *et al.*, 2004). For each site, the resonance frequency and the polarization of seismic energy were determined. Furthermore, the application of a relation that links the resonant frequency to sediment thickness (Haskell, 1960) allowed estimating the bedrock depth. The fundamental frequency, f_0, of a layer over a half-space is given by $f_0=Vs/4H$, where Vs is the shear wave velocity of the sediments and H is the total thickness of sediments.

At GEMO site, located close to the borehole, at the border of the alluvial fan, a resonant frequency of 1.0 Hz was determined, with a significant local amplification. Knowing the bedrock depth from the borehole and applying Haskell relation to the resonant frequency, it was possible to determine the mean shear wave velocity of the sediments above the bedrock. The resulting velocity is 445 m/s, value compatible with the materials of the area.

For GESC site, located at the middle of the alluvial fan, the determined resonant frequency is 0.8 Hz. The amplification of that frequency is significant. Since GEMO and GESC sites present similar geological conditions, the shear wave velocity used for the determination of the bedrock depth was the same found in GEMO. The depth of the bedrock evaluated with Haskell low is about 140 m. This depth is in agreement with the value found by a gravimetric survey (Furlanetto, 2004).

In POLC site, located on San Floriano hill, the determined resonant frequency is about 1.1 Hz. Also for this site, the relative amplification is very high. For the bedrock depth estimation, it was supposed that the shear waves velocity is similar to those evaluated in GEMO site. The obtained bedrock depth is 102 m.

For PALA site, located directly on the carbonate bedrock, the seismic response do not present any resonant frequency, as expected.

F-K. Four seismic arrays were performed in GEMO, GESC, POLC and PALA sites in order to characterize the surface layers. The geometry of the array used in each site was triangular. Each array was made by two set of three sensors arranged in two circles, with respectively 25 and 50 m of ray, having an angular distance equal to 120°, and one sensor in the center (Fig. 1). In each case, seismic noise was recorded for, at least, thirty minutes. The acquisition was performed with a Reftek acquisitor, model 130-01, and 7 Lennarts LE-3Dlite. The analysis was performed using Geopsy software. In particular, were used the tools for F-K analysis (Asten and Henstridge, 1984; Horike, 1985; Yamanaka *et al.*, 1994) and for the dispersion curve inversion (Sambridge, 1999a, 1999b). For each site, the theoretical array response was evaluated in order to determine the array resolution (Kmin/2) and aliasing (Kmax) limits (Fig. 2). The performance of an array with respect to the determination of phase velocity depends on its geometry and on the wavefield characteristics. In this paper, the results obtained for the two sites located in Gemona del Friuli (GEMO and GESC) will be described.

For GEMO site, the velocity spectrum obtained with F-K method is reported in Fig. 2. The dispersion curve of the fundamental mode is apparent in the figure. The portion of curve used for the inversion, highlighted in black, has a limited frequency range. At low frequency, it is limited by the energy loss, the array resolution and the corner frequency of the geophones used, while at high frequency by aliasing. The velocity profiles obtained from the inversion and the respective dispersion curve are shown in Fig. 2. The velocity profiles of P and S waves reveal, for both cases, a sharp increase in the velocity at a depth of about 115-120 m. The P waves velocity increases from about 1200 m/s to 2200 m/s while the S waves from about 850 m/s to 1300 m/s. The depth of discontinuity is in agreement with the depth of the bedrock in the borehole: 115 m.

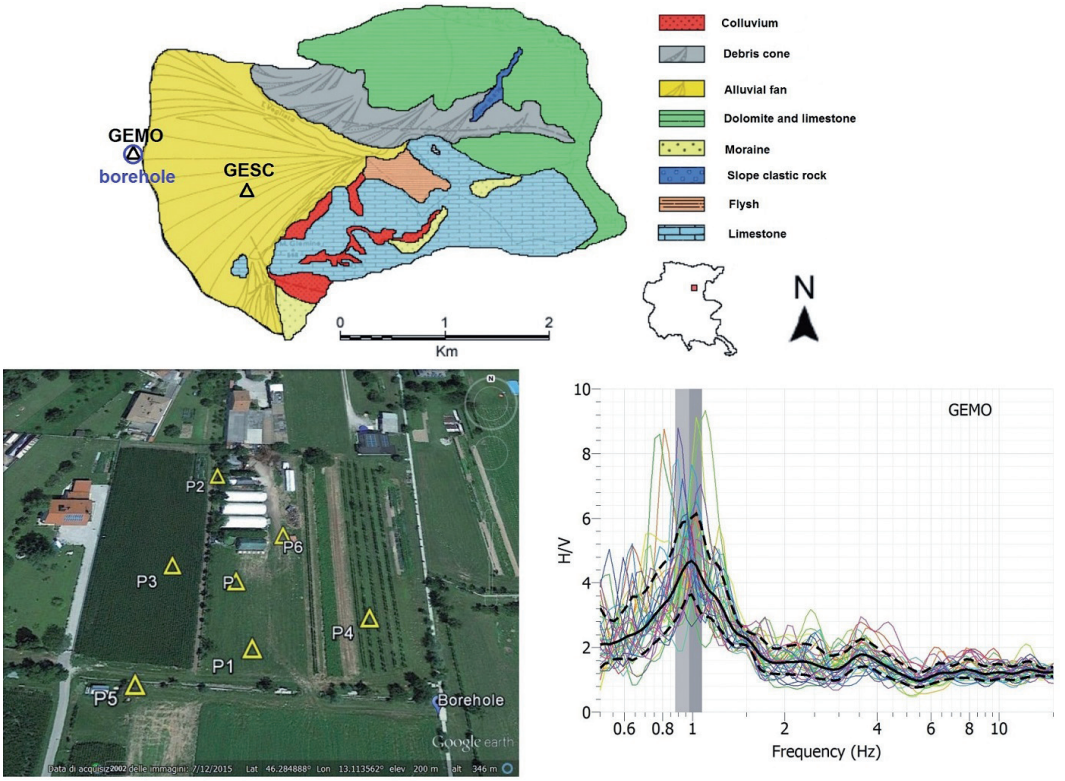


Fig. 1 – On the top, a schematic representation of Gemona del Friuli alluvial fan form a geological and geomorfological point of view (Maselli, 2007). The location of the two investigated sites (GEMO and GESC) is also reported. On the bottom, the picture on the left displays the geometry of the seismic array applied in GEMO site. The location of the borehole is shown. The picture on the right represents the result of H/V spectral ratio. Each colored curve corresponds to the H/V spectral ratio determined for each window analyzed, the black line to the average H/V spectra and the dotted lines to the standard deviations. The resonant frequency is 1.0 Hz.

In GESC site, the velocity spectrum obtained was more difficult to interpret and the identification of the dispersion curve was not easy. However, from the inversion of the dispersion curve, the P and S velocity profiles show an important increment in the velocity at a depth of about 130 m. This discontinuity is probably related to the sediment-bedrock contact. Such result is in agreement with the H/V spectral ratio analysis and previous studies made in Gemona del Friuli: gravimetric survey (Furlanetto, 2004) and seismic noise investigation (Pavan, 2007).

Active seismic. An active seismic investigation was performed in GESC site in order to determine the propagation velocity of compression and shear waves. Two NNO-SSE seismic profiles were acquired: one with vertical geophones and the other with horizontal ones. The P waves profile is made of 23 vertical geophones for a total length of 44 m, being the geophone interval equal to 2 m (Fig. 3). The S waves profile is made of 18 horizontal geophones, having a constant separation equal to 2 m, for a total length of 34 m. Several shots were executed on both sides of the profile in order to obtain conjugate profiles. For the P waves profile, eight off-end shots were executed at respectively 2, 4, 10 and 20 m from the external geophones, while, for the S waves profile, only six shots located at respectively 2, 4 and 10 m. The data was analyzed with Plus-Minus (Hagedoorn, 1959) and General Reciprocal (Palmer, 1980) methods. A three layers model was used for the interpretation of the P and S waves travel times. The reflector depth under each geophone and the velocity fields along the seismic profiles were estimated.

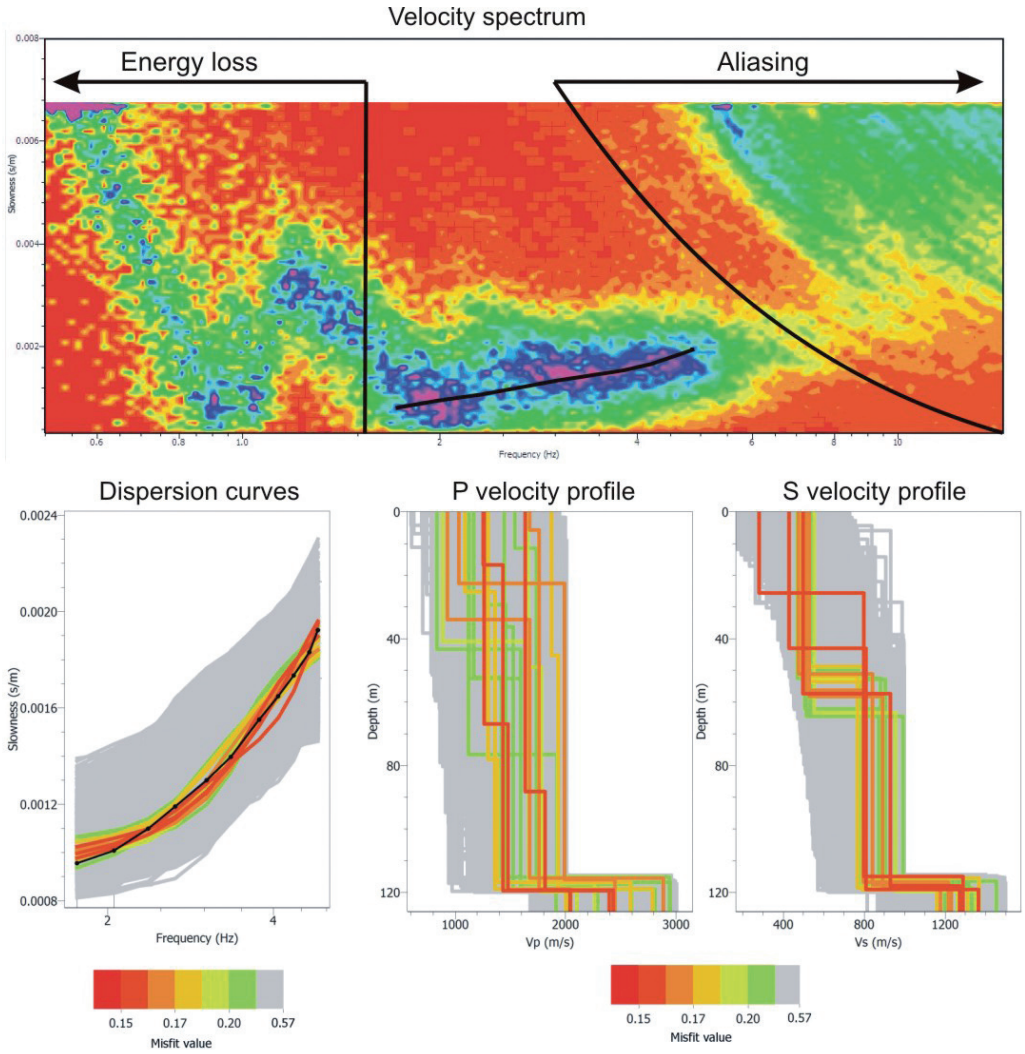


Fig. 1 – On the top, the velocity spectrum (slowness-frequency) obtained with F-K method for GEMO site. The dispersion curve of the fundamental mode is easily identifiable. Only the portion highlighted in black was used for the inversion, it is limited by the energy loss and the spatial aliasing. On the bottom, the P and S waves velocity profiles and the respective dispersion curves. The different colors refers to the misfit value. The grey band contains the whole space of parameters where the algorithm searches the solutions.

For the P waves, the first layer presents a regular trend, with a depth increasing in SSE direction, while the second one presents a more irregular trend. In Fig. 3 is represented the 2D velocity profiles, where it is possible to estimate the depth of different refractors. The obtained velocity model exhibits a velocity gradient both vertical and horizontal, with a velocity increase in south direction. The first layer has a velocity between 400 and 540 m/s, with a thickness of 4-6 m. The second layer shows a velocity increase from 600 to 700 m/s and a thickness variable from 3 to 7 m. The deepest layer presents a maximum velocity close to 1100 m/s and a depth of about 13 m. The obtained velocity values are compatible with alluvial fan materials and the lateral velocity variations are coherent with the geomorphological setting of the area. It is important to highlight that the model obtained using refracted waves is correct only if there are no low velocity channels (i.e. velocity inversions) in the surface.

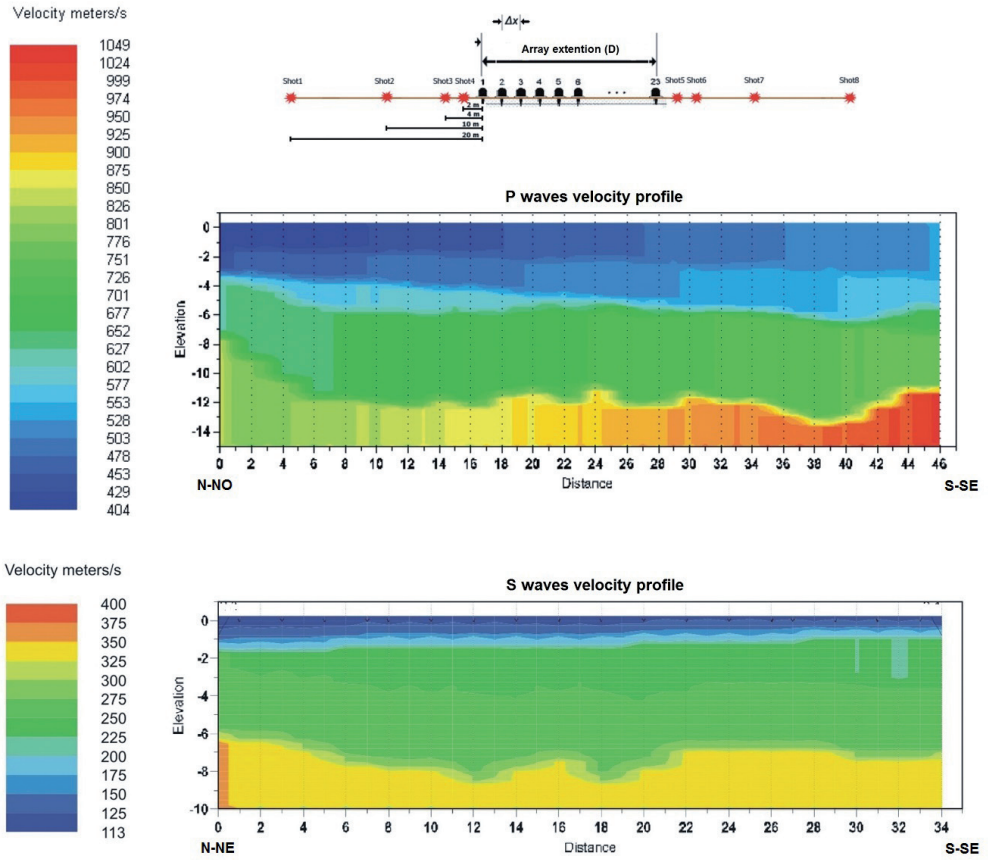


Fig. 3 – On the top, the geometry of the P waves seismic profile and the resulting velocity profile. On the bottom, the resulting S waves velocity profile. The velocity values are represented in a color scale; note that the colors scale for P and S waves is different.

For the S waves, the determined geometry is in agreement with the P waves obtained profile, even though with the limited length of the profile and the relative small number (18) of geophones used it is possible to image only two layers (Fig. 3). The S waves profile allows recognizing a surface layer characterized by a low velocity (about 150 m/s) and a small thickness (1-1.5 m), interpreted as the weathering.

Conclusions. The passive and active seismic investigations made at four sites in Friuli Venezia Giulia allow the determination of the seismic characteristics of these sites. The presence of a reference site, as GEMO in our case where the borehole stratigraphy was available, represents an important starting point for the integrated approach affordability. In fact, it allowed to verify the results obtained with the different techniques by a direct calibration. The depth of the discontinuity found with F-K array based method is in agreement with the borehole information, confirming the validity of the obtained results. The resonant frequency found with the H/V spectral ratio of seismic noise was used, according to Haskell low, in combination with the bedrock depth to determine the average shear wave velocity of the sediments. In GESC site, H/V spectral ratio and F-K methods allowed to identify the presence of a discontinuity at the same depth. Furthermore, these results are in agreement with a gravimetric survey made in Gemona del Friuli (Furlanetto, 2004). The seismic refraction allowed the definition of a 2D velocity profile, down to a depth of about 15 m for P waves and about 10 m for S waves. The geometry of P and S profiles are similar, even if on the S profile it was also possible to recognize

a surface weathered layer. In POLC site, the resonant frequency found with H/V spectral ratio was used, according to Haskell low, to determinate the bedrock depth. It was supposed that the shear waves velocity is similar to those evaluated in GEMO site. This study demonstrates, in different sites, how the integration of different methods represents the better strategy for a complete and optimal site characterization. Given the good results obtained at the investigated sites and the importance of site characterization for a correct definition of the seismic stations site class (CEN, 2003), the illustrated active and passive geophysical prospections will be performed at the seismic stations managed by our university.

References

Asten M.W., Henstridge J.D.; 1984: *Array estimators and use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins*. Geophysics, **49**, 1828-1837.

Bard P.-Y., SESAME partecipants; 2004: *The SESAME project: an overview and main results*. 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, B.C., Canada, August 1-6, 2004, Paper No. 2207

Carulli G.-B., Giorgetti F., Nicolich R., Slejko D.; 1982: *Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici*. Guide Geol. Reg. Soc. Geol. Ital., 361-370.

CEN; 2003: *Eurocode8: Design of Structures for Earthquake Resistance, Part1: General Rules, eismic Actions and Rules for Buildings*. December 2003, CEN Central Secretariat, Brussels, ENV 1998-1-1.

Furlanetto E.; 2004: *Indagini geofisiche per caratterizzare la struttura del sottosuolo del conoide di Gemona del Friuli*. Master Thesis, University of Trieste.

Hagedoorn J.G; 1959: *The Plus-Minus method of interpreting seismic refraction sections*. Geophysical Prospecting, **7**, 158-182.

Haskell N.; 1960: *Crustal reflection on plane SH waves*. J. Geophy. Res., **65**, 4147-4150.

Horike M.; 1985: *Inversion of phase velocity of long-period microtremor to the S-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas*. Journal of Physics of the Earth, **33**, 59-96.

Lacoss R. T., Kelly E. J., Toksoz M. N.; 1969: *Estimation of seismic noise structure using arrays*. Geophysics, **34**, 21-38.

Maselli V.; 2007: *Determinazione dei parametri strutturali dei sedimenti mediante l'inversione di rumore di rumore sismico acquisito con tecniche array e sismica attiva con tecniche MASW*. Master Thesis, University of Trieste.

Nakamura Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface*. Quart. Rep. Railway Tech. Res. Inst. (RTRI), **30**, 25-33.

Palmer D., 1980: *The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. Society of Exploration Geophysicists.

Pavan A.; 2007: *Misure di rumore sul conoide di Gemona del Friuli e loro interpretazione*. Bachelor thesis, University of Trieste.

Sambridge M.; 1999a: *Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm I. Searching a parameter space*. Geophysical Journal International, **103**, 4839-4878.

Sambridge M.; 1999b: *Geophysical inversion with a Neighbourhood Algorithm II. Appraising the ensemble*. Geophysical Journal International, **138**, 727–746.

Yamanaka H., Takemura M., Ishida H., Ikeura T., Nozawa T., Sasaki T. e Niwa M.; 1994: *Array measurements of long-period microtremors and estimation of S-wave velocity structure in the western part of Tokyo metropolitan area*. Journal of the Seismological Society of Japan, **47**, 163-172.

ZONING FAULT DISPLACEMENT HAZARD AROUND CAPABLE FAULTS: A FIRST ASSESSMENT IN ITALIAN URBAN AREAS

A.M. Blumetti, L. Guerrieri, V. Comerci, P. Di Manna, G. Leoni, E. Vittori
ISPRA, Geological Survey of Italy, Roma, Italy

Introduction. Fault Displacement Hazard (FDH) is a component of seismic hazard that focus on the potential of coseismic surface tectonic rupture/deformation.

Although the Italian territory is characterized by a great number of capable faults (i.e., faults able to produce significant ruptures or deformations at or near the topographic surface), nowadays, this hazard is not yet taken into account in official seismic hazard maps and building codes in Italy. Nevertheless this hazard it has been considered in the guidelines and criteria for seismic microzonation (Working Group MS, 2008), and more recently in specific studies (e.g. Peronace *et al*., 2013) and technical guidelines still under preparation.

This paper aims at providing a general indication of Fault Displacement Hazard in Italy in the 73 most populated urban areas (population > 60,000 inhabitants) with the aim to point out the cities where this hazard does exist and is more relevant (in terms of maximum expected displacements) and what is directly threatened by surface faulting.

This is only a first indication of the areas where this problem is more critical. Of course, a FDH assessment helpful for siting and land planning purposes, will require the delineation of setback areas (i.e. the distance from the fault trace within critical facilities and structures designed for human occupancy cannot be built, Bryant and Hart, 2007) through more detailed site investigations (Quaternary geology and paleoseismology), aimed at characterizing at larger scale the local pattern of capable faults and the age of last movements.

Zoning Fault Displacement Hazard around capable faults. In order to respond to the need of a specific knowledge regarding the Fault Displacement Hazard, the Italian Agency for Environmental Protection (ANPA, later APAT, now ISPRA) in the second half of the 90s started the project ITHACA (ITaly HAzard from CApable faults). The project is aimed at building a tool for summarizing and making easily available information on capable faults, based on published sources, field checks and ad hoc studies (for more details, see Comerci *et al.,* 2013).

Currently, the ITHACA database is available at the GeoMapViewer of Geological Survey (http://sgi.isprambiente.it/GMV2/index.html) and contains about 2000 records (mapped in Fig. 1) including faults that exhibit at least one evidence of capability among the following: a) historical coseismic surface faulting; b) creep or surficial tectonic deformation; c) Late Pleistocene-Holocene paleoseismic evidence of ground rupture; d) displacement of Quaternary deposits/landforms. Moreover, the faults are classified according to the age of the last ascertained movement.

At the moment, the ITHACA database, although still incomplete and not homogeneous in terms of resolution and reliability of supporting data, is the most reliable tool for a first characterization of Fault Displacement Hazard in the entire Italian territory.

Among previous studies focused on this topic, Guerrieri *et al*. (2009) aimed at estimating the extent of urban areas exposed to surface faulting hazard within the ZS9 seismotectonic zonation of Italy. The analysis was conducted for each seismotectonic zone that was considered homogeneous also in terms of Fault Displacement Hazard, through the intersection of ITHACA and CORINE Land Cover databases. The results of the spatial analysis have been weighted through the introduction of a Fault Class parameter which takes into account the expected maximum displacement associated to capable faults in each zone. For this assessment a standard 300-m wide buffer area around capable faults was considered.

More recently, Guerrieri *et al*. (2013, 2014) proposed a more refined zonation of the area around the mapped capable faults, whose shape and width depend on the seismotectonic behaviour (i.e., type, style and amount of faulting) and the severity of the maximum expected earthquake. These two factors control also the amount of maximum expected surface displacements.

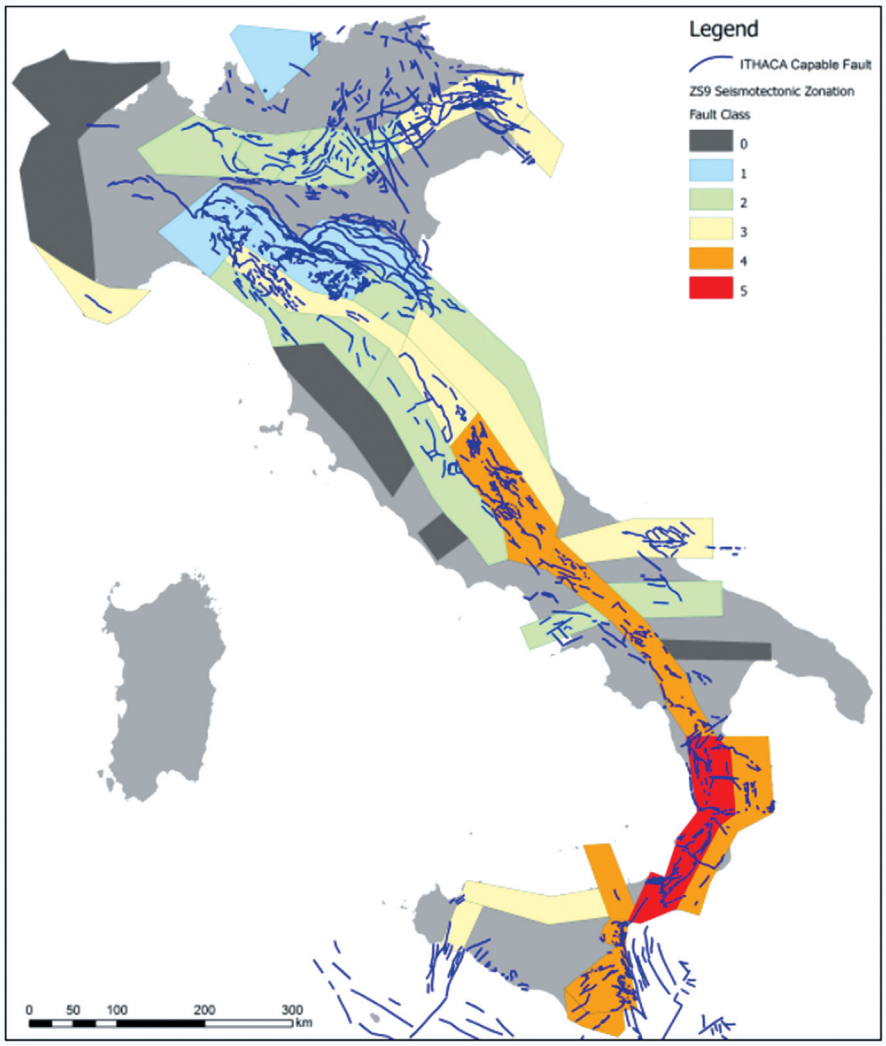


Fig. 1 – The ITHACA database over the ZS9 seismotectonic zonation (Meletti and Valensise, 2004). According to the Fault Class parameter (Guerrieri *et al*., 2014), it is possible to evaluate maximum expected offsets: 1: 0-5 cm; 2: 5-20 cm; 3: 20-50 cm; 4: 50-150 cm; 5: up to 250 cm.

Five Fault Classes have been proposed in this model: for each class, the maximum expected offsets and typical widths of the hazard zone in the footwall and in the hanging-wall of the master capable fault are provided. To this end, the capable faults recorded in ITHACA have been split into three main groups according to the prevalent fault kinematics (normal, reverse or strike-slip) and classified into different classes identified by specific maximum magnitude ranges (Fig. 2).

In order to take into account the uncertainties affecting the location of capable faults recorded in ITHACA, a standard minimum width value equal to 30 m has been introduced on both the side of the fault trace (of course, in some cases it could be convenient to consider a larger uncertainty, if the resolution of original data sources is very scarce).

For normal faults (Fig. 2, above) these relationships result from a careful review of the documented normal surface faulting pattern caused by several modern and historical events occurred in the Italian territory (cfr. Boncio *et al*., 2012 and bibliography therein). Since in an

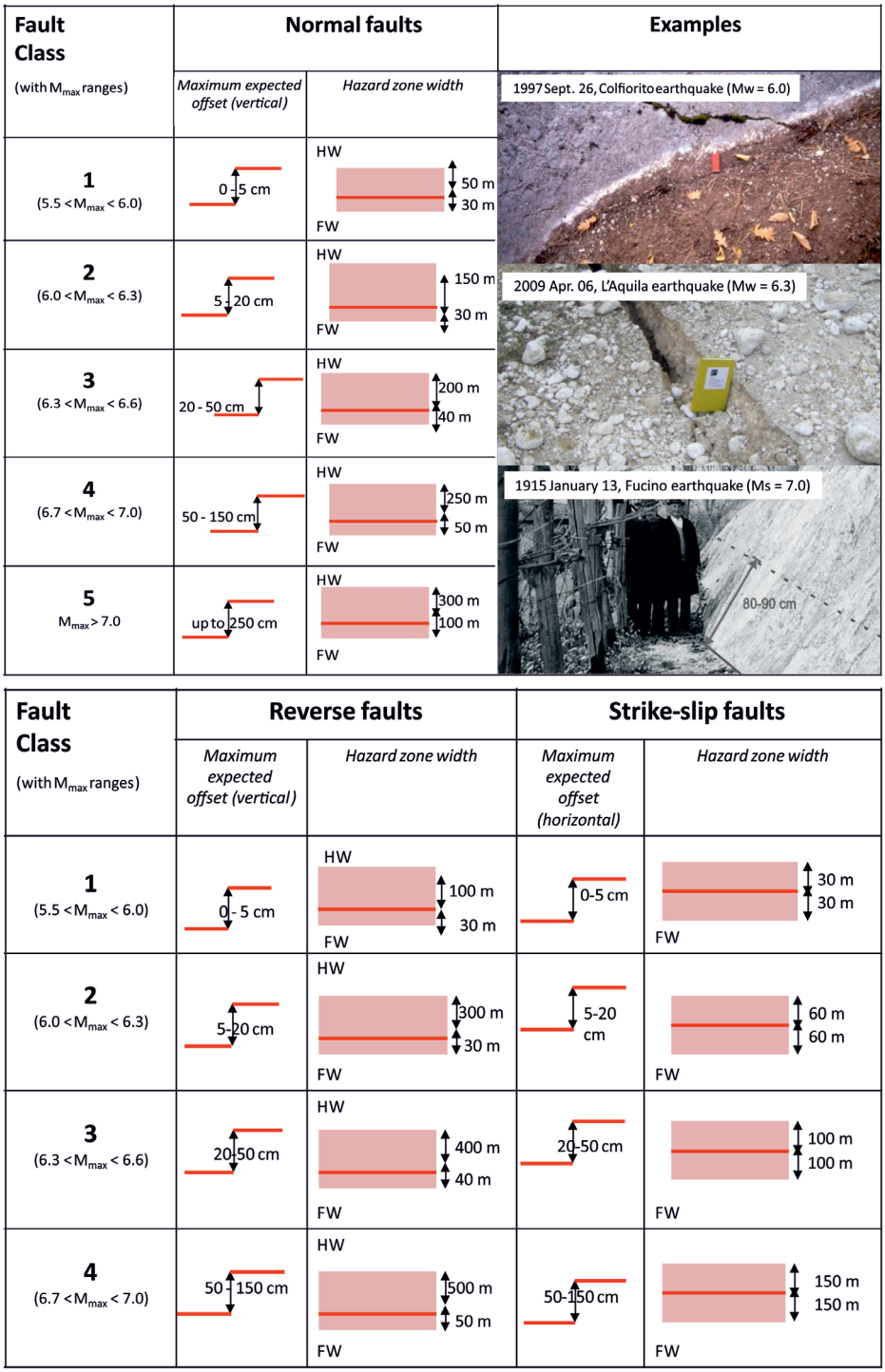


Fig. 2 – ITHACA capable faults have been classified into five classes according to the maximum magnitude range values. For each class, the following data are provided: the maximum expected offsets and typical width of the hazard zone in the hanging-wall (HW) and in the foot-wall (FW) of the master capable fault. Above: parameters for normal faults with some examples of documented surface faulting events. Below: the same parameters for reverse and strike-slip faults.

extensional environment, surface primary ruptures (i.e. principal faulting, sensu Youngs *et al*., 2004) are expected to occur mainly in the hanging wall of the master fault, we have considered an asymmetric zone located mainly on the downthrown block, and width proportional to the maximum surface offset. For example, for capable faults with maximum magnitude equal to 6.0 and maximum offsets lower than 5 cm, the hazard zone width is at least 50 m in the hanging wall but not more than 30 m in the footwall. Indeed, for capable faults with M max > 7.0 and maximum offsets larger than two meters (e.g. Calabria) the hazard zone width is in the order of 400 m (100 m in the footwall and 300 m in the hanging wall).

Conversely, a clear documentation of surface faulting pattern occurred in compressive and strike-slip environment is quite scarce: only for the reverse 1976 event in Friuli some local surface ruptures have been interpreted by some authors as surface faulting (cfr. Bosi *et al*., 1976; Aoudia and Suhadolc, 2000 based on Martinis and Cavallin, 1976). Moreover, a paleoseismic evidence in a compressive environment (secondary surface faulting) has been clearly documented at Monte Netto (south of Brescia) (Livio *et al.,* 2012). Anyway, considering these cases but also the available cases of documented reverse surface faulting events around the world (cfr. Lettis *et al*., 1997), it is clear that in a compressive environment surface faulting features typically occur not only in correspondence to the main thrust but also at the hinge of the growing anticline, even with normal displacement ((e.g., 1980 El Asnam M 7.3 earthquake; Shan and Bertero, 1980; Meghraoui *et al*., 1988; Meyer *et al*., 1990). This zone may be located in the hanging wall of the main thrust at a variable distance from the thrust front (up to some km). During the 1980 El Asman event, extensive fissures and normal faulting occurred on the upthrown block of the primary thrust as far as 2 km from the trace of the primary thrust producing, in most places, most pronounced scarps than those along the primary thrust fault (Shan and Bertero, 1980). Thus, the hazard zone width in the hanging wall of reverse faults has to be significantly larger than in the hanging-wall of normal faults, at least twice the corresponding width for normal faults. Of course, secondary ruptures cannot be excluded even at larger distance (up to some km from the thrust front) in case of growing near-surface anticlines.

For strike-slip fault systems (e.g. in the Gargano area, Puglia), a relevant role is played by surface ruptures occurring along faults located off the principal fault trace and in response to an earthquake along the principal faults (concept of distributed faulting; cfr. Petersen *et al*., 2011). Such faults may be linked in depth to the major structure (e.g. flower structures, pull-a-part basins, etc.), but might be also located at a distance of several hundreds of meters up to several km. Therefore, each fault segment has been managed as an independent source of FDH, locally with normal or reverse component.

Fault Displacement Hazard in Italian urban areas. We have applied the illustrated model on the administrative territory of 73 Italian cities with population > 60,000 inhabitants, and in particular on the 45 cities that, according to ITHACA, are crossed by capable faults (Fig. 3 left).

Taking into account the maximum expected offsets, it is possible to state that Fault Displacement Hazard is very relevant

- in four cities (Reggio Calabria, Messina Catanzaro and Cosenza), where offsets even larger than one meter are expected (class 5);
- in six cities (Siracusa, L'Aquila, Ragusa, Benevento, Catania and Potenza), where maximum offsets are in the order of several decimeters up to one meter (class 4);
- in five cities (Trieste, Udine, Perugia, Treviso and Venezia) where maximum displacements can reach 50 cm (class 3);

In the other 30 cities, Fault Displacement Hazard does exist but is much less relevant, as maximum displacements are in the order of some centimeters (19 cities) or lower (the remaining 11 cities).

The total area exposed to FDH in the 45 cities is equal to about 2.5 % of the study area. In particular, the total area of Fault Class 5 is about 52 km^2, with a large contribution of those

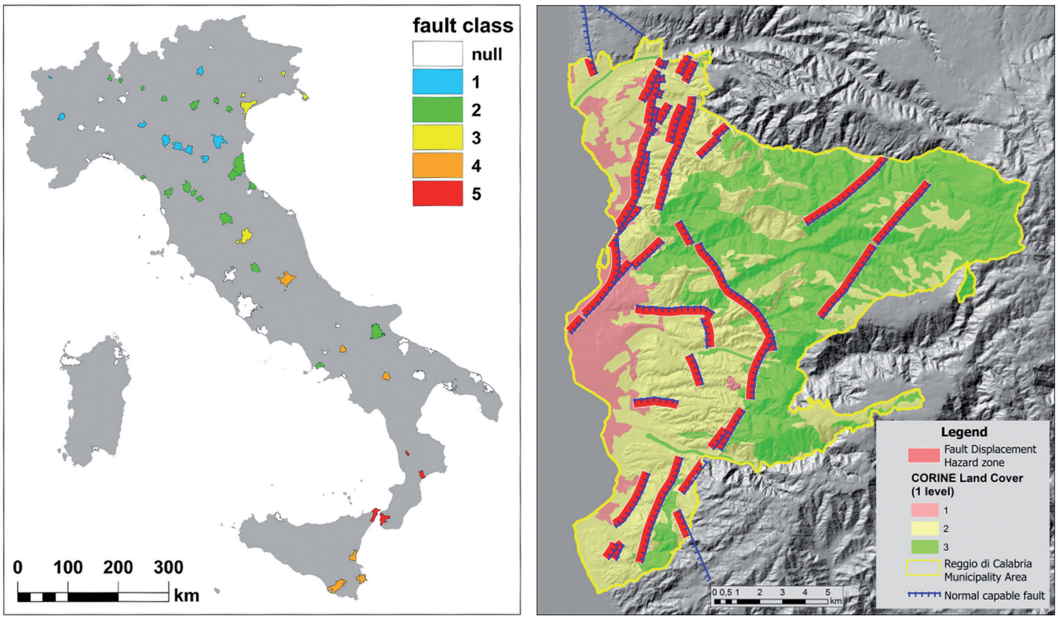


Fig. 3 – Left: Fault Displacement Hazard in the administrative territory of 73 Italian cities with population > 60,000 inhabitants. More than 60% of such cities are affected by capable faults: maximum expected offsets are different according to the fault class (see text for more details). Right: Fault Displacement Hazard areas at Reggio Calabria, mainly located in the hanging-wall of normal capable faults. Land Cover distribution and FDH areas; the FDH areas occur in urban (code 1), agriculture (code 2) and natural (code 3) zones.

affecting Reggio Calabria (31 km^2; 12% of the entire territory, see detail in Fig. 3, right) and Messina (14 km^2; 7% of the entire territory).

Considering the land cover/use of FDH areas (source: CLC 2006, EEA (2007), only 17 % is already urbanized. Conversely, most of the FDH areas (83 %) still affect agricultural and natural areas, but might be theoretically affected by urban development in the next future (see

Tab. 1 - Fault Displacement Hazard in the administrative territory of 13 italian cities with population > 60,000 inhabitants, crossed by capable faults with relevant expected offsets, ranging from tens cms up to more than one meter (Fault Class 3, 4 and 5) Areas are expressed in km^2. Land cover in FDH areas is based on CLC 2006 and points out urban (class 1), agriculture (class 2) and natural (class 3) areas.

City	Fault Class	Total Municipality Area	FDH area	FDH % area	Land cover of FDH areas (CLC class 1)	Land cover of FDH areas (CLC class 2)	Land cover of FDH areas (CLC class 3)	FDH% Urban area
Catanzaro	5	112,7	**4,7**	**4,2**	0,6	3,2	1,0	**12,3**
Cosenza	5	37,9	**2,0**	**5,3**	0,0	1,3	0,7	**0,3**
Messina	5	213,8	**14,3**	**6,7**	2,7	4,8	6,8	**19,1**
Reggio di Calabria	5	239,0	**30,9**	**12,9**	3,8	18,6	8,5	**12,3**
Benevento	4	130,8	**2,7**	**2,1**		2,7	0,1	**0,0**
Catania	4	182,9	**0,3**	**0,2**		0,3	0,1	**0,0**
L'Aquila	4	473,9	**37,6**	**7,9**	1,2	5,7	30,7	**3,2**
Potenza	4	175,4	**0,3**	**0,2**		0,3		**0,0**
Ragusa	4	444,7	**9,6**	**2,2**	0,2	8,1	1,3	**2,6**
Siracusa	4	207,8	**17,2**	**8,3**	2,9	13,3	0,9	**17,1**
Perugia	3	449,5	**7,2**	**1,6**	0,4	5,5	1,3	**6,1**
Treviso	3	55,6	**0,4**	**0,7**	0,0	0,4		**3,5**
Trieste	3	85,1	**5,6**	**6,6**	1,6	0,8	3,2	**28,3**
Udine	3	57,2	**1,8**	**3,1**	0,6	1,2		**34,3**
Venezia	3	415,9	**0,0**	**0,0**		0,0		**0,0**

map for Reggio Calabria in Fig. 4, right). The land cover affected by FDH areas for cities where FDH is relevant (Fault Class 3, 4 and 5) is reported in detail in Tab. 1.

Of course, these results cannot be taken as a Fault Displacement Hazard zonation, due to the large uncertainties introduced in the analysis by the low-resolution in the spatial location of some ITHACA capable faults and in the CORINE Land Cover (scale 1:100,000).

Conclusions. Despite the uncertainties in the location of the FDH areas, this study contributes to identify the Italian cities where Fault Displacement Hazard does exist and is relevant, in terms of areal extension and maximum expected offsets.

The hazard is particularly evident in some cities located in Calabria and Sicily, in the inner sector of the Apennines and in Friuli. More detailed seismotectonic and paleoseismic investigations are recommended in the municipality territory of these cities for a more precise FDH zonation in order to i) adopt mitigation measures for strategic settlements located in the FDH areas and ii) to take into account the existing FDH in the areas that could be characterized by urban expansion in the next future.

References

Aoudia A. and Suhadolc P.; 2000: *Il terremoto del 6 maggio 1976 e la tettonica attiva in Friuli*. In. Galadini F., Meletti C., Rebez A. (Eds). Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996-1999). CNR-GNDT, Roma, 137-142.

Bosi, C., Camponeschi, B. and Giglio, G.; 1976: *Indizi di possibili movimenti lungo faglie in occasione del terremoto del Friuli del 6 maggio 1976*. Boll. Soc. Geol. Ital. **94**, 187– 206.

Bryant W.A. and Hart E.W.; 2007: *Fault-rupture hazard zones in California: Alquist-Priolo earthwquake fault zoning act with index to earthquake fault zones maps*. Calif. Geol. Surv. Spec. Publ., **42**, 41 pp.

Boncio P., Galli, P., Naso, G., and Pizzi, A.; 2012: *Zoning surface rupture hazard along normal faults: Insight from the 2009 Mw 6.3 L'Aquila, Central Italy, Earthquake and other global earthquakes*. Bulletin of the Seismological Society of America June 2012 vol. **102** no. 3 918-935 doi: 10.1785/0120100301.

Comerci V., Blumetti A.M., Di Manna P., Fiorenza D., Guerrieri L., Lucarini M., Serva L. and Vittori E.; 2013: *ITHACA Project and Capable Faults in the Po Plain (Northern Italy)*. Ingegneria Sismica, Special Issue "Seismic risk in the Po Plain", Year XXX – n. 1-2 – January-June 2013, 36-50.

EEA; 2007: *CLC2006 technical guidelines*. EEA Technical report No 17/2007, Copenhagen, Denmark. http://www.eea.europa.eu/publications/technical_report_2007_17

Guerrieri L., Blumetti A.M., Di Manna P., Serva L. and Vittori E.; 2009: *The exposure of urban areas to surface faulting hazard in Italy: a quantitative analysis*. Boll.Soc.Geol.It. (Ital.J.Geosci.), Vol. **128**, No. 1 (2009).

Guerrieri L., Blumetti A.M., Comerci V., Di Manna P., Michetti A.M., Vittori E., and Serva L.; 2013:.*Fault Displacement Hazard in Italy: input for siting of critical facilities and land planning*. 4th International INQUA Meeting on Paleoseismology, Active Tectonics and Archeoseismology (PATA), 9-14 October 2013, Aachen, Germany, 91-94.

Guerrieri L., Blumetti A.M., Comerci V., Di Manna P., Michetti A.M., Vittori E. and Serva L.; 2014: *Surface Faulting Hazard in Italy: Towards a First Assessment Based on the ITHACA Database*. Engineering Geology for Society and Territory - Volume **5**, 2015, 1021-1025, Springer.

Lettis W.R., Wells. D.L., and Baldwin J.N.; 1997: *Empirical Observations Regarding Reverse Earthquakes, Blind Thrust Faults, and Quaternary Deformation: are blind thrust faults truly blind?*. Bull. Seism. Soc. Of America, vol. **87**, n. 5, 1171-1198.

Livio F., Berlusconi A., Michetti A.M., Sileo G., Zerboni A., Trombino L., Spoetl C. and Rodnight H.; 2012: *Late Pleistocene to Holocene activity of a blind thrust deduced from surface secondary faulting: preliminary paleoseismological results on the Monte Netto site (N Italy)*. Rend. Online Soc. Geol. It., Vol. **21** (2012), 351-353.

Meghraoui M., R. Jaegy R., Lammali K. and F. Albar F.; 1988: *Late Holocene earthquake sequences on the E1 Asnam (Algeria) thrust fault*. Earth and Planetary Science Letters, 90 (1988) 187-203.

Martinis B. and Cavallin A.;1976: *The Friuli earthquake May 6, 1976: ground cracks and sand mounds*. Boll. Geofis. Tero. Appl., **19**, 792-808.

Meletti C. and Valensise G.; 2004: *Zonazione sismogenetica ZS9 - App.2 al Rapporto Conclusivo*. Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 20.03.03. n. 3274) – INGV http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf

Meyer B., Avouac J.P:, Tapponnier P. and Meghraoui M.; 1990: *Mesures topographiques sur le segment SW de la zone faillee d'El Asnam et interpretation mecanique des relations entre failles inverses et normales. Topographic measurements of the southwestern segment of the El Asnam fault zone and mechanical interpretation of the relationship between reverse and normal faults*. Bull. de la Soc. Geol. de France (May 1990), **6**(3):447-456.

Peronace E., Boncio P., Galli P. and Naso G.; 2013: *Faglie attive e capaci negli studi di micro zonazione sismica: definizioni e procedure di zonazione*. In: Proceedings of the 32° Convegno Nazionale GNGTS, Trieste, 19-21 Novembre 2013, 293-299.

Petersen M.D., Dawson T.E., Chen R., Cao T., Wills C.J, Schwartz D.P., and Frankel A.D.; 2011: *Fault Displacement Hazard for Strike-Slip Faults*. Bull. Seism. Soc. Am., April 2011 vol. **101** no. 2 805-825, doi: 10.1785/0120100035.

Shal B. C. & Bertero V. coord.; 1980: *Preliminary reconnaissance report – El Asnam Earthquake, Algeria 10th October 1980* – Earthquake Engineering Research Institute- 2620 telegraph Ave. barkeley, Ca 94704 - https://www.eeri.org/lfe/pdf/algeria_el_asnam_eeri_preliminary_report_1.pdf

Working Group MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome, Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol., and CD-ROM.

Youngs, R. R., Arabasz, W. J., Anderson, R. E., Ramelli, A. R., Ake, J. P., Slemmons, D. B., McCalpin J.P., Doser D.I., Fridrich, C.I., Swan F.H., Rogers A.M., Yount C.J., Anderson L.W., Smith K.D., Bruhn R.L. Knuepfer P.L.K., Smith R.B., dePolo C.M., O'Leary D.W., Coppersmith K.J., Pezzopane S.K., Schwartz D.P., Whitney J.W., Olig S.S. and Toro, G. R.; 2004: *A methodology for probabilistic fault displacement hazard analysis (PFDHA)*. Earthquake Spectra, **19**, 191.

ANALISI DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA PER LA VALUTAZIONE DELLA SUSCETTIBILITÀ ALLA LIQUEFAZIONE DEL TERRITORIO LIGURE

R. De Ferrari[1], S. Barani[1], G. Ferretti[1], D. Bottero[2]
[1] Laboratorio di Sismologia, DISTAV, Università di Genova, Italia
[2] Dipartimento Ambiente, Regione Liguria, Genova, Italia

Introduzione. Tra i fenomeni sismo-indotti, quello della liquefazione dei terreni è riconosciuto dalla comunità scientifica ed ingegneristica come una tra le principali cause di danno e perdite a seguito di forti terremoti. Nei territori suscettibili a tale fenomeno, quindi, la liquefazione è una tra le più importanti pericolosità sismiche (es. Barani *et al*., 2014). Per questo la liquefazione dei terreni è oggigiorno più che mai argomento di dibattito non solo all'interno della comunità scientifica ma anche tra gli organi preposti alla tutela del territorio. Questi ultimi, guidati dai primi, hanno la necessità di discriminare quelle porzioni di territorio che, in funzione del livello di sismicità, possono essere soggette a fenomeni di liquefazione.

Il potenziale di liquefazione viene convenzionalmente valutato comparando gli effetti dell'azione sismica con la resistenza alla liquefazione propria di ciascun suolo. Pertanto, il calcolo del potenziale di liquefazione presso un sito richiede sia la valutazione della componente sismica sia la caratterizzazione geotecnica dei terreni. Convenzionalmente si considera un fattore di sicurezza (F_L) rispetto al fenomeno della liquefazione sulla base del rapporto tra lo sforzo di taglio indotto dal terremoto (*Cyclic Stress Ratio* CSR) e la resistenza al taglio del terreno (*Cyclic Resistance Ratio* CRR). In particolare, il parametro CSR è quantificato a partire dalla pericolosità sismica del sito oggetto di studio (espressa in termini di accelerazione del suolo). Il parametro CRR dipende invece dalle caratteristiche del terreno ed, in particolare, dalla granulometria, dal contenuto d'acqua e dalla resistenza al taglio.

Sulla base di quanto appena osservato, il fenomeno della liquefazione può verificarsi se vengono soddisfatte alcune condizioni legate 1) alla magnitudo del terremoto (da cui dipende la durata dell'evento ed il numero di cicli di carico e scarico sismico a cui è sottoposto il terreno durante lo scuotimento), 2) all'accelerazione massima in superficie in condizioni di campo libero e 3) alla presenza di caratteristiche geologico-geotecniche del terreno predisponenti, la più importante delle quali è la presenza di terreni saturi (presenza di falda acquifera), a prevalente granulometria sabbiosa, poco addensati nei primi 15-20 m di profondità.

A livello esclusivamente sismologico, la possibilità che un terremoto sia in grado di indurre fenomeni di liquefazione dipende dall'intensità e dalla durata dello scuotimento. Come indicato nel Volume "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica – ICMS" (Gruppo di Lavoro MS, 2008)], le due condizioni legate alle caratteristiche simiche necessarie affinché un'area sia potenzialmente soggetta al fenomeno della liquefazione sono:

- $a_g \geq 0.1$ g (accelerazione massima attesa superiore o uguale a 0.1 g)
- $M \geq 5$ (magnitudo del terremoto atteso maggiore o uguale a 5)

La probabilità che si verifichino fenomeni di liquefazione è bassa o nulla se si verifica almeno una delle due condizioni precedenti. Mentre per la verifica del primo requisito è sufficiente attenersi allo studio di pericolosità sismica a scala nazionale (Gruppo di Lavoro MPS, 2004), per quanto concerne la stima di *M* gli ICMS propongono 4 metodi di calcolo alternativi, ognuno dei quali con punti di forza e debolezze. Il primo metodo, che richiede esperienza riguardo al calcolo della pericolosità sismica, prevede l'impiego del codice di calcolo SASHA (D'Amico e Albarello, 2008), in grado di eseguire la disaggregazione della pericolosità così come calcolata dai risentimenti macrosismici ovvero dalle distribuzioni delle intensità al sito associate ai terremoti avvenuti in passato (Albarello, 2012). Il secondo metodo impiega la magnitudo massima ricavata dal Database Macrosismico Italiano – DBMI11 (Locati *et al*., 2011). Il principale svantaggio di questo secondo metodo risiede nella natura deterministica della stima di *M* che, per definizione, potrebbe essere improbabile ovvero non verificarsi mai. Il terzo metodo proposto definisce *M* sulla base di relazioni empiriche calibrate a partire da osservazioni macrosismiche. Anche questo metodo comporta una scelta deterministica, sulla quale grava l'incertezza associata ai dati impiegati per la calibrazione delle leggi empiriche. Il quarto approccio considera la magnitudo così come derivata dalla disaggregazione 2D (magnitudo-distanza) della pericolosità sismica nazionale (Barani *et al*., 2009). Il principale svantaggio è associato alla natura bidimensionale della procedura di disaggregazione, ovvero al fatto che ciascun valore di magnitudo è legato imprescindibilmente ad una data distanza di scenario. Di qui, la magnitudo che contribuisce maggiormente alla pericolosità sismica (magnitudo modale) potrebbe non corrispondere a quella ricavabile da disaggregazione 1D, più opportuna per valutazioni del potenziale di liquefazione.

Lo scopo del presente lavoro riguarda la definizione delle aree del territorio ligure dove, sulla base delle sole caratteristiche sismiche, sia possibile escludere a priori il verificarsi di fenomeni di liquefazione o, più precisamente, dove la probabilità di occorrenza di detti fenomeni sia bassa o nulla. In questo modo è possibile definire porzioni del territorio regionale in cui le verifiche del potenziale di liquefazione non sono strettamente necessarie. Questo tipo di studio assume una rilevanza non trascurabile soprattutto in regioni che, come la Liguria, sono caratterizzate per buona parte del territorio da una bassa pericolosità sismica, tuttavia controllata da forti terremoti (es. $M > 5.5$). Per lo scopo del lavoro sono presi a riferimento i criteri discriminanti proposti dagli ICMS. La suscettibilità alla liquefazione delle aree ove entrambi i criteri sopra elencati sono soddisfatti è verificata prendendo in esame osservazioni di episodi di liquefazione realmente avvenuti nella storia sismica del territorio in esame.

Metodologia e risultati. Come ooservato poco sopra, a livello nazionale, il valore di a_g è definito puntualmente da studi di pericolosità sismica; il valore di *M*, invece, può essere ottenuto con l'applicazione di metodi differenti basati sulla disaggregazione (o deaggregazione) della pericolosità, su approcci di tipo macrosismico o su relazioni empiriche.

Allo scopo di definire le aree del territorio ligure (intese come aree comunali) suscettibili alla liquefazione, è stata adottata una procedura basata sull'analisi dei seguenti parametri:

- valore di a_g così come derivato dalla mappa di pericolosità sismica di riferimento per il territorio nazionale (Gruppo di Lavoro MPS, 2004); sono stati considerati i valori di a_g corrispondenti a tre periodi medi di ritorno ovvero 475 anni, 975 anni e 2475 anni;
- valore di magnitudo *M* ottenuta dalla disaggregazione 1D della pericolosità sismica per tutto il territorio ligure;

- osservazioni macrosismiche associate a fenomeni di liquefazione verificatisi sul territorio ligure così come censite nel "Italian Catalogue of Earthquake-Induced Ground Failures (CEDIT)" (Fortunato *et al*., 2012).

Specificamente, a ciascuna area comunale è stata associata una coppia di valori a_g-M in funzione dei quali è stato stabilito se il territorio comunale potesse essere potenzialmente soggetto al fenomeno della liquefazione.

Operativamente, la procedura proposta si basa su tre fasi principali:

1. definizione di una mappa ove a ciascun Comune viene attribuito un valore di magnitudo ottenuto dalla disaggregazione 1D della pericolosità sismica ovvero dei tassi di eccedenza dei valori di a_g corrispondenti ad un periodo medio di ritorno (MRP) di 2475 anni. L'analisi di disaggregazione è stata condotta per 176 siti, corrispondenti ai nodi della griglia adottata per la redazione della mappa di pericolosità sismica nazionale (Gruppo di Lavoro MPS, 2004) interni al perimetro regionale. A titolo d'esempio, Fig. 1a mostra la distribuzione 1D dei contributi alla pericolosità sismica per un sito (Lat: 44.2253; Lon: 8.3963) nel Comune di Spotorno (SV). A scopo di confronto, in Fig. 1b è presentata la distribuzione (PMF – *Probability Mass Function*) *M*-*R*. Si noti che cumulando, per ciascun intervallo di magnitudo, i contributi di tutti gli scenari *M*-*R* lungo l'asse delle distanze è possibile ottenere un istogramma del tutto analogo a quello mostrato in Fig. 1a. Si noti inoltre che, sebbene in questo esempio non si riscontrino differenze nei valori modali di magnitudo M^* (si ricorda che la moda di una distribuzione corrisponde allo scenario che fornisce il maggior contributo alla pericolosità sismica), la magnitudo modale ricavata da disaggregazione 1D potrebbe non coincidere con quella determinata da disaggregazione 2D o 3D. Al contrario la magnitudo media $\overline{M}$ è indipendente dallo schema di disaggregazione. I valori medi e modali di magnitudo ottenuti per ciascun sito sono stati quindi mappati ed interpolati così da ottenere distribuzioni continue di *M* per l'intero territorio ligure. In Fig. 2a è rappresentata la mappa relativa alla distribuzione dei valori medi di magnitudo; in Fig. 2b è mostrata quella relativa ai valori modali. Affinché all'interno di un territorio comunale sia possibile escludere il fenomeno della liquefazione, non devono essere presenti porzioni con M^* e $\overline{M}$ maggiori o uguali a 5. In caso contrario viene considerato il valore massimo (tra M^* e $\overline{M}$; d'ora in avanti, ove non specificato, *M* potrà indicare indifferentemente M^* o $\overline{M}$ ovvero il valore massimo tra le due magnitudo) all'interno del territorio comunale. In generale, comunque, confrontando le due mappe, l'utilizzo del valore modale conduce a risultati più conservativi, con un maggior numero di comuni passibili di fenomeni di liquefazione;
2. sovrapposizione della mappa di pericolosità sismica, ovvero dei valori di a_g corrispondenti ad un dato MRP (in questa fase sono stati considerati i valori di a_g associati a 475, 975 e 2475 anni), alla mappa della magnitudo attesa. In questa fase vengono individuati tutti i comuni per i quali il valore di *M* e a_g superano i limiti fissati per non poter escludere il verificarsi della liquefazione. Le aree comunali ove *M* è maggiore o uguale a 5 e, contemporaneamente, a_g è maggiore o uguale a 0.1 g sono aree dove non è possibile escludere a priori il verificarsi di fenomeni di liquefazione. La mappa in Fig. 3 mostra i comuni passibili di fenomeni di liquefazione (aree rosse) rispetto a quelli dove, al contrario, la probabilità di occorrenza di detti fenomeni è bassa o nulla (aree bianche);
3. verifica delle mappe definite al punto precedente sulla di osservazioni di fenomeni di liquefazione durante terremoti storici. A tal proposito sono state considerate tutte le informazioni riportate nel CEDIT (Fortunato *et al*., 2012). In aggiunta, sono state utilizzate le leggi empiriche proposte da Galli (2000) che mettono in relazione la magnitudo con la distanza entro cui è possibile il verificarsi della liquefazione dei terreni. I risultati della verifica sono sovrapposti alle mappe in Fig. 3: i simboli blu rappresentano i siti dove, storicamente, sono stati segnalati fenomeni di liquefazione. I cerchi tratteggiati neri, associati ai tre eventi sismici principali che hanno interessato (o sono stati risentiti)

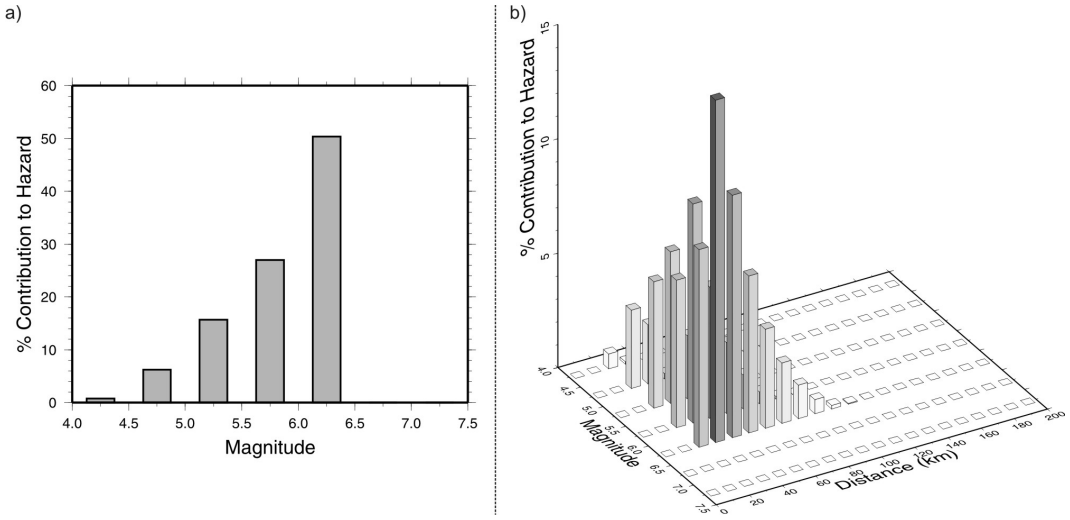


Fig. 1 – Disaggregazione 1D (a) e 2D (b) per un sito nel Comune di Spotorno (SV): contributi al tasso medio di superamento dei valori di PGA corrispondenti ad un MRP di 2475 anni.

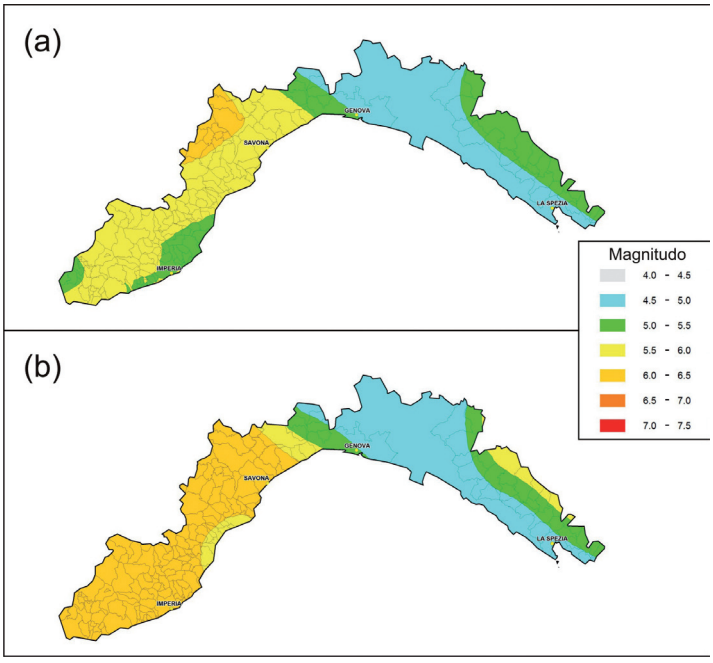


Fig. 2 – Mappa dei valori medi (a) e modali (b) di magnitudo così come dalla disaggregazione 1D della pericolosità sismica.

storicamente il territorio ligure (terremoti della Liguria occidentale del 29/12/1854 e del 23/2/1887 e della Garfagnana del 7/9/1920), rappresentano l'area entro cui è possibile osservare fenomeni di liquefazione sulla base delle relazioni empiriche di Galli (2000).

Conclusioni. Sulla base del confronto tra le aree suscettibili alla liquefazione mostrate nelle mappe in Fig. 3 e le osservazioni macrosismiche impiegate a scopo di verifica si osserva che gli elenchi dei comuni passibili di liquefazione ottenuti adottando stime di a_g per periodi medi di ritorno di 475 e 975 anni potrebbero risultare incompleti, indipendentemente che si faccia

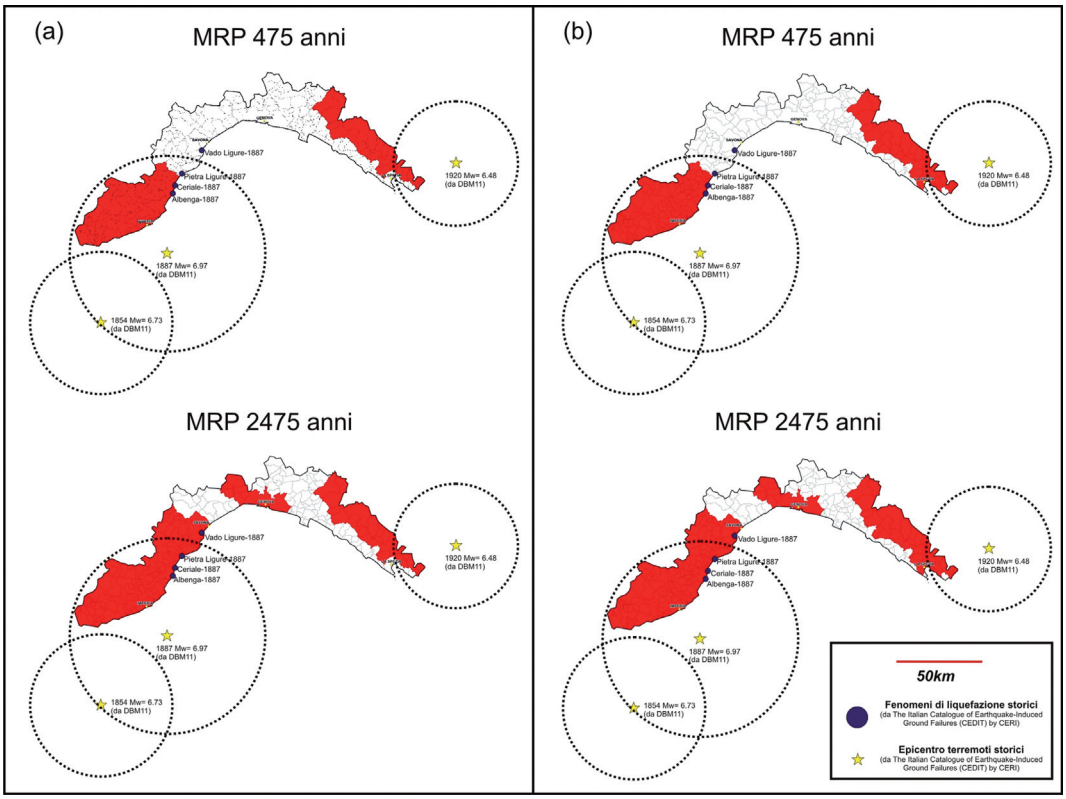


Fig. 3 – a) Distribuzione dei comuni con valori di ≥ 5 e valori di ag (per un MRP di 475 anni e 2475 anni) uguali o superiori a 0.1 g (aree rosse). b) Come figura (a) ma considerando i valori modali di magnitudo. In ciascuna mappa sono riportati i risultati della fase di verifica descritta nel testo.

riferimento alla magnitudo media o modale: nel ponente ligure, infatti, né il Comune di Pietra Ligure (SV) né quello di Vado Ligure (SV), nei quali storicamente si sono osservati fenomeni di liquefazione associati al terremoto del 1887, sarebbero inclusi nella lista di comuni oggetto di potenziali fenomeni di liquefazione. Solo le mappe ottenute per valori di a_g corrispondenti ad un MRP di 2475 anni risultano effettivamente cautelative, incorporando tutti i comuni in cui in passato si sono verificati fenomeni di liquefazione. Similmente, impiegando le relazioni empiriche proposte da Galli (2000), solo con la scelta dei valori di a_g per un MRP di 2475 anni è possibile ottenere una lista di comuni comprensiva di tutte le aree suscettibili alla liquefazione.

I risultati conseguiti trovano una diretta collocazione nell'ambito degli studi di microzonazione sismica in Liguria. Per tutte le zone di attenzione alla liquefazione individuate dagli studi di MS di Livello 1, in tutti i comuni in cui non è possibile escludere la liquefazione dei suoli, appare ragionevole la verifica del potenziale di liquefazione secondo le indicazioni contenute nell'aggiornamento degli ICMS 2008 ["Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da liquefazione (LQ)"] recentemente proposto dal Dipartimento della Protezione Civile Nazionale.

In conclusione, si ricorda che i risultati ottenuti derivano da considerazioni esclusivamente sismologiche senza aver considerato in alcun modo le caratteristiche geotecniche locali. Al fine di completare l'analisi relativa alla suscettibilità di un sito alla liquefazione è necessario prendere in esame anche dati relativi alla litostratigrafia, alla granulometria, alla profondità della falda e alla resistenza dei terreni sotto carico ciclico. La valutazione delle caratteristiche

della successione litologica presso il sito investigato e la definizione della profondità media della falda acquifera sono ovviamente elementi che non possono essere trascurati all'interno di una studio di MS al fine di individuare le zone di attenzione alla liquefazione.

Bibliografia

Albarello D.; 2012: *Design earthquake from site-oriented macroseismic hazard estimates*. Bolletino di Geofisica Teorica e Applicata, **53**, 7-17

Barani S., Spallarossa D. and Bazzurro P.; 2009: *Disaggregation of Probabilistic Ground-Motion Hazard in Italy*. Bulletin of the Seismological Society of America, **99**, 2638-2661.

Barani S., Spallarossa D., Bazzurro P. and Pelli F.; 2014: *The multiple facets of probabilistic seismic hazard analysis: a review of probabilistic approaches to the assessment of different hazards caused by earthquakes*. Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata, **55**, 17-40.

D'Amico V. and Albarello D.; 2008: *SASHA: a computer program to assess seismic hazard from intensity data*. Seismological Research Letters, **79**, 663-671

Fortunato C., Martino S., Prestininzi A., Romeo R.W., Fantini A. and Sarandrea P.; 2012: *New release of the Italian catalogue of earthquake-induced ground failures (CEDIT)*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment, **2**, 63-74.

Galli; 2000: *New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction*. Tectonophisics, **324**, 169-187.

Gruppo di lavoro MPS; 2004: *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003*. Rapporto conclusivo per il dipartimento di Protezione Civile, INGV, Milano – Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici, Internet web site: http://zonesismiche.mi.ingv.it/elaborazioni/.

Gruppo di Lavoro MS; 2008: *Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Provincie autonome, Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. and Cd-rom.

Locati M., Camassi R. and Stucchi M.; 2011: *DBMI11, the 2011 version of the Italian Macroseismic Database*. Milano, Bologna, http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11, DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11.

RISPOSTA SISMICA LOCALE 1D E 2D PER LA MICROZONAZIONE DI 3°LIVELLO DI ALCUNE AREE PILOTA DELL'AQUILANO

L. Macerola[1], F. Durante[1], G. Milana[2], M. Nocentini[3], S. Santangelo[4], M. Tallini[1]

[1] Dipartimento di Ingegneria Civile, Edile - Architettura e Ambientale, Università degli Studi dell'Aquila, Italia

[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Roma, Italia

[3] Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi di Roma Tre, Roma, Italia

[4] Stacec s.r.l., Bovolino (RC), Italia

Introduzione. Si espongono i risultati preliminari della risposta sismica locale tramite modellazione numerica 1D e 2D, propedeutici ad uno studio di 3° livello di microzonazione delle aree pilota di Sassa e Preturo del Comune dell'Aquila. L'analisi è stata eseguita su una sezione esemplificativa della geologia dell'area in esame (la sezione B-B' della carta geologico-tecnica della zona Preturo: AA.VV., 2014) utilizzando le metodiche riportate in Gruppo di lavoro MS (2008) e in Gruppo di Lavoro MS–AQ (2010). I risultati preliminari della risposta sismica locale hanno permesso di evidenziare dei probabili effetti di valle riscontrati sui bordi della sezione (valori doppi in pseudo-accelerazione fra analisi 1D e 2D) e assenza di effetti 2D al centro della sezione.

Input sismico. L' input sismico utilizzato nelle analisi numeriche comprende i quattro accelerogrammi al bedrock ricavati dallo studio di microzonazione sismica dell'area aquilana (Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010) (Fig. 1): un accelerogramma compatibile con lo spettro a pericolosità uniforme (UHS) della normativa (NTC-08); tre accelerogrammi compatibili con lo spettro deterministico ottenuto dalla relazione di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1996) per una coppia di magnitudo e distanza (Mw = 6.7, Repi = 10 km) ricavata dalla analisi di

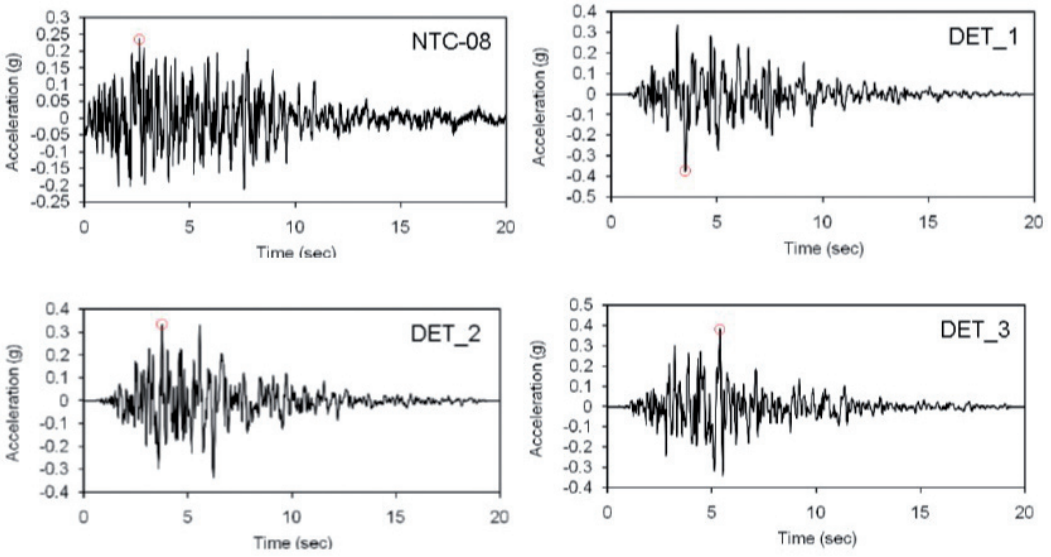


Fig. 1 – DET_1, DET_2, DET_3 e NTC, set di quattro diversi accelerogrammi di input sismico utilizzati nelle analisi numeriche (Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010).

disaggregazione (DET_1, DET_2 e DET_3). Si è deciso di confrontare la media degli output (pseudo-accelerazione, pseudo-velocita e spostamenti) basata sugli accelerogrammi DET_1, DET_2 e DET_3 con l'output calcolato con l'accelerogramma NTC. Sia nell'analisi 1D e 2D, il confronto mette in evidenza come gli spettri di risposta derivanti da input di normativa, sottostimano rispetto agli accelerogrammi di input derivanti da dati di disaggregazione caratteristici del sito.

I codici di calcolo 1D e 2D. I codici possono essere suddivisi principalmente in funzione della geometria del modello e del tipo di analisi, lineare equivalente o non lineare, in tensioni totali o tensioni efficaci. L'analisi lineare equivalente è condotta in tensioni totali. Essa permette una trattazione semplificata del problema e allo stesso tempo di tenere in conto aspetti complessi quali l'eterogeneità del deposito e la non linearità del legame sforzi deformazione del terreno.

Di contro l'analisi lineare equivalente non consente di:

- valutare gli eccessi di pressione interstiziale indotti;
- tenere conto del decadimento delle caratteristiche di rigidezza dei terreni conseguente al processo di accumulo delle pressioni interstiziali;
- effettuare il calcolo delle deformazioni permanenti.

Le analisi non lineari possono essere condotte in tensioni totali ed efficaci. L'adozione di un modello non lineare in tensioni efficaci consente di tenere conto di importanti aspetti riguardanti il comportamento ciclico del terreno quali:

- la generazione degli eccessi di pressione interstiziale, particolarmente rilevante se l'analisi della risposta locale è finalizzata alla stima del potenziale di liquefazione di un deposito;
- la ridistribuzione e l'eventuale dissipazione degli eccessi di pressione interstiziale durante e dopo il terremoto;
- il decadimento progressivo delle caratteristiche di rigidezza dei terreni;
- le deformazioni permanenti.

In generale l'analisi non lineare consente quindi una modellazione più accurata e aderente alla realtà del comportamento sforzi-deformazioni del terreno, rispetto ad un'analisi lineare equivalente. La scelta tra l'analisi lineare equivalente e quella non lineare deve essere adeguatamente ponderata in funzione dell'obiettivo dell'analisi e del costo necessario per determinare valori rappresentativi dei parametri di input richiesti dall'analisi. Il codici di calcolo

più frequentemente utilizzato per le analisi 1D è quello lineare equivalente SHAKE (Idriss e Sun, 1992). Il codice di calcolo più diffuso per lo studio della risposta locale bi-dimensionale è quello lineare equivalente QUAD4/QUAD4M (Idriss *et al*., 1973; Hudson *et al*., 1993). In generale i codici di calcolo forniscono:

- le storie temporali delle tensioni tangenziali, delle deformazioni tangenziali, delle accelerazioni ed i corrispondenti spettri di risposta di Fourier, in superficie e a profondità intermedie nel sottosuolo;
- l'andamento con la profondità dei valori massimi di accelerazione, tensione e deformazione di taglio.

I codici di calcolo utilizzati in questo studio sono per la modellazione 1D, EERA (Idriss e Sun, 1992), per quella 2D, LSR 2D della Stacec srl (http://www.stacec.com/).

Analisi 1D: il codice EERA. Il codice EERA elabora le analisi di calcolo in un semispazio che si riferisce ad un modello discreto a masse concentrate. In particolare, gli strati del deposito si schematizzano con una serie di masse concentrate in corrispondenza della superficie di separazione degli strati e collegati tra loro da molle e smorzatori viscosi. Il modello lineare visco-elastico fa riferimento al modello reologico di Kelvin-Voigt (molla e smorzatore viscoso in parallelo) nel quale si ipotizza che le onde di taglio si propagano con direzione verticale all'interno del deposito poggiante su bedrock. Nel modello lineare equivalente si ammette che il modulo di taglio G e il rapporto di smorzamento D siano funzione dell'ampiezza della deformazione di taglio γ. Nel programma di calcolo i moduli G e D si ottengono da iterazioni che sono funzione del livello di deformazione indotto in tutti gli strati; quindi non sono costanti ma variano fino a raggiungere un valore compatibile con il livello di deformazione indotto dal sisma. Il processo iterativo si interrompe nel momento in cui i valori di rigidezza e smorzamento calcolati sono compatibili con quelli indotti dalle deformazioni iniziali. In generale con otto iterazioni si ottiene una convergenza tra i valori calcolati e quelli iniziali. I risultati di un'analisi di amplificazione locale dipendono fortemente dall'uso che se ne intende fare. In particolare, se si sta effettuando una verifica dinamica della struttura, in campo non lineare, è necessario conoscere la funzione che rappresenta istante per istante il moto sismico presente al suolo, ossia la storia delle accelerazioni. Per esempio può essere utile l'accelerogramma in superficie, il suo spettro di Fourier o nel caso della progettazione i suoi spettri di risposta in accelerazione, velocità e/o spostamento in funzione di un valore prefissato di smorzamento critico. In generale da un'analisi di risposta sismica locale si ottengono:

- lo spettro di risposta in accelerazione, velocità e spostamento; parametro base della progettazione strutturale;
- la storia temporale delle accelerazioni in superficie; necessaria per una eventuale verifica dinamica di una struttura.

Analisi 2D: il codice LSR 2D. Il software LSR 2D (Local Seismic Response 2D) consente di effettuare un'analisi di risposta sismica locale con modellazione bidimensionale mediante un approccio agli elementi finiti, nel dominio del tempo, in tensioni totali, utilizzando un modello di sottosuolo alla Kelvin-Voigt simile come codice di calcolo al più noto QUAD 4M. Ma fra gli aspetti positivi si distingue per una consistente rapidità nell'elaborazione della mesh di calcolo utile in situazioni geologiche complesse come quelle della sezione in esame. Utilizzando un'analisi bidimensionale lineare equivalente a masse concentrate, il modello del sottosuolo viene discretizzato in una mesh di elementi di forma triangolare o, preferibilmente, quadrangolare, consentendo una efficace modellazione della variazione geometrica del contatto fra la copertura e il bedrock. La generazione della mesh è una delle fasi più delicate dell'analisi, dipendendo da essa sia l'accuratezza della soluzione e sia l'onere computazionale. In generale si può affermare che tanto più la mesh è fitta tanto più la soluzione è accurata e tanto maggiori sono il tempo e la memoria richiesta dall'elaborazione. L'utilizzo di una mesh eccessivamente grossolana si traduce in un filtraggio delle componenti di alta frequenza poiché le piccole lunghezze d'onda non possono essere adeguatamente modellate da nodi troppo distanti tra loro.

Viene perciò generalmente raccomandato di scegliere l'altezza h di ogni elemento in modo che risulti:

$$h \leq \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{5}\right)\frac{V_s}{f_{max}}$$

dove: h: passo della mesh; V_s: velocità di propagazione delle onde di taglio nel mezzo discretizzato; f_{max}: frequenza massima considerata nell'analisi (generalmente pari a 20-25 Hz).

Nel caso di studio la generazione della mesh è stata costruita con un approccio adattivo, in modo da preservare risorse di calcolo a favore dei punti di controllo identificati per l'ottenimento dei risultati di output (P34, P127, P159). Il passo mesh quindi passa da valori più elevanti partendo dal bedrock, pari a 4 metri, per poi attestarsi su valori inferiori, pari a un metro, in prossimità dei punti di controllo. L'equilibrio globale è espresso dal sistema di equazioni:

$$M\,\ddot{u} + C\,\dot{u} + K\,u = M\,\ddot{u}_b$$

dove: u è il vettore degli spostamenti nodali; M la matrice delle masse globale; K la matrice delle rigidezze globale; C la matrice di smorzamento globale; $\ddot{u}_b$ la storia temporale dell'accelerazione di input.

Le equazioni vengono risolte tramite integrazione diretta nel dominio del tempo con il metodo di Newmark ed in modo particolare con il metodo CAA (Constant Average Acceleration) che è stabile e non introduce alcun damping numerico. Il moto sismico di input $\ddot{ub}$ viene applicato simultaneamente a tutti i nodi della base del bedrock sotto forma di onde di taglio e/o onde di compressione con direzione di propagazione verticale.

In ogni problema di propagazione di onde sismiche, parte dell'energia si allontana indefinitamente dalla regione di interesse verso il semispazio circostante. L'estensione finita della zona discretizzata comporta necessariamente la presenza di confini che devono modellare il più accuratamente possibile questa aliquota di energia persa per radiazione. Questo è possibile attraverso l'applicazione di smorzatori viscosi anche ai lati del modello, simulando dunque le perdite per radiazione di energia appena evidenziate. Nel nostro modello questo accorgimento non è stato necessario poiché la sezione geologica B-B', oggetto di modellazione, presenta un chiusura totale su bedrock su entrambe le frontiere laterali (AA.VV., 2014) (Fig. 2). La non linearità del terreno viene tenuta in conto attraverso l'esecuzione di analisi lineari equivalenti. Le proprietà dissipative del terreno sono modellate attraverso la matrice di dissipazione C. Essa deriva dall'assemblaggio delle matrici di dissipazione dei singoli elementi calcolate secondo la formulazione di Rayleigh completa:

$$C_i = \alpha_{Ri} M_i + \beta_{Ri} K_i$$

dove α_{Ri} e β_{Ri} sono i coefficienti di Rayleigh ed Mi, Ci e Ki le matrici locali del singolo elemento.

L'adozione di una formulazione alla Rayleigh comporta uno smorzamento dipendente dalla frequenza che può condizionare in maniera sensibile i risultati di un'analisi numerica. Per minimizzare tale variazione per entrambi i codici di calcolo i coefficienti di Rayleigh vengono calcolati in funzione di due frequenze naturali dell'intero deposito, ωn e ωm:

$$\alpha Ri = \xi i\,\frac{2\,\omega m * \omega n}{\omega m + \omega n} \qquad \beta Ri = \xi i\,\frac{2}{\omega m + \omega n}$$

in cui: ξi è il rapporto di smorzamento viscoso dell'i-esimo elemento finito; $\omega m = \omega 1$ prima frequenza naturale di vibrazione del deposito di terreno; $\omega n = n\,\omega_1$ essendo n l'intero dispari che approssima per eccesso il rapporto tra la frequenza predominante dell'input sismico ω_{IN} e la frequenza ω_1.

Il software LSR 2D richiede in input, per ciascun materiale, i seguenti parametri:

- il peso dell'unità di volume, modulo di taglio e smorzamento a basse deformazioni, coefficiente di Poisson delle unità litotecniche;
- la curva di attenuazione con il livello di deformazione tangenziale del modulo di rigidezza, normalizzata rispetto al valore iniziale;
- la curva di variazione del rapporto di smorzamento con il livello di deformazione tangenziale;
- la costante α per il calcolo del valore caratteristico della deformazione tangenziale a partire dal valore massimo di $\gamma(t)$ (in genere pari a 0.65).

In uscita il codice fornisce:

- le accelerazioni massime in tutti i nodi della mesh;
- gli sforzi e le deformazioni tangenziali massime in ciascun elemento;
- la storia temporale dell'accelerazione nei nodi selezionati (componenti verticali e orizzontali).

Risultati. I risultati presentati si riferiscono a tre verticali sulla sezione BB' (Preturo-Macchione) identificati dalle sigle P34, P127, P159 (Fig. 2).

Il punto P34 è stato posto in vicinanza del bordo ovest della Sezione B-B'. La stratigrafia correlata è congruente alla MOPS 2024 (Fig. 2), caratterizzata dalla presenza di coperture appartenenti ai depositi di COL (E7), FAL (ZZ), ANT (G) al di sopra di serie composte dalle stesse associazioni litotecniche delle MOPS precedentemente descritte (AA.VV, 2014; Regione Abruzzo, 2012).

Il punto P127 è posto nel mezzo della valle, rappresenta la condizione più prossima alla modellazione puramente monodimensionale. La stratigrafia corrisponde a quella della MOPS 2026 (Fig. 2), che è simile a quella della MOPS 2024, variando però spessori e valori medi delle Vs (AA.VV, 2014; Regione Abruzzo, 2012).

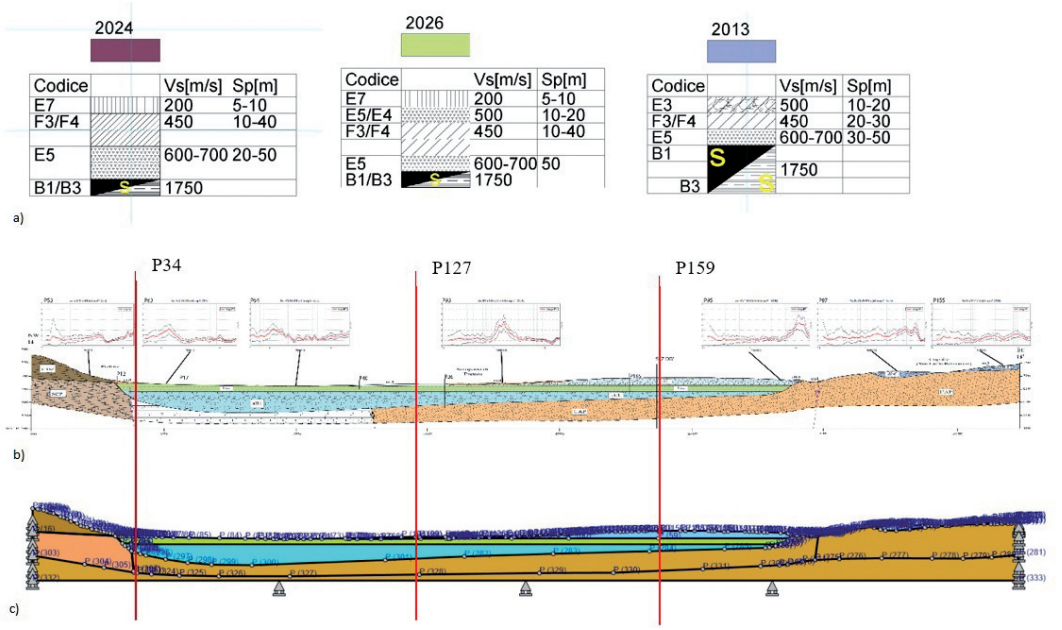


Fig. 2 – a) Stratigrafie MOPS utilizzate nella modellazione 1D e 2D (B1 - rocce stratificate strutturalmente ordinate; B3 - rocce stratificate costituite da alternanze ordinate di livelli lapidei e livelli pelitici (con contrasto di competenza); E3 - ghiaia-sabbiosa; E5 - sabbia-ghiaiosa; E7 – limo-sabbioso; F3 – limo – argilloso; F4 - argilla – limosa (AA.VV., 2014); b) sezione geologica B-B' (Preturo-Macchione), AA.VV., 2014; c) sezione B-B': uscita grafica della mesh ottenuta con il software LSR 2D.

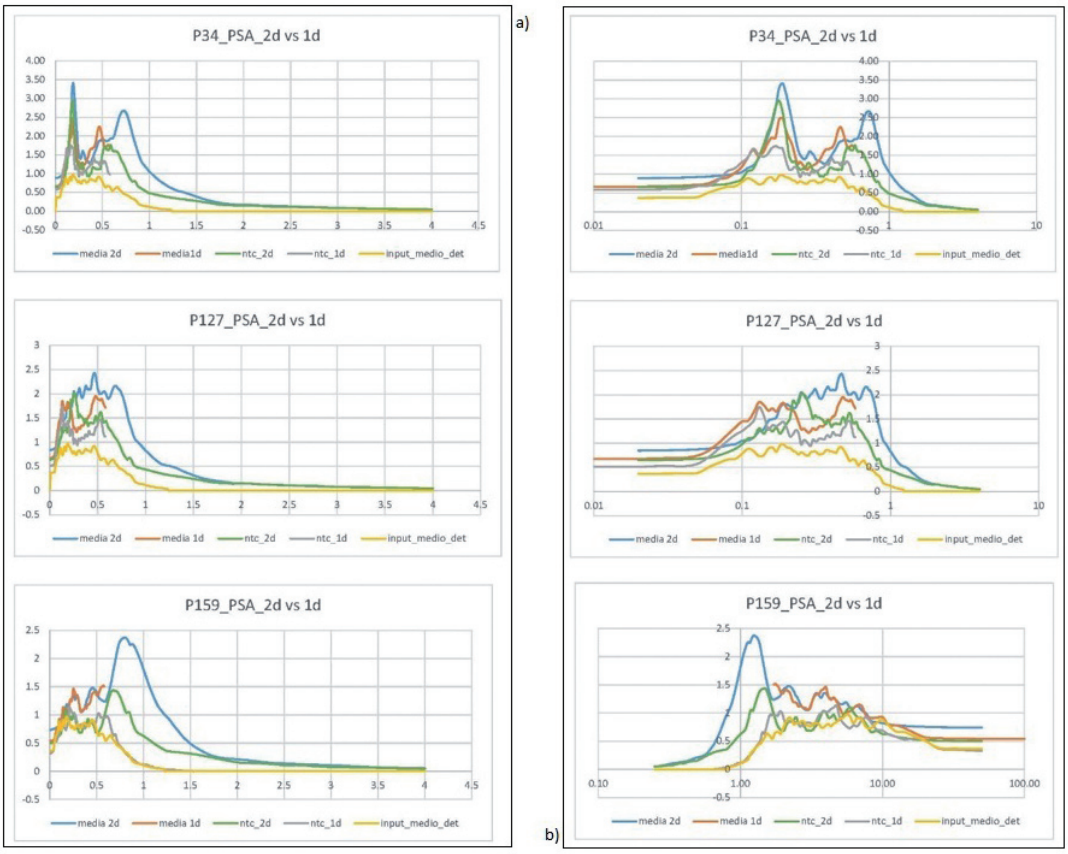


Fig. 3 – Confronto dei diagrammi di output degli spettri di risposta in PSA (pseudo- accelerazione) in funzione del periodo (colonna a) e della frequenza (colonna b) relativi ai risultati preliminari per le tre verticali analizzate (P34, P127, P159) nelle modellazioni numeriche 1D e 2D. La curva rossa indica la media degli output DET_1, DET_2, DET_3 della modellazione1D, quella blu indica la media nella modellazione 2D, la grigia e la verde indicano rispettivamente l'output dell'input NTC in 1D ed in 2D mentre le curva gialla indica l'input medio DET_1, DET_2, DET_3 imposto al bedrock (Gruppo di Lavoro MS–AQ, 2010).

Il punto P159 è localizzato in vicinanza del bordo est della sezione sulla MOPS 2013 (Fig. 2) costituita da unità litotecniche C1, E2, E3, E4, E5, E6 dell'unità AT1, sovrapposte al substrato rigido o su unità F3, F4 di LAC e E5 di ALL1, con spessori e rapporti variabili (AA. VV, 2014; Regione Abruzzo, 2012). Sono state assegnate alle unità litotecniche delle MOPS (AA.VV, 2014) le curve $G/G_0 - \gamma$ e $D - \gamma$ del Gruppo di lavoro MS (2008). Per le sabbie la curva proposta da Seed e Idriss (1970) è stata assegnata alle unità litotecniche E3, E4, E5 e E7 (Regione Abruzzo, 2012). Per le argille la curva proposta da Seed e Sun (1989) è stata assegnata alle unità litotecniche F3 e F4 (Regione Abruzzo, 2012). Per il bedrock è stata utilizzata la formulazione standard rispettivamente per i due codici di calcolo EERA (Idriss e Sun, 1992) e LSR 2D (http://www.stacec.com/).

Conclusioni. Numerosi sono i casi in letteratura di analisi numeriche e sperimentali che hanno affrontato i fenomeni di amplificazione locale conseguenti agli effetti topografici e a quelli di bordo nelle valli. Nel nostro caso il confronto tra gli spettri di risposta ed i massimi in ampiezza in output relativi ai modelli 1D e 2D è in buon accordo in corrispondenza della zona centrale della valle (P127), dove non sono presenti irregolarità morfologiche e stratigrafiche (Fig. 2). Mentre tale confronto evidenzia variazioni nei valori in corrispondenza delle estremità

della valle (P34, P159) (Fig. 2), soprattutto in termini di frequenza, registrando un aumento in ampiezza e nel contenuto in energia alle frequenze più basse, fenomeno dovuto principalmente alla focalizzazione delle onde sismiche (Fig. 3).

I risultati delle modellazioni 1D e 2D evidenziano una notevole corrispondenza tra le frequenze di risonanza dei depositi di riempimento ottenute con numerose misure di microtremore effettuate nell'area e quelle calcolate dalle simulazioni numeriche 1D e 2D. Tale corrispondenza conferma la bontà del modello geologico-geotecnico validando così la configurazione geometrica del sito (andamento della profondità del bedrock, spessore costante e andamento suborizzontale dei depositi di riempimento nel centro della valle), i valori di Vs stimati e l'impostazione del modello geotecnico-geofisico per il codice di calcolo LSR 2D (parametri geotecnici fin ad ora utilizzati) (Fig. 3).

Bibliografia

AA.VV.; 2014: Progetto Pilota per la Microzonazione Sismica di Livello 1 del Comune di L'Aquila, zona Preturo-Sassa. Regione Abruzzo

Gruppo di lavoro MS; 2008: *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e Dvd

Gruppo di Lavoro MS–AQ; 2010: *Microzonazione sismica per la ricostruzione dell'area aquilana*. *Regione Abruzzo* - Dipartimento della Protezione Civile, L'Aquila, 3 vol.

Hudson M.B., Idriss I.M. e Beikae M.; 1993: QUAD4M – *A computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures*. Center for Geotech. Modeling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California, Davis.

Idriss I.M., Lysmer J., Hwang R. e Seed B.H.; 1973: *Quad4 A computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures*: Open Report, University of California, Berkeley.

Idriss I.M. e Sun J.I.; 1992: *SHAKE91 – a computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soils deposits*. University of California, Davis.

Regione Abruzzo; 2012: Linee guida: standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica, specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici ed informatici relativi al primo livello delle attività di Microzonazione Sismica – Versione 1.2 L'Aquila, 30 Luglio 2012.

Sabetta F. e Pugliese A.; 1996: *Estimation of response spectra and simulation of non-stationary earthquake ground motions*. Bull. Seism. Soc. Am., **86**, 337-352.

Seed H.B. e IDRISS I.M.; 1970: *Soil Moduli and damping factors for dynamic response analysis*. EERC-Report 70-10, Berkeley, California.

Seed H.B. e Sun J.H.; 1989: *Implication of site effects in the Mexico City earthquake of September 19, 1985 for Earthquake-Resistant Design Criteria in the San Francisco Bay Area of California*. Report No. UCB/ EERC-89/03, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

sessione 2.3

Strumenti ed azioni per la mitigazione del rischio sismico

Convenor: M. Dolce e L. Martelli

GLI INTERVENTI DI RIDUZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE PER LA RICOSTRUZIONE POST SISMA EMILIA 2012

A. Amadori[1], V. Fioravante[2], A. Ghinelli[3], D. Giretti[2], L. Martelli[4]
[1] Regione Emilia-Romagna, Servizio Tecnico di Bacino Romagna, Forlì, Italia
[2] Dipartimento di Ingegneria Civile, Università degli Studi di Ferrara, Italia
[3] Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Università degli Studi di Firenze, Italia
[4] Regione Emilia-Romagna, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Bologna, Italia

Premessa. Com'è noto, le scosse principali del 20 maggio (M_L=5,9) e del 29 maggio (M_L=5,8) della sequenza sismica padana del 2012 hanno causato anche diffusi effetti di liquefazione in un vasto territorio, compreso tra la bassa pianura modenese, il settore occidentale della provincia ferrarese e l'oltrepo mantovano. I maggiori effetti sono stati osservati in provincia di Ferrara, in particolare a S. Carlo, frazione di S. Agostino, e a Mirabello (Fig. 1), dove la liquefazione degli orizzonti sabbiosi del sottosuolo ha causato l'inagibilità di interi settori dei centri abitati (Fioravante e Giretti, 2012; Crespellani *et al*., 2012). Diffusi e copiosi effetti sono stati rilevati anche in alcune frazioni del Comune di Cento (FE), a S. Felice sul Panaro (MO), a Cavezzo (MO) e a Moglia e Quistello in provincia di Mantova. Si è trattato per lo più di risalita e fuoriuscita di sabbia attraverso vulcanelli, fratture del terreno e pozzi per acqua. Ai piani inferiori degli edifici sono stati osservate fuoriuscite di sabbia anche attraverso gli scarichi dei sanitari. Localmente, sui dossi fluviali e sui rilevati arginali, si sono verificati anche fenomeni di espansione laterale. Non sono stati osservati fenomeni di fluidificazione.

Dal confronto tra la distribuzione di questi fenomeni e le mappe geologiche e dalle indagini geotecniche risulta che la maggior parte degli effetti si sono verificati in corrispondenza di dossi e sistemi di paleoalvei e paleocanali originati dall'attività deposizionale dei fiumi Secchia, Panaro e Reno (Fig. 2); decisamente meno frequenti gli effetti nelle aree in cui i depositi sabbiosi del sottosuolo sono dovuti all'attività deposizionale del Po (Calabrese *et al*., 2012; Martelli e Romani, 2013).

Le analisi granulometriche, effettuate su campioni di sedimenti fuoriusciti in superficie e su campioni prelevati durante le indagine geotecniche, e le prove di permeabilità in sito hanno evidenziato che i terreni liquefatti e liquefacibili di questo settore della Pianura Padana sono sabbie fini e sabbie limose con permeabilità dell'ordine di $10^{-4} \div 10^{-5}$ m/s, per lo più a profondità comprese tra -2 m e -13 m (Calabrese *et al*., 2012; Facciorusso *et al*., 2012; Martelli e Romani, 2013; Colombi *et al*., 2014).

Le verifiche del rischio di liquefazione effettuate successivamente agli eventi sismici e alla manifestazione degli effetti cosismici e il confronto tra i parametri geotecnici delle prove penetrometriche realizzate prima e quelle realizzate dopo la liquefazione (Martelli e Romani, 2013) hanno evidenziato che la liquefazione non ha prodotto un apprezzabile addensamento delle sabbie e l'occorrenza di liquefazione è tuttora presente, anche nei siti dove questa è avvenuta.

I contributi per la mitigazione del rischio di liquefazione. Vista la rilevanza e diffusione degli effetti di liquefazione, per la prima volta in Italia, il Commissario delegato per la ricostruzione-Presidente della Regione Emilia-Romagna, con le ordinanze n. 51, n. 57 e n. 86 del 2012, ha reso disponibili contributi economici per realizzare interventi di mitigazione del rischio di liquefazione. Tali ordinanze prevedono la possibilità di un aumento, fino al 15%, del costo convenzionale di riparazione/ricostruzione di edifici gravemente danneggiati (esito E delle verifiche di agibilità), in siti in cui si sono verificati effetti di liquefazione; recentemente, per edifici adibiti ad attività produttive, la possibilità di incremento è stata elevata fino al 50% (Ordinanze del Commissario delegato per la ricostruzione-Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 16/2015 e n. 36/2015).

Per ottenere tali contributi i progettisti devono documentare, nel sito d'interesse, la presenza di effetti di liquefazione a seguito dei terremoti di maggio-giugno 2012, verificare l'entità di rischio di liquefazione (valore dell'Indice Potenziale di Liquefazione e distribuzione del



Fig. 1 – Esempi di effetti di liquefazione a seguito del terremoto M_L=5.9 del 20 maggio 2012: a) Mirabello, b) e c) S. Carlo.

Fattore di Sicurezza alla Liquefazione lungo la verticale di indagine) in caso di nuove scosse e presentare un progetto di mitigazione di tale rischio. Nei centri abitati di S. Carlo e Mirabello, data la diffusione degli effetti e visti i risultati delle indagini che hanno dimostrato la presenza diffusa di rischio di liquefazione, con DD 12418/2012 sono state perimetrate le aree in cui non occorre documentare né l'avvenuta liquefazione né la presenza del rischio ed è sufficiente presentare il progetto di intervento; in tali aree il contributo concesso è massimo (15%).

Utili riferimenti per la localizzazione dei siti in cui sono stati osservati effetti di liquefazione sono la cartografia delle microzone omogenee in prospettiva sismica dello studio di microzonazione sismica per la ricostruzione post terremoto (Allegato 1.4; http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-) e la cartografia di sintesi degli effetti ambientali a cura di EMERGEO-INGV (http://www.esriitalia.it/emergeo/; v. anche il rapporto disponibile in http://emergeo.ingv.it/rapporti-di-attivita.html).

Per una valutazione, a scala territoriale, della distribuzione delle aree a maggiore rischio di liquefazione è utile consultare la cartografia dei fattori di amplificazione e del rischio di liquefazione dello studio di microzonazione sismica per la ricostruzione post terremoto (Allegato 1.5; http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-).

Per favorire la realizzazione di tali interventi sono state pubblicate indicazioni sulle tecniche di mitigazione ritenute più idonee in base alle caratteristiche geologiche locali (DD 12418/2012; Fig. 3) e linee guida sulle indagini geotecniche da effettuare a supporto dei progetti (DD 1105/2014).

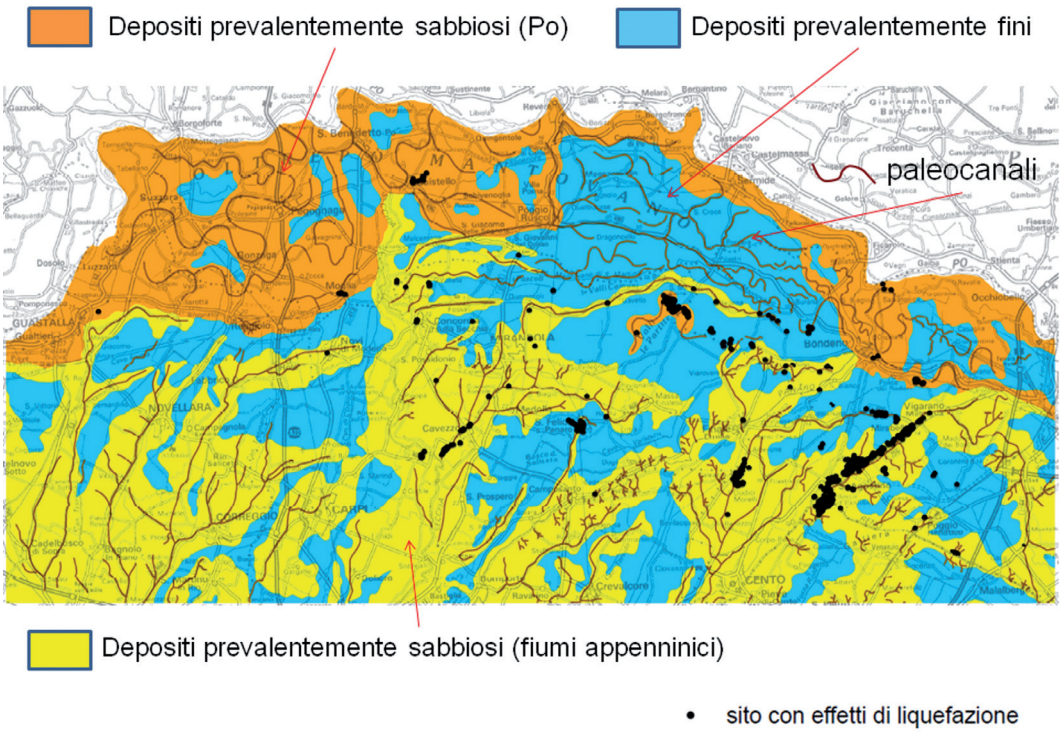


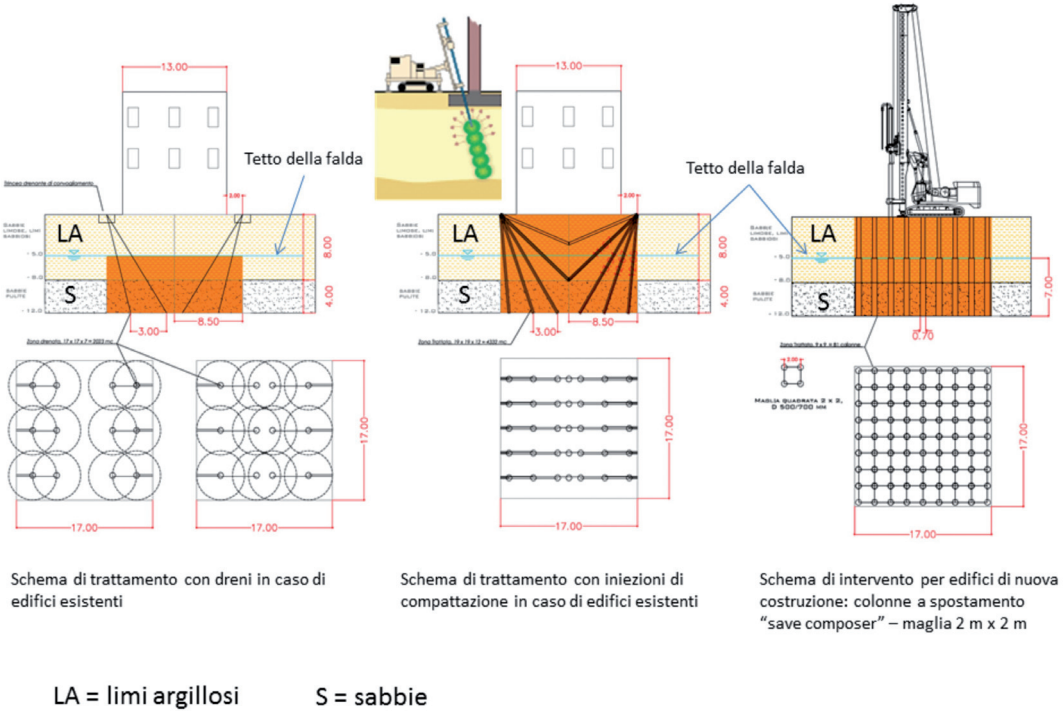
Fig. 2 – Mappa dei siti in cui sono stati rilevati effetti di liquefazione a seguito dei terremoti di maggio-giugno 2012.

Situazione ad oggi dei progetti presentati. Al momento della presentazione di questa nota, fine settembre 2015, sono state presentate 95 domande di contributi per interventi di mitigazione del rischio di liquefazione. Di queste, 65 avevano i requisiti richiesti (danni gravi, effetti osservati e presenza del rischio di liquefazione) mentre le restanti 30, nonostante nella maggior parte dei casi fosse documentata la presenza del rischio, erano relative a siti in cui non sono stati rilevati effetti di liquefazione.

Nel primo anno post-sisma (periodo giugno 2012-maggio 2013) le domande di contributi presentate sono state appena 5; a questo proposito è però importante tenere presente che le prime ordinanze di finanziamento degli interventi di mitigazione del rischio di liquefazione sono state emanate nell'ottobre 2012. Dal giugno 2013 al maggio 2014 (secondo anno) il numero delle domande presentate è stato di 37 e altrettante sono state le domande presentate dal giugno 2014 al maggio 2015 (terzo anno); infine, da giugno 2015 a settembre 2015, vale a dire in 4 mesi, sono state presentate le restanti 16 domande.

I progetti approvati e in via di approvazione sono suddivisibili come segue.

- Più della metà (54%) hanno previsto la realizzazione di *dreni verticali*. Questo tipo di intervento (passivo), pur non migliorando le proprietà meccaniche del terreno, se ben dimensionato riduce fortemente la probabilità di liquefazione poiché limita lo sviluppo delle sovrappressioni interstiziali in caso di terremoto. Il frequente ricorso a questa tecnica è senz'altro dovuto ai costi contenuti e alla facilità di realizzazione in caso di demolizione e ricostruzione.
- Nel 20% dei casi i progetti presentati hanno previsto la realizzazione di *fondazioni profonde* (soprattutto pali, in minor misura micropali), finalizzate al superamento degli strati potenzialmente liquefacibili e al trasferimento dei carichi delle strutture in elevazione a strati di terreno profondi e stabili in caso di sisma. Questo tipo di intervento può risultare particolarmente oneroso perché, gli orizzonti liquefacibili sono generalmente presenti



Schema di trattamento con dreni in caso di edifici esistenti

Schema di trattamento con iniezioni di compattazione in caso di edifici esistenti

Schema di intervento per edifici di nuova costruzione: colonne a spostamento "save composer" – maglia 2 m x 2 m

Fig. 3 – Rappresentazione schematica di alcuni degli interventi di mitigazione del rischio di liquefazione ritenuti più idonei in base alle caratteristiche geologiche locali (da DD 12418/2012).

fino a profondità di circa 12÷13 m, rendendo quindi necessaria la progettazione di pali particolarmente lunghi, a fronte di carichi superficiali in genere modesti.

- La tecnica del *compaction grouting* è stata adottata in circa l'8% dei progetti. Il ricorso a questo tipo di intervento, tra i più efficaci in quanto induce addensamento del terreno con conseguente incremento della resistenza ciclica, è risultato piuttosto limitato sia a causa degli elevati costi di realizzazione sia perché l'approvazione dell'intervento è subordinata all'esecuzione di un campo prova che ne consenta il dimensionamento e certifichi l'efficacia (in alcuni casi gli esiti dei campi prova hanno indotto i progettisti ad adottare tecniche di mitigazione del rischio di liquefazione differenti). Inoltre il compaction grouting non è applicabile nel caso di orizzonti liquefacibili presenti a profondità inferiori di 5,5÷6 m perché potrebbe causare sollevamenti del piano campagna con conseguenti effetti dannosi agli edifici adiacenti (Idriss e Boulanger, 2008). Per un esempio di campo prova, realizzato per la verifica preliminare dell'efficacia di questa tecnica per un intervento di ricostruzione a S. Carlo (FE), si veda Colombi *et al*. (2015) in questo volume.
- Nell'8% dei progetti è stata prevista la realizzazione di *colonne in ghiaia vibrocompattate*, che in fase di realizzazione addensano il terreno e durante un sisma si comportano come dreni. Anche in questo caso il ricorso piuttosto limitato a questo tipo di intervento è dovuto al rischio di causare danni agli edifici adiacenti durante la vibrocompattazione.
- Il 5% dei progetti ha previsto la realizzazione di colonne di *jet grouting*, che, più rigide del terreno naturale presente tra esse, hanno la funzione di assorbire gran parte degli sforzi di taglio indotti dal sisma, con conseguente abbattimento delle deformazioni di taglio della sabbia e riduzione delle sovrappressioni interstiziali.
- Il 5% dei progetti ha previsto il ricorso ad *iniezioni di miscele di malte cementizie* mentre in due casi sono state proposte *iniezioni di miscele chimiche ecocompatibili* (v. D'Attoli

et al., 2015, in questo volume), con l'obiettivo, per entrambe le tecniche, di indurre cementazione dei grani e aumentare di conseguenza la resistenza ciclica del terreno trattato. In entrambi i casi è stata richiesta la realizzazione preliminare di campi prova per valutare l'efficacia dei trattamenti (capacità delle miscele iniettate di permeare il terreno e cementarlo) e per il dimensionamento degli interventi.

- Infine, la difficoltà di realizzare interventi nel sottosuolo per l'adiacenza di edifici ha comportato in un caso la necessità di ricorrere al solo *rinforzo delle fondazioni superficiali esistenti*.

I sintesi la scelta degli interventi di mitigazione del rischio di liquefazione per la ricostruzione post sisma nelle aree dei terremoti emiliani di maggio-giugno 2102 è stata fortemente condizionata dai costi, dalla difficoltà di progettazione e realizzazione, in particolare nei siti con edifici adiacenti, e dalla difficoltà di permeazione dei terreni da trattare.

Bibliografia

Calabrese L., Martelli L., Severi P.; 2012: *Stratigrafia dell'area interessata dai fenomeni di liquefazione durante il terremoto dell'Emilia (maggio 2012)***.** Atti del 31° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Potenza, 20-22 novembre 2012, sessione 2.2, 119-126.

Colombi A., Curli S., Ercolessi G., Loffredo G., Martelli L., Minghini F., Stevanin E., Veronese T., Zanetti D., 2014: *Analisi del rischio di liquefazione dell'area produttiva "Piccola e Media Industria" di Ferrara*. Atti del 33° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Bologna, 25-27 novembre 2014, sessione 2.2, 165-173.

Colombi A., Roversi M., Pallara E.; 2015: *Intervento di compaction grouting su un edificio residenziale danneggiato dal sisma emiliano del 2012 a San Carlo (FE) per la mitigazione del rischio di liquefazione: primi risultati di un campo prova*. In questo volume, sessione 2.3.

Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiai C., Renzi S., Vannucchi G.; 2012: *Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in Pianura Padana emiliana del maggio 2012***.** http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

D'Attoli M., Navi F., Occhi A., Gualerzi D., Occhi M.; 2015: *Liquefazione dei terreni in condizioni sismiche: metodo PRELIMIT™ per la mitigazione del rischio mediante iniezioni chimiche eco-compatibili*. In questo volume, sessione 2.3.

DD 12418/2012: *Approvazione degli elaborati cartografici concernenti la delimitazione delle aree nelle quali si sono manifestati gravi effetti di liquefazione a seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 e degli indirizzi per interventi di consolidamento dei terreni*. Determinazione del Dirigente del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna n° 12418 del 02/10/2012. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/interventi-per-la-ricostruzione-e-la-ripresa

DD 1105/2014: *Approvazione di "Indicazioni sulla documentazione tecnica da produrre a supporto della richiesta di contributi per interventi di consolidamento del terreno di fondazione in caso di riparazione, ripristino con miglioramento sismico o demolizione e ricostruzione di edifici dichiarati inagibili che abbiano riportato danni da liquefazione, a seguito della sequenza sismica che ha interessato la pianura emiliana nel maggio-giugno 2012"*. Determinazione del Dirigente del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna n° 1105 del 03/02/2014. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/interventi-per-la-ricostruzione-e-la-ripresa

Facciorusso J., Madiai C., Vannucchi G.; 2012: *Rapporto sulla risposta sismica locale e pericolosità di liquefazione a S. Carlo e Mirabello*. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

Fioravante V., Giretti D.; 2012: *Il caso di Sant'Agostino-San Carlo*. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

Idriss I.M., Boulanger R.W.; 2008: *Soil liquefaction during earthquakes*. Monograph MNO-12, Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, CA, 261 pp.

Martelli L., Romani M. (a cura di); 2013: *Microzonazione Sismica e analisi della condizione limite per l'emergenze delle aree epicentrali dei terremoti della Pianura Emiliana di Maggio-Giugno 2012 (Ordinanza del Commissario Delegato – Presidente della Regione Emilia-Romagna n. 70/2012)*. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia

PREVENZIONE SISMICA NELLA SCUOLA A 40 ANNI DAL TERREMOTO DEL FRIULI: IL PROGETTO PRESS40 PRESSO L'ISTITUTO STATALE DI ISTRUZIONE SUPERIORE MAGRINI MARCHETTI DI GEMONA DEL FRIULI (UD)

C. Barnaba[1], E. Contessi[2], M.R. Girardi[2]

[1] Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale – Centro di Ricerche Sismologiche, Udine, Italia

[2] Istituto Statale di Istruzione Superiore Magrini Marchetti, Gemona del Friuli (UD), Italia

Introduzione. Per ricordare i 40 anni dal tragico terremoto che colpì il Friuli nel 1976, l'Istituto Statale di Istruzione Superiore Magrini Marchetti (ISIS Magrini Marchetti) di Gemona del Friuli (UD) ha promosso il Progetto PRESS40, PREvenzione Sismica nella Scuola a 40 anni dal terremoto del Friuli.

L'Istituto non è nuovo a questo genere di iniziative, avendo partecipato durante l'anno scolastico 2013/2014, al progetto SISIFO [SISIFO, SIcurezza SIsmica nella FOrmazione scolastica, Peruzza *et al*. (2015)], finanziato dal MIUR – Ministero dell'Istruzione, dell'Università e della Ricerca, che ha coinvolto circa 40 insegnanti e oltre 400 ragazzi di scuole superiori di indirizzo scientifico e tecnologico, prevalentemente in Friuli Venezia Giulia e Veneto. Il progetto è stato ideato e coordinato dal CRS - Sezione "Centro di Ricerche Sismologiche" dell'OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, con la collaborazione dello SPRINT-Lab dell'Università degli Studi di Udine e della società di Ingegneria Numeria Consulting s.r.l. di Cremona. In tale progetto, gli insegnati dell'ISIS Magrini Marchetti hanno coinvolto tutte le classi dell'istituto, realizzando percorsi didattici specifici, finalizzati ad instaurare buone pratiche di sicurezza sismica negli ambienti di studio, di lavoro e di vita, e la conseguente ricerca di soluzioni migliorative. A tutti gli studenti e ai loro familiari è stata proposta la compilazione cartacea del questionario on-line sulla percezione del rischio sismico (http://terremototest.it, Crescimbene *et al*., 2015), e in ogni classe i docenti di Scienze Naturali hanno presentato in una lezione frontale il problema del rischio sismico e della sicurezza sismica.

Il coinvolgimento globale degli studenti ha visto le classi prime impegnate in una ricognizione dei punti critici della sicurezza in ambiente scolastico (vie di fuga ostruite, scatoloni in alto sugli armadi, librerie non ancorate alle pareti).

Le classi seconde hanno vagliato i propri ambienti domestici, i luoghi pubblici solitamente frequentati, evidenziando criticità facilmente risolvibili con un minimo di buona volontà e organizzazione.

Le classi terze hanno elaborato i dati raccolti mediante i questionari del *terremototest*, in base all'età e alla provenienza dei partecipanti. Per i residenti a Gemona del Friuli, a fronte di una pericolosità sismica da normativa molto elevata, il 55% della popolazione adulta (21-50 anni) ha una percezione della pericolosità sismica alta (il 32% molto alta), l'11% media e solo il 2% bassa. Nella fascia di età 14-16 anni (Fig. 1), la percezione di pericolosità sismica alta è invariata, minore la percezione di pericolosità molto alta (8%), mentre il 37% degli intervistati è convinto di vivere in un territorio a medio-bassa pericolosità (26% media e 11% bassa). Non ci sono grandi variazioni nella percezione per i ragazzi di 17-20 anni, invece è interessante notare che la popolazione con più di 50 anni (la popolazione che ha vissuto in prima persona l'esperienza del terremoto del 1976), ha la consapevolezza di vivere in un'area ad elevata pericolosità sismica (53% alta, 32% molto alta), tanto che la pericolosità bassa scompare del tutto.

Le classi quarte hanno utilizzato un sismografo a basso costo per tentare un monitoraggio sismico dell'istituto, coinvolgendo anche i docenti di informatica.

I ragazzi di quinta hanno approfondito alcuni aspetti della sismologia, come la risposta sismica locale, avvalendosi dell'esperienza maturata negli anni con le attività di tirocini estivi. Dal 2010 è infatti attiva la collaborazione tra l'istituto gemonese e l'OGS, attraverso la Sezione CRS, per attività di "Scuola Estiva e Tirocini", con approfondimenti sulle tematiche del

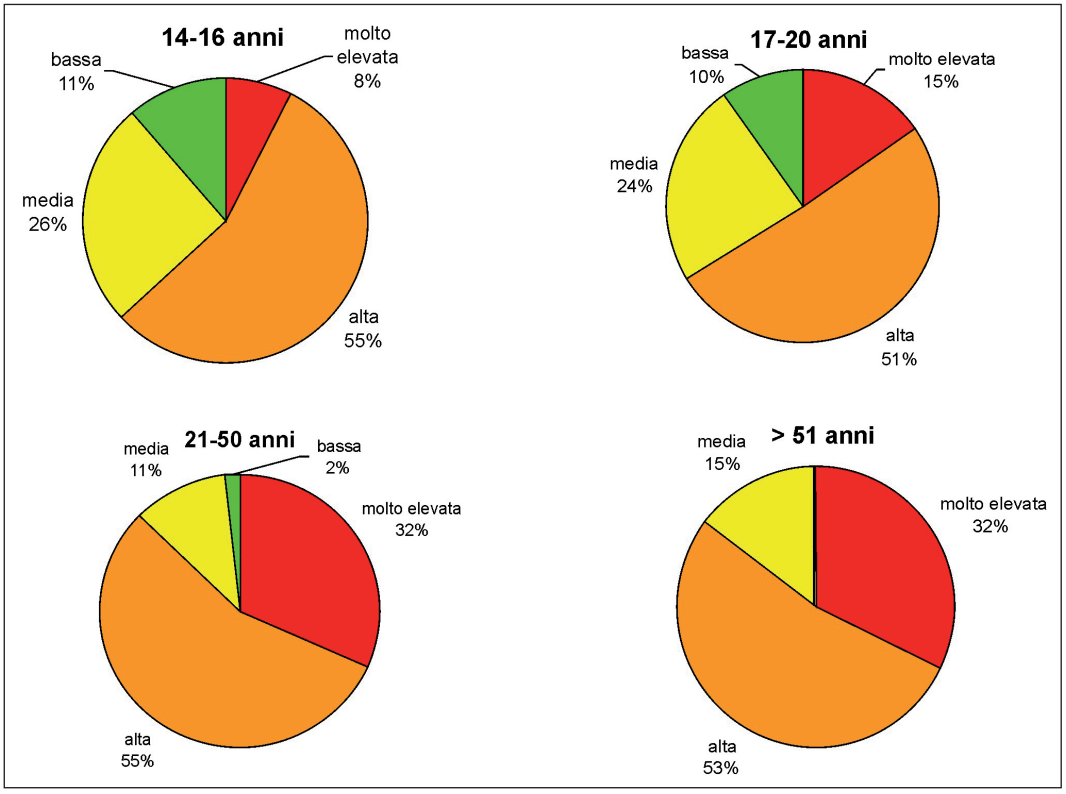


Fig. 1 – Risultati del Terremototest elaborati dai ragazzi per il Progetto SISIFO nel 2012. Il campione degli intervistati risiede a Gemona del Friuli, comune a pericolosità sismica molto alta. La popolazione studentesca (14-20 anni) evidenzia una percezione della pericolosità sismica sottostimata rispetto alla popolazione adulta, in particolare se confrontata con quanti hanno vissuto attivamente in prima persona l'esperienza del terremoto del 1976 (età > 50 anni).

"fenomeno terremoto" (Barnaba *et al*., 2013). In particolare, alcuni studenti hanno approfondito l'importanza degli studi di microzonazione sismica, quale strumento indispensabile per una concreta, sistematica e diffusa mitigazione del rischio sismico. Le problematiche trattate dagli studi di microzonazione sismica e cioè la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo, hanno avuto un forte sviluppo a livello scientifico negli ultimi anni, anche se la loro importanza era emersa già in epoca passata. L'attività della scuola estiva si pone un obiettivo ambizioso e poco comune per le attività di tirocinio negli istituti superiori: fornire ai ragazzi partecipanti esperienze e tecniche quotidianamente usate dai professionisti e che fino a pochi anni fa erano appannaggio dei soli ricercatori.

Dopo i primi studi che hanno coinvolto di volta in volta singoli studenti, nel 2012 un gruppo di nove ragazzi delle classi quinte ha partecipato alla raccolta di dati sismologici in 15 siti significativi nel comune di Gemona del Friuli. Durante la *Settimana del Pianeta Terra 2012*, gli studenti hanno acquisito i dati, elaborato e presentato presso la Sala Consiliare del Municipio il loro lavoro nella conferenza "Microzonazione Sismica: aggiornamento della banca dati del Gemonese". Tali indagini sismologiche sono state in seguito presentate come tesine all'Esame di Stato dagli studenti stessi ed esposte all' *EGU 2013* (Barnaba *et al*., 2013). Negli anni successivi l'approfondimento è stato allargato anche alla risposta sismica di alcuni edifici strategici, come la Casa dello Studente, monitorata dal Dipartimento di Protezione Civile attraverso l'Osservatorio Sismico delle Strutture e il campanile del Duomo, sempre a Gemona del Friuli.

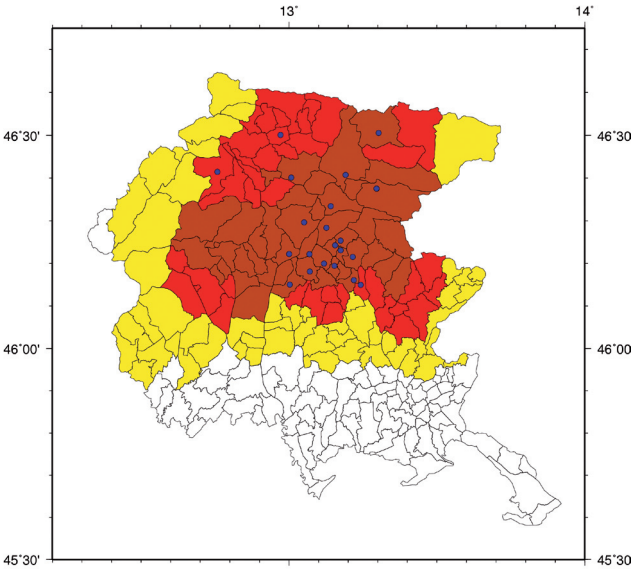


Fig. 2 – Mappa della distribuzione del danno per l'area friulana danneggiata dai terremoti del 1976 (somma degli effetti dei sismi di maggio e settembre). In marrone i 45 comuni definiti disastrati, in rosso i 42 comuni pesantemente danneggiati, in giallo i 52 comuni danneggiati. Mappa ridisegnata da Spagna (1996). I punti blu individuano i comuni coinvolti nel Progetto PRESS40.

Il Progetto PRESS40 avviato nell'anno scolastico 2015-2016 intende avvalersi della ricorrenza del 40° anniversario del terremoto del Friuli per contribuire alla diffusione della memoria storica e della cultura sismica nelle nuove generazioni, troppo spesso soggette ad un rapido oblio delle pregresse esperienze. La diffusione della cultura della prevenzione e della resilienza nella popolazione studentesca deve partire dalla consapevolezza di vivere in un paese sismico e che la convivenza col fenomeno terremoto è possibile.

Nella convinzione che i ragazzi apprendono più efficacemente se impegnati nel "fare" (Saraò *et al.*, 2013), il progetto PRESS40 punta al coinvolgimento diretto degli studenti promuovendo così la ricerca scientifica "sul campo". In ogni fase del progetto, dall'acquisizione dei dati in campagna, all'elaborazione in laboratorio, dalla stesura dei testi alla presentazione dei risultati, i veri protagonisti saranno i ragazzi. Per favorire ed incentivare la curiosità per quanto accaduto in occasione del terremoto del 1976, le aree studio sono state scelte nei comuni di residenza degli studenti stessi, per un totale di 21 comuni indagati, ricadenti per la maggior parte nell'area di massimo danneggiamento a seguito del sisma dal 1976 (Spagna, 1996; Fig. 2). I rilievi strumentali sono stati effettuati sul territorio comunale, presso i centri scolastici, siti strategici di particolare interesse per la comunità, utilizzando strumenti in grado di acquisire dati originali e utilizzabili dal mondo professionale e della ricerca per integrare le banche dati degli studi di microzonazione sismica.

La diffusione dei risultati dell'indagine, mediante esposizioni e lezioni tenute dagli studenti liceali agli allievi delle scuole monitorate e mediante convegni aperti alla cittadinanza ed agli amministratori dei Comuni studiati, ha la finalità di contribuire a diffondere la cultura sismica e sottolineare l'importanza della prevenzione.

Il progetto, realizzato in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS) di Trieste, ed in particolare con la Sezione "Centro di Ricerche Sismologiche (CRS)" con sede a Udine, mira anche a favorire la collaborazione tra la scuola e il mondo della ricerca ed a far crescere una diffusa consapevolezza sull'importanza della scienza e della tecnologia per la vita quotidiana e per la società.

Il Progetto PRESS40. Il Progetto si articola in quattro fasi, che coprono l'intero anno scolastico, coinvolgendo tutti i 77 studenti delle classi quinte del liceo scientifico dell'ISIS nell'a.s. 2015/16 e si pone in continuità con il progetto SISIFO, al quale gli stessi allievi hanno partecipato attivamente, elaborando i dati dei questionari sulla percezione del rischio sismico due anni prima, risultando pertanto già informati sul significato di pericolosità e sicurezza sismica.

La prima fase, propedeutica all'intero progetto, è consistita nel presentare ai ragazzi le iniziative da svolgere durante l'anno scolastico, definendo tempi e modi di sviluppo delle

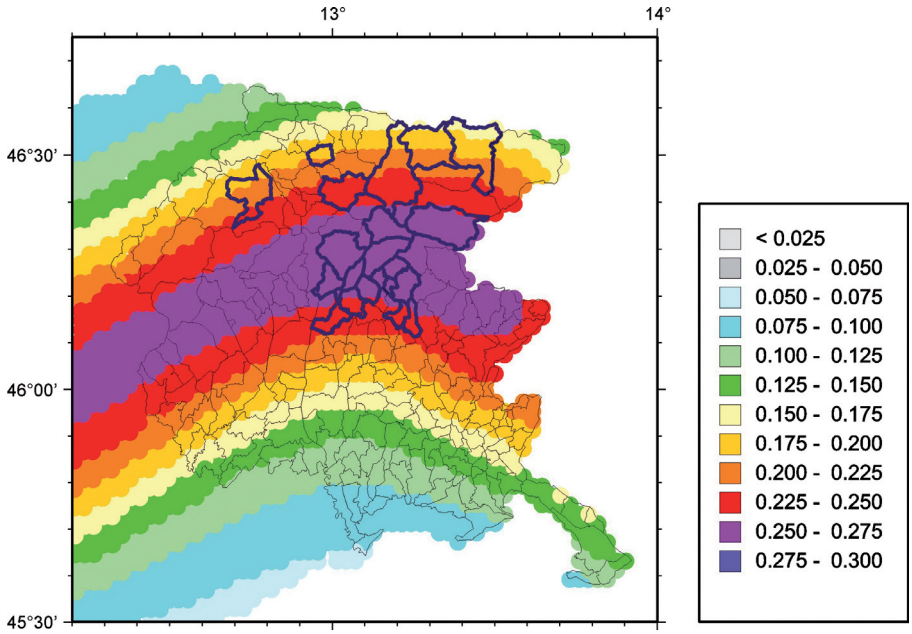


Fig. 3 – Mappa della pericolosità sismica con il 10% di probabilità di superamento in 50 anni della regione Friuli Venezia Giulia, dove i limiti dei comuni interessati all'indagine sismica del Progetto PRESS40 sono evidenziati in blu.

attività. In primo luogo è stato chiesto ai ragazzi di compilare un questionario per verificare il livello di conoscenze generali sui terremoti, sulle scale sismometriche ed il grado di consapevolezza della sismicità della zona in cui risiedono, dell'importanza della prevenzione in sismologia, del comportamento da tenere durante e dopo un terremoto. A tal proposito, anche quest'anno, nell'ambito delle attività per l'educazione al rischio sismico e le buone pratiche di sicurezza, tutto l'istituto aderisce alla manifestazione "Great Shake Out 2015", come ormai da tradizione consolidata. Successivamente, attraverso lezioni teoriche e seminari tenuti dai ricercatori del CRS, sono stati approfonditi gli aspetti teorici del fenomeno terremoto, il concetto di pericolosità e rischio sismico, le attuali attività di mitigazione degli effetti, l'importanza della microzonazione sismica. Sono state inoltre fornite informazioni operative sul progetto, sull'attività di rilevamento in campagna, sulle ricerche bibliografiche presso gli uffici tecnici dei comuni e nelle banche dati disponibili in rete. Dai primi di ottobre, in collaborazione con il CRS, è stata installata una stazione sismometrica dotata di sensore velocimetrico per la registrazione di terremoti di media intensità nei locali interrati della scuola adibiti ad archivio. La stazione trasmette i dati via GPRS in tempo reale alla sala sismica del CRS. Nel corso del Progetto PRESS40 è in programma l'acquisto di una stazione dedicata dotata di sensore accelerometrico e doppio collegamento sia verso la sala sismica del CRS sia al server presso l'istituto. In questo modo i ragazzi potranno accedere direttamente ai dati archiviati sul server locale per visualizzare in tempo reale le forme d'onda acquisite e scaricare le registrazioni di interesse.

La seconda fase del progetto è rappresentata dall'acquisizione e dall'elaborazione da parte dei ragazzi dei dati sismologici per quantificare la risposta sismica locale di particolari siti scelti.

L'attività di rilevamento ha riguardato 21 Comuni, che rientrano tra le località di provenienza degli studenti dell'istituto scolastico e che rappresentano un'ampia zona della provincia di Udine. In ogni località è stato esaminato un sito significativo, rappresentato dall'area su cui sorge il centro scolastico, in quanto, in caso di terremoto, le strutture scolastiche sono ritenute strutture

strategiche, fungendo da centro di raccolta per eventuali senza-tetto. Le località considerate per il rilevamento sono state Gemona del Friuli, Artegna, Magnano in Riviera, Montenars, Osoppo, Majano, San Daniele del Friuli, Buja, Tarcento, Reana del Roiale, Tricesimo, Forgaria nel Friuli, Trasaghis, Venzone, Ampezzo, Tolmezzo, Sutrio, Resia, Moggio Udinese, Pontebba, Malborghetto Valbruna (Fig. 3). Tali comuni costituiscono l'estesa area della provincia di Udine interessata dal disastroso sisma del 1976 e sono caratterizzati dai maggiori valori di accelerazione attesi secondo la mappa di pericolosità sismica vigente (MPS04), così come recepito dalla Ordinanza PCM 3519/2006.

L'attività di rilevamento è stata svolta di pomeriggio, per non interferire con le normali attività scolastiche sia dei ragazzi impegnati nell'acquisizione che dei centri scolastici monitorati. Gli studenti, in base ai comuni di provenienza, sono stati divisi in gruppi di 4-5 unità; guidati dai ricercatori del CRS e accompagnati dalle insegnanti di Scienze Naturali, hanno effettuato in prima persona le acquisizioni di dati geofisici (rumore sismico ambientale) utilizzando la strumentazione mobile fornita dal CRS.

L'elaborazione dei dati rilevati è attualmente in corso ed è effettuata dagli studenti dei singoli gruppi di lavoro, seguiti dai ricercatori CRS e dai docenti interni, nel laboratorio d'informatica della scuola, avvalendosi di programmi specifici. I dati acquisiti in questa fase saranno confrontati con i dati di terremoti registrati dalla stazione installata presso la scuola, e validati secondo le normali procedure di microzonazione sismica.

La terza fase del progetto è quella che impegnerà gli studenti nella diffusione dei risultati coinvolgendo sia la popolazione studentesca degli istituti scolastici investigati, sia la popolazione adulta attraverso seminari e manifestazioni nell'ambito della ricorrenza del 40esimo anniversario del terremoto del Friuli. A testimonianza del lavoro svolto, i risultati di tutte le indagini saranno raccolti in un volume dedicato dove, per ogni località studiata, sarà rilasciata una scheda riassuntiva che raccolga gli aspetti geologici e topografici di ciascun sito monitorato, utilizzando carte geologiche, tecniche e topografiche reperibili presso gli uffici tecnici comunali. Inoltre la scheda conterrà l'ubicazione delle nuove misure acquisite e i risultati dell'attività svolta.

Una parte importante del progetto è dedicata alla divulgazione dei risultati ottenuti, sia presso la popolazione scolastica che quella adulta, per stimolare l'interesse dei cittadini ed in particolare dei giovani alla ricerca scientifica e alla cultura geologica, mostrandone la diretta applicabilità allo studio del territorio e il suo ruolo strategico nella prevenzione delle catastrofi naturali. Nell'ambito delle manifestazioni in occasione della ricorrenza dei 40 anni dal terremoto del Friuli, durante la primavera 2016, non mancheranno convegni e manifestazioni in cui coinvolgere la cittadinanza e gli amministratori dei Comuni studiati, per esporre alla popolazione i dati ottenuti dal monitoraggio e sottolineare tutta l'importanza della prevenzione e le buone regole da seguire "in tempo di pace" per prevenire e limitare i nefasti effetti del terremoto.

Un aspetto molto importante del Progetto PRESS40 è il coinvolgimento degli studenti più giovani delle scuole secondarie di primo grado come destinatari di informazioni sui risultati ottenuti dall'indagine effettuata. Gli studenti liceali, autori della ricerca nel proprio comune di residenza, saranno i relatori delle conferenze con un ruolo da protagonisti secondo la modalità *peer education*. In tal modo la divulgazione diventa capillare e più efficace garantendo la totale copertura per ogni sede scolastica, soddisfacendo inoltre le numerose richieste di informazioni sul fenomeno terremoto da parte delle scuole. Nello stesso tempo, gli studenti-relatori, trovandosi coinvolti in prima persona, saranno più motivati ad approfondire le conoscenze di sismologia e geologia del territorio. I seminari conterranno una parte di "memoria storica" per fare partecipi anche i più giovani circa l'esperienza del terremoto del Friuli e una parte di esposizione dell'esperimento condotto nel corso del Progetto PRESS40. L'efficacia di tale metodo di trasferimento della conoscenza è comprovato da analoghe iniziative realizzate dall'ISIS Magrini Marchetti (*Spiegato d(ai) ragazzi*, anno scolastico 2014/15).

L'ultima fase del progetto prevede la valutazione di quanto svolto durante tutta l'attività progettuale. A tal fine sarà compilato un questionario di valutazione dagli studenti delle classi quinte protagonisti dell'attività, per verificare il livello d'informazioni acquisite, il grado di consapevolezza dell'elevata sismicità della zona e dell'importanza della prevenzione in sismologia.

I dati saranno rielaborati dai docenti interni coinvolti nel progetto e posti a confronto con quelli ottenuti nella fase propedeutica per una valutazione conclusiva.

Prospettive future e conclusioni. Allo stato attuale il Progetto PRESS40 è nelle sue fasi iniziali. Il questionario somministrato nella fase propedeutica ha evidenziato che molti studenti hanno conoscenze specifiche sui terremoti piuttosto imprecise o carenti (in media ogni allievo ha sbagliato il 30% dei quesiti) e persistenti conoscenze distorte o preconcetti in merito al rischio sismico ed alla pericolosità sismica nonostante il campione analizzato avesse partecipato due anni fa alle attività del progetto SISIFO. Questo evidenzia l'importanza di attività di diffusione della cultura sismica in un territorio che ha sperimentato in tempi recenti un forte terremoto, dato che tale esperienza è quasi sconosciuta alle giovani generazioni. Il confronto diretto con i ricercatori del CRS ha stimolato la curiosità dei ragazzi favorendo un efficace coinvolgimento nelle attività di campagna e nelle prime elaborazioni dei dati raccolti. Particolarmente stimolante si sta dimostrando la trattazione teorica degli argomenti di sismologia da parte dei docenti nelle ore curricolari e l'applicazione diretta con le elaborazioni dei dati acquisiti con il supporto dei ricercatori nelle ore pomeridiane. Il Progetto PRESS40 coinvolge i ragazzi dei corsi del Liceo Scientifico e del Liceo Scientifico delle Scienze Applicate e si prefigge di costruire una solida ed approfondita conoscenza del fenomeno terremoto, cercando di colmare le lacune e di sradicare le credenze erronee particolarmente diffuse nella popolazione scolastica. Al momento quindi, le attività sono concentrate nelle ore di Scienze Naturali e coinvolgono in prima persona solo i docenti di queste materie, ma un approccio multidisciplinare alla trattazione del rischio sismico è auspicabile per il futuro. In particolare, avvalendosi della stretta collaborazione tra l'ISIS Magrini Marchetti e l'OGS-CRS, della disponibilità di dati ottenuti presso la scuola e dell'esperienza acquisita durante le varie campagne di misura avviate nel corso degli anni sembra utile considerare il coinvolgimento, a nostro avviso strategico, dei docenti di altre discipline (Fisica, Tecnica delle Costruzioni, Progettazione ed Impianti, Informatica), affinché il terremoto non sia considerato un fenomeno naturale da studiare solamente da un punto di vista qualitativo, ma anche con un approccio sistematico e quantitativo, perché oramai gli strumenti e le esperienze sono consolidati.

Bibliografia

Barnaba C., Contessi E. and Girardi M.R.; 2013: *Geoscience Program for high school education: the Liceo Magrini Microzonation Experience (Liceo Scientifico Statale "Luigi Magrini", Gemona del Friuli, Udine, Italy)*. EGU General Assembly 2013, Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013-10626.

Crescimbene M., La Longa F., Camassi R., and Pino N.; 2015: *The seismic risk perception questionarie*, Geologicl Society, London, Special Publications, v. 419, first pubblished on Februaty 18, 2015, doi:10.1144/SP419.4.

Peruzza L., Saraò A., Barnaba C., Bragato P.L., Dusi A., Grimaz S., Malisan P., Mucciarelli M., Zuliani D. and Cravos C.; 2015: *Teach & Learn seismic safety at high school: the SISIFO project*, Boll. Geof. Teor. Appl., in press.

Saraò A., Barnaba C. and Peruzza L.; 2013: *Keeping focus on earthquakes al school for seismic risk mitigation of the next generations*. EGU General Assembly 2013, Geophysical Research Abstracts Vol. 15, EGU2013-10560.

Spagna E.; 1996: *Terre a Nordest –Friuli Venezia Giulia 1996 a vent'anni dal terremoto*. Zanier I. (Ed.), CRAF - Centro di ricerca e di archiviazione della Fotografia di Spilimbergo, Alinari, Pordenone.

STRUCTURAL IDENTIFICATION OF THE PIETRATAGLIATA CABLE-STAYED BRIDGE BASED ON AMBIENT VIBRATION TESTING

C. Bedon[1], A. Morassi[2]
[1] *Department of Engineering and Architecture, University of Trieste, Italy*
[2] *Department of Civil Engineering and Architecture, University of Udine, Italy*

Introduction. This paper presents the results of an experimental and theoretical investigation on the Pietratagliata cable-stayed bridge (Udine, Italy). Based on ambient vibration and local dynamic experimental results carried out in order to estimate the dynamic characteristics of the lower vibration modes of the bridge and the axial forces on the suspending cables, the structural identification is performed by means of a geometrically detailed, computationally expensive but refined Finite Element (FE) model, being the optimized configuration representative of an increasingly accurate manual tuning and model updating procedure. Based on the rather close agreement between EMA and FE results, the same optimized FE model (FE-OPT, in the following) is then used to investigate the sensitivity of the bridge dynamic properties to damage in the suspending cables.

The Pietratagliata bridge. The construction of the bridge was completed in 2007 and the infrastructure was opened to traffic in 2008. The bridge consists of a steel-concrete composite deck simply supported at the ends, a system of double-plane cables supporting the deck, and an inclined steel tower, see Fig. 1a.

The total length of the deck is 67 m, while the bridge width is 11.10 m, including two lanes and two lateral footways. The deck structure consists of 'Predalles' concrete panels and a reinforced concrete (RC) slab supported by two lateral steel girders and a longitudinal central beam. The lateral longitudinal and transverse girders have double-T cross-section, 1.27 m and 1.20 m height respectively, while for the central longitudinal girder a HEB500 type cross-section is used. The interaction between the RC slab and the upper flange of the longitudinal girders consists of welded steel stud connectors.

The bridge deck is supported on a RC pier on the National Route (NR) n.13 side and on a cast-in-place RC foundation block on the Pietratagliata side, see Figs. 1a and 1b. On the NR n.13 side, two unidirectional bearing supports are used to sustain the lateral girders. On the Pietratagliata side, conversely, the lateral girders are restrained by means of spherical hinges. Three groups of forestays on the upstream and downstream side of the bridge provide additional support to the deck. Each group of cables consists of four Dywidag bars which are connected to the main girders by means of special metal devices (see the detail of Fig.1c). Further backstays connect the steel tower to a RC foundation block. The tower consists of two inclined columns, having thin-walled circular cross-section 1.10 m in diameter (thickness 20 mm). The connection between the inclined columns is given by two additional thin-walled tubes, 0.50 m in diameter (thickness 15 mm). Special steel restraints are realized at the base of the steel tower, in order to reproduce the effect of spherical hinges.

Dynamic testing programme and methods. Dynamic testing was carried out in 2009. Both ambient vibration testing and local dynamic measurements on the cable system were carried out.

Ambient vibration testing. Among the tools currently available for structural investigations, dynamic techniques play an important role for several motivations. Based on the measurement of the response of a given structural system, dynamic techniques allow to identify the main parameters governing the dynamic behavior. Ambient measurements do not interfere with the normal service of the structure, and can also be repeated. Ambient vibration testing methods, moreover, are particularly suitable for flexible systems like suspension or cable-stayed bridges (Caetano and Cunha, 2011; Benedettini and Gentile, 2011; etc.), since the most significant modes of vibration in the low range of frequencies are excited with sufficient energy by the environmental actions only, hence a large number of normal modes can be identified from

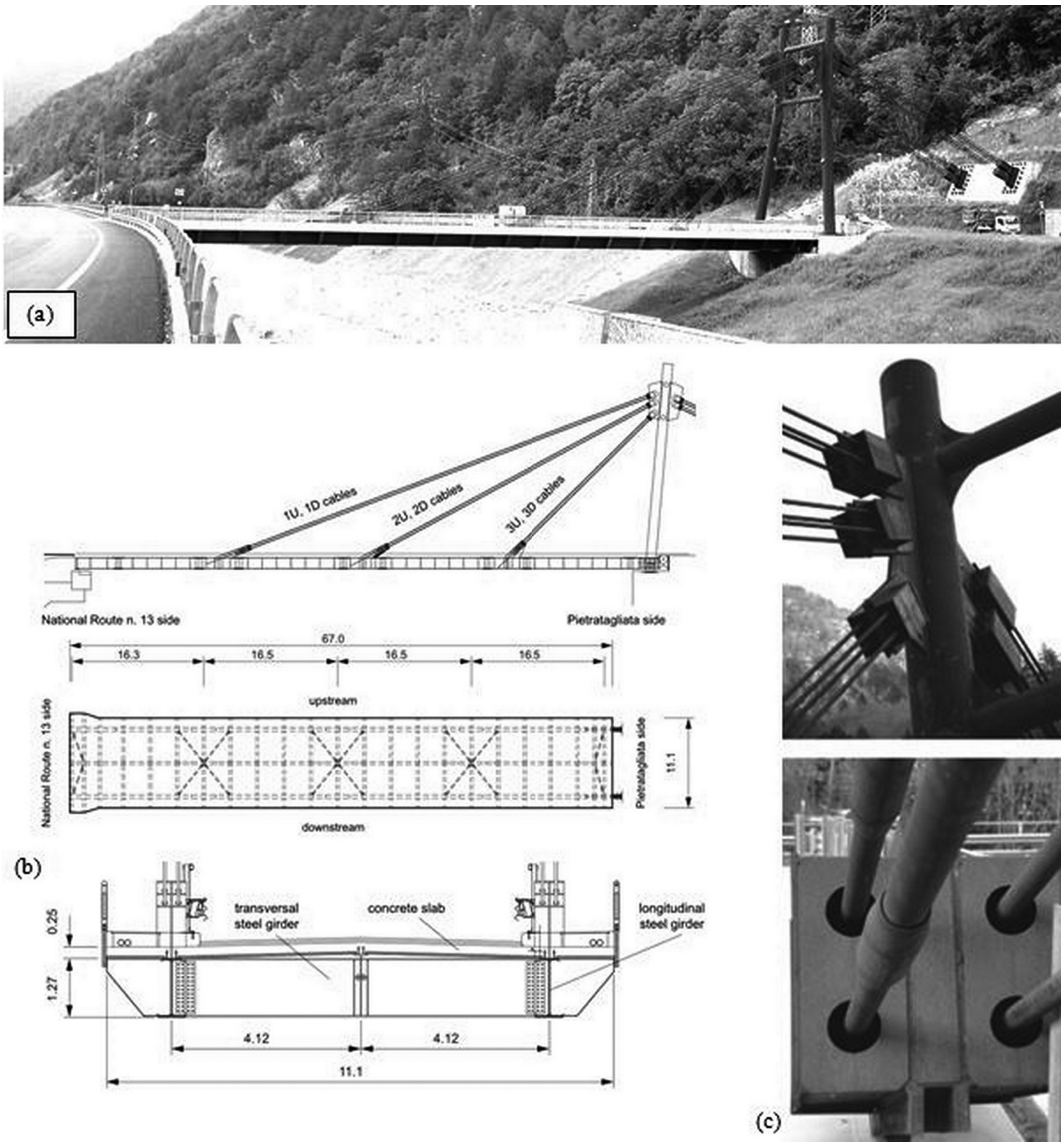


Fig. 1 – Pietratagliata bridge: a) general view; b) technical drawings with lateral view, plan and transversal cross-section (U= upstream; D= downstream); c) stays-to-tower and stays-to-deck connection details.

ambient vibration survey of these bridges. In this research project, ambient vibration testing was adopted to determine the dynamic characteristics of the bridge (with five-six cars per hour, approximately, the typical traffic entity). This working assumption for the experimental tests – strictly required by the Municipality of Pietratagliata – enabled the use of additional excitation sources and resulted in additional difficulty for the experimental analysis and interpretation of test measurements (Alaggio *et al.*, 2015). The instrumentation chain was based on a 16-channels data acquisition system, connected to a remote PC. The sensors consisted in 16 Sprengnether mono-axial servo-accelerometers operating in the frequency range 0-25 Hz. Each sensor was provided with a pre-amplifier having variable gain controlled by the remote computer. The signal was transmitted in differential modality to the acquisition system, where it was converted in single-ended modality to be filtered and passed to a 16-bit A/D converter, before being stored

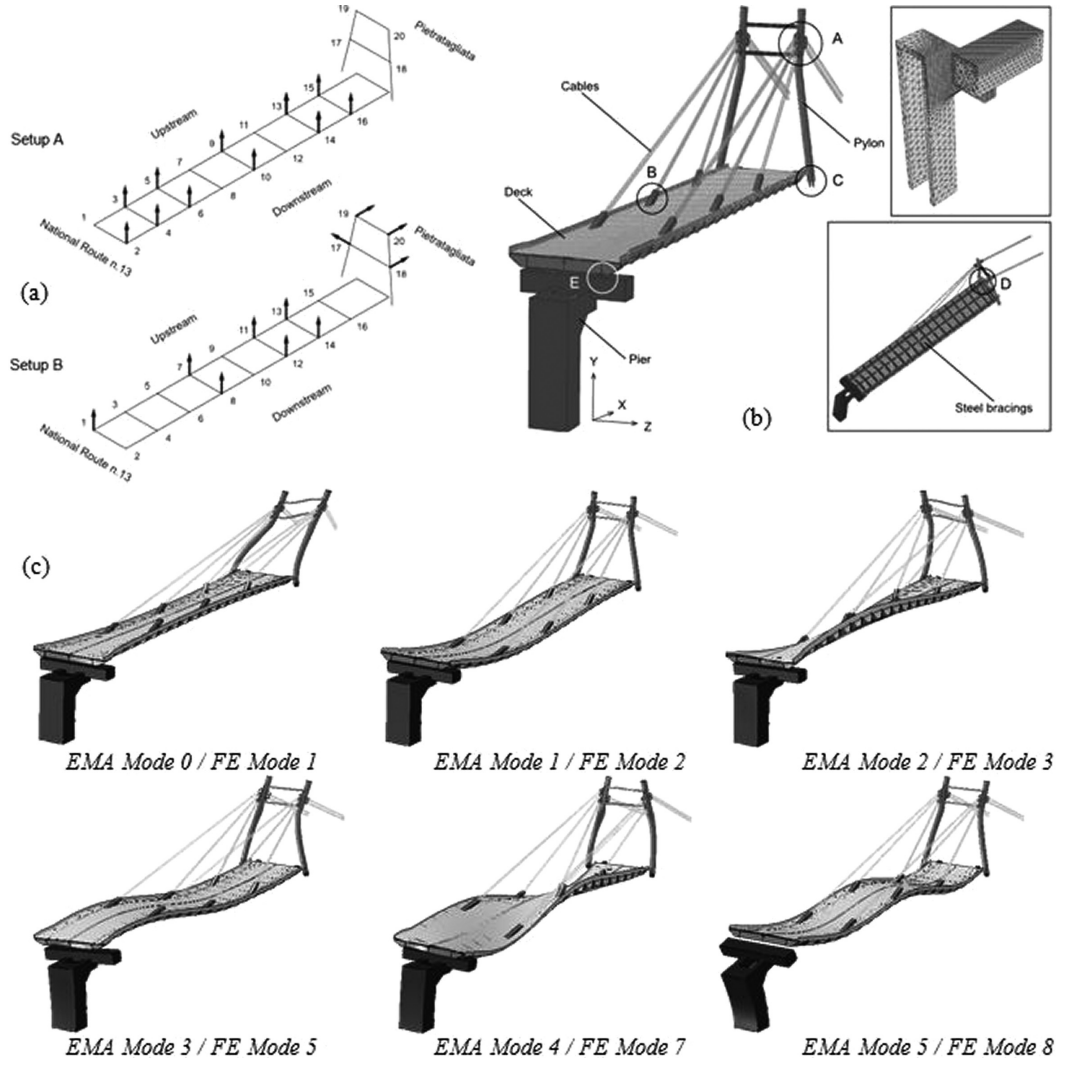


Fig. 2 – Dynamic experiments. a) instrumental layout; b) overview and details of the FE-OPT model (ABAQUS/Standard); c) 3D view of the identified modal shapes (ABAQUS/Standard).

in different formats. Based on the dynamic estimations obtained from preliminary FE studies carried out on a simplified numerical model of the bridge (Alaggio *et al.*, 2015), the instruments were located at 16 selected points, according to two different setups (Fig. 2a). Time acquisition during tests was set equal to 45', corresponding to about 1600 times the expected vibration period of the fundamental mode of the bridge. The sampling rate used during acquisition was 400 Hz. During post-processing analysis, the signal data were further decimated in time by a factor 10, giving a baseband for the analysis ranging till to 20 Hz. Natural frequencies, damping ratios and mode shape components were estimated by means of the Enhanced frequency Domain Decomposition (EFDD) technique available in the commercial software ARTeMIS (ARTeMIS Extractor Software, 2002). Several repeated identifications were performed separately, either on the same data set or on partial data using different baseband and different sets of data, so that the estimation of the detected vibration modes could be optimized. In the case of the damping factors, obtained from the experimental power spectral density measurements, the

values were calculated based on the identification procedure described in (Brincker *et al.*, 2011), that is by working on the inverse Fourier transform of the fully or SDOF auto-spectral density functions.

Dynamic estimation of the axial force on the cables. Further local ambient vibration measurements were carried out on all the supporting cables, with the goal of estimating the axial force acting on them. Dynamic tests were performed by collecting the transverse time-history acceleration of each cable on the vertical plane, at measurement points located at the thirds of each cable length, approximately. Time series of 1200 s were recorded in each experiment. All the cable natural frequencies were identified by computing the auto-spectrum of the acquired acceleration signals. Time series were low-pass filtered and decimated before computing the auto-spectrum via the modified periodgram method (Welch, 1967), for a resulting frequency resolution of about 5/100 Hz.

The first six cable frequencies were identified by computing the auto–spectrum of the acquired acceleration signals. Each cable was modelled as a uniform pinned-pinned Euler–Bernoulli straight beam, having (known) mass, density and bending stiffness, subjected to an unknown positive axial force. The axial force on each cable was estimated by means of a variational method. In particular, the optimal value of the axial force was determined so as to minimize the difference between a selected number of theoretical and experimental frequency values.

FE modelling approach an solving technique. A geometrically refined FE-model of the Pietratagliata Bridge was implemented by means of the ABAQUS/Standard computer package (Simulia).

Geometry and materials. Careful consideration was given to the geometrical description of the bridge components (e.g., deck, pylon, cables and pier), as well as to their reciprocal interaction, since of primary importance for the accuracy of the predicted mode shapes and frequencies of the bridge as a full structural system. 4-node stress/ displacement shell elements (S4R type) were used for the description of the bridge deck (82,000 elements) and the steel tower (29,000 elements). A free meshing technique was used, with average size of these elements equal to 0.15 m and 0.08 m for the deck and the pylon, respectively. Based on the techincal drawings of the bridge, the nominal thickness was then assigned to these shell elements. In the case of the deck, the structural interaction between the concrete slab and the longitudinal girders (e.g., where steel stud connectors are used) was described by means of *tie* constraints able to account for a rigid connection between the corresponding DOFs, along the bridge length. Beam elements (B31 type) with nominal geometrical properties were used for the double-L shaped metal bracings. Their self-weigth was described in the form of additional lumped masses at the beams ends. Further lumped masses distributed on the concrete slab of the deck were also used to take into account the self-weight of the asphalt layer and the lateral footways. The steel cables consisted in beam elements (B31 type) with nominal cross-sectional area (63.5 mm in diameter) and overall length derived from technical drawings. Lumped masses representative of half the self-weight of the cables were applied at the ends of each beam element. The cables were then connected to the steel tower and to the deck respectively by means of *join* connectors able to restrain possible relative displacements between the interested nodes. Careful consideration was paid to the geometrical description of the metal supports and devices (Fig. 2b, details A and B), so that local deformations and improper effects could be avoided. The so described deck and pylon were then properly restrained. In the case of the pylon (Fig. 2b, detail C), the metal devices at its base consisted in two inclined steel plates (80 mm in thickness) opportunely constrained, so that the typical base support could behave as a spherical hinge with respect to a local reference system. An analogous modelling approach was used for the description of the deck restraints of the longitudinal lateral girders on the RC abutment on the Pietratagliata side, see detail D in Fig. 2b. The RC pier on the NR n.13 side was finally modelled by means of 3D solid finite elements. Mesh size refinement required by the geometrical features of the pier

(Fig. 2b, box) resulted in 48,000 solid elements with average length 0.2 m. Possible soil-to-pier interaction was fully neglected, and the pier was rigidly restrained at its base. The mechanical interaction between the bridge deck and the RC pier (Fig. 2b, detail E), e.g. the unidirectional supporting devices, were described by means of *slot* connectors able to provide null relative displacements along the transverse and vertical bridge directions, between the connected nodes. At the same time, longitudinal displacements and relative rotations between the interested nodes were kept unrestrained. Globally, the so implemented FE model resulted in 700,000 DOFs and 160,000 elements.

Concerning the characterization of materials, both concrete and steel were assumed to behave linear elastically, with isotropic mechanical properties derived from technical drawings and small samples. For the concrete fo the deck slab,specifically, experimental test on cylindrical cores provided an average Young's modulus equal to E_c = 42 GPa. A weight per unit volume ϱ_c = 25 kN/m^3 was assumed for the RC structural members with ν_c = 0.3 the Poisson's ratio. The Young's modulus, weight for unit volume and Poisson's ratio of steel were assumed equal to E_s = 206 GPa, ϱ_s = 78.5 kN/m^3 and ν_s = 0.3, respectively.

Solving method. A static incremental, nonlinear analysis under the effects of the bridge self-weight and dead loads (e.g., footways and asphalt layer) was preliminary carried out on the FE model (Step I), in order to determine the equilibrium reference configuration. In the subsequent step (Step II), the first 20 analytical vibration modes were predicted by means of linear modal analysis around the reference configuration derived in Step I.

Interpretation of dynamic test results and EMA-FE correlation. The high modeling and computational cost of the FE model, geometry refinement of the bridge components, as well as their reciprocal interaction, generally resulted in dynamic estimations in rather close agreement with test measurements.

Vibration frequencies and mode shapes. Tab.1 proposes a comparison of EMA and FE natural frequencies, with the corresponding MAC values. The FE mode shapes associated to the identified vibration frequencies are collected in Fig. 2c.

The primary effect of the accurate FE model, based on the interpretation of dynamic results, was represented by the prediction of a fundamental vibration mode of the bridge not detected in a preliminary experimental interpretation of ambient vibration test data ('EMA 0'). The corresponding mode shape is characterized by torsional motion of the deck and large deformation of the steel tower (Fig. 2c). While the singular value curves of the spectral density matrix did not show the presence of this first torsional mode, probably since the corresponding natural frequency is very close to the fundamental flexural one (EMA 1), in a subsequent phase the modal parameters were separately estimated in the frequency domain, for the half-sum and half-difference of the recorded time histories. The advantage of this approach, based on the vertical oscillations of two control points located on the opposite sides of the same transverse deck cross-section, is that if a vibration mode is mainly flexural, the measured amplitude oscillation at the selected pair of control points are similar, and their difference is small. The half-sum of time histories, consequently, magnifies the presence of vertical bending modes and hides the peaks corresponding to torsional ones. Conversely, if a mode is mainly torsional, the vertical modal components at the same control points are similar in amplitude, but have opposite sign, so their sum is small. The half-difference of the corresponding time histories, as a result, automatically excludes the peaks associated to bending modes.

Apart from the EMA 0 mode, a general close agreement was found for the identified EMA and FE modes.

The numerical simulations carried out on the FE-OPT model, in particular, highlighted the importance of refined geometrical description of few, but crucial, bridge components, and specifically the proper geometrical and mechanical characterization of the bridge supports (details C and D of Fig. 2b), as well as the stays-to-deck and stays-to-pylon connections (details A and B of Fig. 2b). On the other hand, the progressive increase of the modelling complexity

required the solution of a series of additional uncertainties and numerical instabilities. The occurrence of local deformations at the stays-girders connection systems, in particular, was fully prevented by taking into account the nominal geometry of the steel supporting device, including in it all the stiffening elements. Concerning the restraint supports, a preliminary assessment of the same modelling approach was carried out on small FE models representative of the bridge and tower restraints only. The optimized restraining devices were successively implemented in the full FE model of the bridge. The frequency of the first vibration mode of the bridge highlighted in fact a marked sensitivity to the deck and pylon base restraints, with variations in the estimated frequencies up to 25% the optimal value (Tab. 1). The presence of the RC pier, involving an asymmetry in the overall geometry, also highlighted the presence of vibration modes pairs (e.g., bending modes of the deck), characterized by comparable in-phase or out-of-phase motion of the deck and bending deformation of the RC pier, corresponding to almost identical natural frequencies. In all these circumstances, the correlation between EMA and FE modes was based on minimization of natural frequency discrepancy values and MAC factor.

In some other circumstances, despite an optimal correlation between EMA and FE frequencies, rather scarce MAC values were found. This is the case of higher vibration modes (e.g., EMA mode 5 in Tab. 1) characterized by significant motion of the deck coupled with large deformation of the steel tower. Due to few available experimental measurements, modal correlation was undergone in this case by taking into account not only the natural frequency and the calculated MAC value, but also an additional visual correlation.

The general good agreement between EMA and FE predictions obtained for the lower vibration modes of the Pietratagliata bridge, in conclusion, justified in fact the fundamental role of the sophisticated FE-OPT model, especially for future, possible diagnostic applications.

Axial forces on the cables. Further validation of the FE-OPT model was in fact provided by comparison of experimental and numerical axial forces on the cables.

The performed simulations highlighted in fact that the FE-model correctly estimates the effects of the applied permanent loads, hence suggesting the use of the same refined FE-model for further advanced sensitivity studies and diagnostic investigations. The close agreement was found especially in terms of total axial forces T_{total} taken up by the cables system (Tab. 2).

Whatever a good global symmetry of the cable system supporting the deck of the bridge was found, the experimental measurements highlighted important discrepancies, within each group of cables, and suggested further detailed investigations. Tab. 2 summarizes in fact the average axial force $T_{group,EXP}$ for each group of cables, but also the discrepancy Δ_{Cn} (n= 1,..4)

Tab. 1 - Experimental Modal Analysis (EMA) results and correlation with FE calculations. Mean value of natural frequency fr and damping ratio ξ_r, with corresponding maximum deviations (r= mode order). B = Bending; T = Torsional mode shapes. Frequency error: $\Delta = 100\times(f_r^{(FE\text{-}OPT)} - f_r^{(EMA)})/f_r^{(EMA)}$.

EMA				FE-OPT			
r [%]	Description [-]	f_r [Hz]	ξr [%]	*r* [-]	f_r [Hz]	Δ [%]	MAC [%]
0		1.619	-	*1*	1.599	1.2	98.5
1	1st B	1.665	1.2 ± 0.5	*2*	1.619	2.8	99.5
2	1st T	2.669	0.6 ± 0.1	*3*	2.691	-0.8	97.3
3	2nd B	3.411	0.7 ± 0.2	*5*	3.234	5.2	96.0
4	2nd T	4.750	0.4 ± 0.0	*7*	4.717	0.7	76.3
5	3rd B	5.261	0.7 ± 0.2	*8*	5.295	-0.6	48.4
6	3rd T	7.336	0.9 ± 0.2	*13*	7.371	-0.5	78.4

Tab. 2 - Experimental and FE axial forces on the cables. U = upstream; D = downstream. Axial force discrepancy: $\Delta_{Cn} = 100 \times (T_{cable,EXP} - T_{group,EXP})/T_{group,EXP}$ (n=1,..4).

Group [-]	TEST					FE-OPT
	$T_{group,EXP}$ [kN]	Δ_{C1} [%]	Δ_{C2} [%]	Δ_{C3} [%]	Δ_{C4} [%]	$T_{group,FE}$ [kN]
1D	380.1	1.9	3.2	-2.2	-2.9	262.4
1U	386.5	-1.9	1.6	2.8	-2.5	263.9
2D	545.2	-10.3	-13.4	15.9	7.8	604.3
2U	529.6	0.0	2.7	4.4	-7.1	605.3
3D	452.5	-5.7	1.6	-4.4	8.5	524.8
3U	460.6	5.8	-2.3	6.8	-10.3	525.1
T_{total} [kN]	11142.6					11080.0

between $T_{group,EXP}$ and the axial force measured on a single cable. It can be seen that the calculated deviation is negligible, e.g., 2–3% the average group value, for the four cables of group 1, both on the upstream (1U) and downstream side (1D). On the contrary, the axial forces in groups 2 and 3 show larger deviations from the corresponding average values, e.g., up to 16% and 11%, for groups 2D and 3U respectively. In this context, the marked difference of estimated axial forces in cables belonging to the same groups (e.g., 2D and 3U) should be considered as a symptom of potential anomaly of the suspension system of the bridge, thus requiring further extended investigations.

Sensitivity of the bridge to damage in the cables. During the year 2010, two cables belonging to the group 2U were separately interested by the collapse of the stays-to-deck connection detail (e.g. Fig. 1b). According to Tab. 2, the marked difference in identified axial forces on the cables belonging to groups 2 and 3 could be considered a symptom of a potential anomaly of the suspension system. Consequently, with the aim of investigating the sensitivity of the natural frequencies, vibration modes and axial forces on the stays with respect to a possible damage on the suspending system, an extensive numerical analysis was carried out by using the refined FE-OPT model as reference configuration for the undamaged bridge.

Among several parametric numerical simulations, six main damage scenarios were considered, as obtained by separately removing one or two cables from the groups 1U, 2U and 3U of cables. For all these scenarios, the corresponding FE-DAM models were derived by imposing a null cross-sectional area to the cable of interest for the simulation of damage. The same solving method taken into account for the reference undamaged model FE-OPT (e.g. Step I for the application of dead loads and Step II for the modal analysis of the bridge) was considered for each one of them. The main results of these additional numerical simulations are collected in Fig. 3, where the labels '1U-1' and '1U-2' in them denote the damage in one or in two cables belonging to the group 1U, respectively, and so on. A generally appreciable sensitivity of the bridge dynamic response to the induced damage was found, hence highlighting the usefulness of diagnostic investigations based on modal data.

In terms of natural frequencies, all the damaged models showed small reduction, compared to the reference undamaged values (see Fig. 3a). Negligible frequency sensitivity to damage was also generally noticed for the higher order modes, e.g., the EMA modes 5 and 6. Although in few cases only, large variations (up to 5%) were found in some cases.

Worth of interest is the effect of damage on the lower vibration modes of the bridge. Especially the introduction of damage in the 2U group manifested in fact a very high sensitivity of the FE mode shapes 1 and 2 (e.g., EMA modes 0 and 1 in the notation of Tab. 1 and Fig. 3). As expected, the progressive removal of a single or two cables in the groups 1 and 3 generally

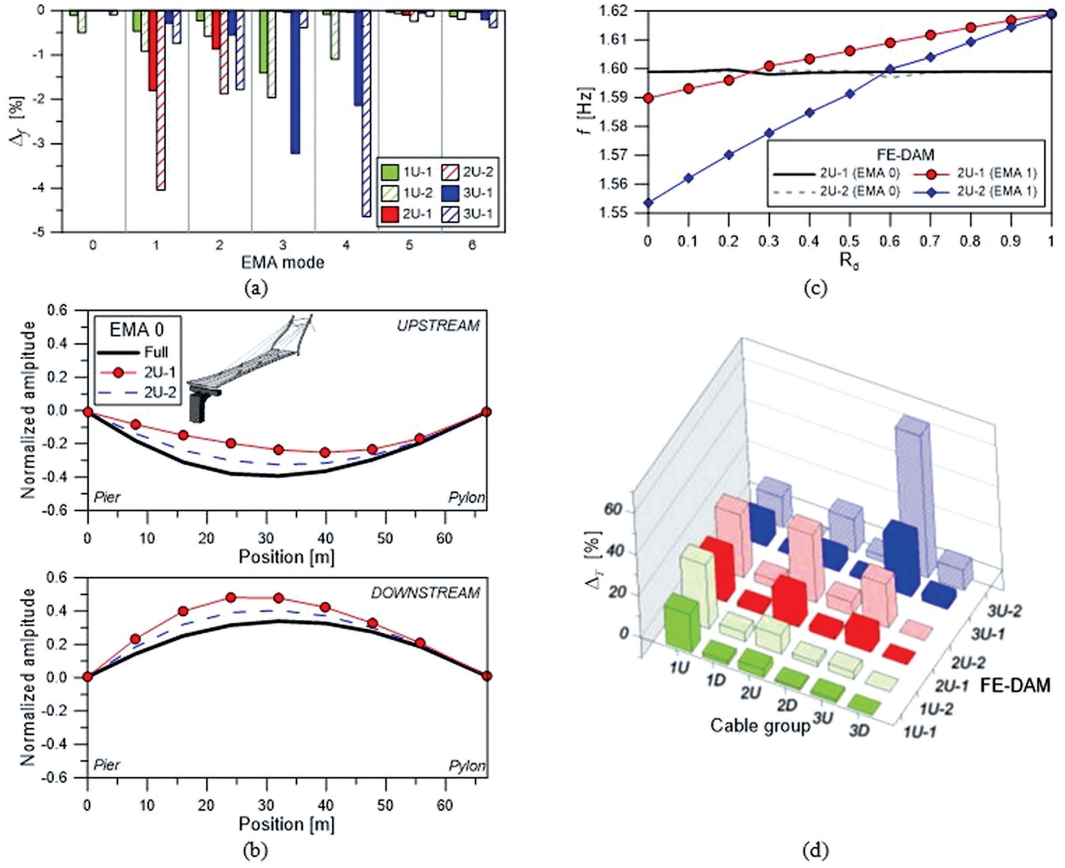


Fig. 3 – Effect of damage in the cables (FE-DAM model, ABAQUS/Standard). a) Natural frequencies, with $\Delta_f = 100\times(f_r^{(FE\text{-}DAM)} - f_r^{(FE\text{-}OPT)})/f_r^{(FE\text{-}OPT)}$; b) EMA mode 0, with progressive damage (2U-1); c) Natural frequencies of EMA modes 0 and 1 with progressive damage. $R_d = A_{cable,DAM} / A_{cable}$; d) Axial force on the cables, $\Delta_T = 100\times(T_r^{(FE\text{-}DAM)} - T_r^{(FE\text{-}OPT)}) / T_r^{(FE\text{-}OPT)}$.

resulted in increasing mode shape discrepancy, with respect to the undamaged configuration. On the contrary, FE modes 1 and 2 subjected to damage in the central group 2 highlighted an apparent misleading modification of their modal shapes, with larger modifications deriving from the removal of one cable only, rather than two (Fig. 3b). The reason of this finding is strictly related to the vicinity of the natural frequencies of the two modes in the undamaged configuration. A detailed numerical study carried out by gradually introducing the damage in those cables, highlighted in fact a sort of mode hybridization for FE modes 1 and 2. In Fig. 3c, the so calculated natural frequencies in the 2U-1 and 2U-2 damage configurations are proposed as a function of the damage ratio $R_d = A_{cable,DAM} / A_{cable}$, where $A_{cable,DAM}$ and A_{cable} denote the cross-section area of the damaged and undamaged state.

Finally, the effect of damage on the maximum axial forces on the cables was investigated. Some comparative results are collected in Fig. 3d, where the maximum variation of axial force on each group of cables, with respect to the average force values for the undamaged groups of stays, are proposed for the examined damage scenarios. Large sensitivity to damage was found especially when removing one or two cables in the group 2U (in the order of 15% and 32% for the scenarios '2U-1' and '2U-2' respectively), hence emphasizing the importance and usefulness of diagnostic investigations.

Conclusions. In the paper, dynamic characterization of the cable-stayed bridge of Pietratagliata was carried out using ambient vibration tests and FE analyses. A refined 3D FE model of the bridge was calibrated (FE-OPT), based on natural frequencies and modal shapes extracted from FRFs, as well as dynamic measurements of the axial forces on the cables. The optimized 3D model highlighted the importance of geometrical refinement and computationally expensive but accurate modelling assumptions, and resulted in good agreement with experimental predictions, hence suggesting its use as a baseline for further diagnostic investigations and monitoring programs. The sensitivity of the bridge dynamic parameters to damage in the cables, specifically, was properly assessed by means of extended numerical studies (FE-DAM). The main effects of damage on natural frequencies, mode shapes and axial force on the undamaged cables was emphasized.

Acknowledgements. The authors would like to commemorate the dear friend and colleague Prof. Francesco Benedettini (University of L'Aquila), a great scholar of Structural Dynamics and, specifically, of ambient vibration testing and operational modal analysis methods on bridges. This research was made possible thanks to the interest and the support of the Dipartimento della Protezione Civile of the Friuli Venezia Giulia. The authors would like to gratefully acknowledge the cooperation of Drs. G. Berlasso and C. Garlatti. The collaboration of Prof. Rocco Alaggio and Dr. Daniele Zulli (University of L'Aquila) during dynamic testing is gratefully appreciated.

References

Alaggio R., Bedon C., Benedettini F., Dilena M., Morassi A. (2015). Ambient vibration testing and structural identification of a cable-stayed bridge. Proceedings of IOMAC'15 – 6th International Operational Modal Analysis Conference, May 12-14, Gijón, Spain. ISBN 978-84-617-3880-9

ARTeMIS Extractor Software (2002), ver.3.2, issued by Structural Vibration Solution ApS, NOVI Science Park, Niels Jernes Vej 10, DK 9220, Aalgorg East, Denmark

Benedettini F., Gentile C. (2011) Operational modal testing and FE model tuning of a cable-stayed bridge. Engineering Structures, 33: 2063-2073

Brincker R., Zhang L., Andersen P. (2001) Modal identification of output-only systems using frequency domain decomposition. Smart Material and Structures 10: 441-445

Caetano E., Cunha Á. (2011) On the observation and identification of cable-supported structures. Proceedings of the 8th International Conference on Structural Dynamics EURODYN 2011 (pp. 17-28). Leuven, Belgium

Simulia (2012). ABAQUS v.9.12 computer software

Welch P.D. (1967). The Use of Fast Fourier Transform for the Estimation of Power Spectra: A Method Based on Time Averaging Over Short. Modified Perodograms, IEEE Transactions on Audio Electroacoustics, AU-15, 70-73.

INTERVENTO DI COMPACTION GROUTING SU UN EDIFICIO RESIDENZIALE DANNEGGIATO DAL SISMA EMILIANO DEL 2012 A SAN CARLO (FE) PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO DI LIQUEFAZIONE: PRIMI RISULTATI DI UN CAMPO PROVA

A. Colombi, M. Roversi, E. Pallara
Colombi & Roversi Associati Studio di Ingegneria, Ferrara, Italia

Introduzione. La sequenza sismica padana di maggio-giugno 2012, ha causato vistosi effetti di liquefazione (Crespellani *et al*., 2012; EMERGEO, 2012) nell'area dell'alto ferrarese. Molti edifici, residenziali e non, hanno subito danni ingenti a strutture ed elementi non strutturali a causa dei movimenti occorsi a seguito dei fenomeni di liquefazione avvenuti.

L'edificio oggetto di intervento è una struttura danneggiata durante il terremoto del maggio 2012 che rientra nella cosiddetta zona azzurra dell'abitato di San Carlo ovvero nelle aree nelle quali si sono manifestati gravi effetti di liquefazione a seguito del sisma (Determinazione RER n. 12418/2012).

Al fine di recuperare l'agibilità dell'edificio, oltre ai previsti interventi di riparazione e miglioramento sismico sulle strutture in elevazione è necessario procedere con un intervento di mitigazione del rischio di liquefazione del terreno in corrispondenza dell'area di sedime del fabbricato. Trattandosi di un edificio esistente, il campo delle tecnologie impiegabili si riduce, non potendo nel caso di specie intervenire nelle porzioni interne delle zone di fondazione ma dovendo realizzare il consolidamento agendo solo dal perimetro esterno del fabbricato. Nel caso specifico si è scelto di procedere con un intervento di compaction grouting, ovvero di addensamento del terreno sabbioso causato dallo spiazzamento indotto dall'iniezione di miscele cementizie, mediante un reticolo di iniezioni perimetrali realizzato su più file ad inclinazione variabile per raggiungere la più ampia porzione di area di sedime interna al fabbricato. Al fine di valutare il grado di miglioramento ottenibile è stato progettato, realizzato ed interpretato un campo prova preliminare all'esecuzione del trattamento, come previsto dalla Determinazioni Dirigenziali della Regione Emilia Romagna n. 12418/2012 e n. 1105/2014. Il campo prova è consistito nel realizzare appositamente 6 colonne di trattamento di compaction grouting nell'area cortiliva adiacente al fabbricato; prima dell'esecuzione del trattamento colonnare è stata eseguita una CPTu per valutare le caratteristiche del terreno pre-trattamento proprio in corrispondenza della zona che sarebbe stata successivamente trattata; sono stati realizzati tre fori di sondaggio strumentati per eseguire delle prove cross-hole (effettuando la misura prima e dopo il trattamento); e sono state effettuate delle misure di Vs mediate indagini geofisiche superficiali tipo MASW. Sono inoltre state posizionate delle piastre annegate nel terreno superficiale utilizzate per misurare gli eventuali sollevamenti del terreno durante l'esecuzione del trattamento, avendo solo circa 4,5 m di ricoprimento di terreno non liquefacibile. Durante l'esecuzione del trattamento colonnare si sono misurati gli spostamenti verticali delle piastre precedentemente posizionate. Al termine del trattamento, lasciando un margine di tempo affinché facesse presa la boiacca di cemento iniettata, si sono ripetute le misure di Vs nei fori di sondaggio, è stata ripetuta la prova CPTu in corrispondenza di dove era stata eseguita pre-trattamento e si sono effettuate nuovamente le misure geofisiche di superficie. La nota presenta i primi risultati del campo prova che mostrano alcuni dati di interesse per studiare efficacia e limiti del trattamento di compaction grouting eseguito.

Descrizione dell'edificio. L'edificio oggetto delle valutazioni contenute nella presente relazione è ubicato in località San Carlo, Comune di Sant'Agostino (FE). Il fabbricato, di proprietà privata, è isolato e bifamiliare; è costituito da un'unica unità strutturale autonoma avente un piano seminterrato, un piano rialzato ed un sottotetto non praticabile. L'altezza di piano è di circa 3,00 m, mentre la superficie in pianta è all'incirca di 250 m^2, suddivisa in due unità immobiliari ad uso abitativo.

Dal punto di vista strutturale l'edificio è di tipo misto: il piano semiinterrato è costituito da setti in c.a. di spessore 30 cm, mentre il piano rialzato presenta murature portanti a tessitura regolare, in blocchi di laterizio semipieni di spessore 25 cm. I solai di piano sono in latero-cemento, altezza h=20+4, gravati dalla presenza di massetti e pavimenti, ed ovunque sono presenti cordoli in c.a.. Il coperto, a quattro falde, è realizzato in muretti e tavelloni poggianti sul solaio di sottotetto. Sul lato fronte strada del fabbricato, vi è un porticato realizzato con soletta in c.a. di spessore 20 cm appoggiata a pilastri, anch'essi in c.a., aventi sezione 45x45 cm^2, debolmente armati.

I setti in c.a. perimetrali scaricano su una ciabatta di fondazione avente spessore di 40 cm e larghezza 100 cm, mentre la ciabatta di fondazione dei setti interni, sui quali scaricano due campi di solaio, è larga 140 cm. Alla base dei pilastri del porticato sono invece presenti plinti isolati gettati contro terra e debolmente armati. A seguito degli eventi sismici del maggio 2012 il sito sede dell'edificio è stato colpito da significativi effetti di liquefazione dei terreni. Tali fenomeni hanno comportato:

- l'apertura di una lesione longitudinale nel terreno a confine con la zona di porticato frontale evidenziata oltre che dall'apertura nella zona cortiliva antistante il fabbricato, dalla rottura

della recinzione in c.a. di confine e dalla rottura della pavimentazione esterna;
- i movimenti indotti hanno avuto effetto sui plinti di fondazione dei pilastri del porticato con conseguente rotazione degli stessi e induzione di cerniere plastiche alla base e alla testa dei pilastri e con conseguenti lesioni nella soletta di copertura del fabbricato;
- lesioni e movimenti delle pavimentazioni esterne in corrispondenza del porticato;
- lesioni nelle murature perimetrali nella zona di fabbricato adiacente al porticato;
- lesioni in murature interne e all'attaccatura dei solai;
- complessiva lieve ma presente rotazione dell'intero fabbricato;
- fuoriuscite di sabbia nella zona cortiliva in corrispondenza di un pozzo artesiano nella porzione retrostante della casa indice dell'avvenuta liquefazione;
- movimenti e rotture nella pavimentazione in c.a. esterna nella porzione sul retro dell'edificio che hanno interessato anche le linee fognarie e di raccolta acque meteoriche.

In relazione all'ordinanza n. 51 del 5 ottobre 2012 e s.m.i. del Commissario Delegato per la Ricostruzione, l'edificio presenta un livello di danno e di carenze che associato al fattore di accelerazione specifico ne porta la classificazione ad un livello di inagibilità di tipo E0, per il quale oltre alle riparazioni dei danni è necessario procedere con interventi di miglioramento sismico, ivi compresi quelli riferibili al terreno di fondazione, per ottenere l'agibilità della struttura.

Caratterizzazione geotecnica. Per le valutazioni geotecniche e sismiche in sede di progetto si è fatto riferimento alle seguenti indagini effettuate in sito:
- n. 2 verticali penetrometriche con punta elettrica e piezocono (SCPTU1 e CPTU2) di cui una con cono sismico per la misura di VS;
- n. 1 sondaggio geognostico a carotaggio continuo eseguito dalla Regione Emilia Romagna nell'area cortiliva del fabbricato spinto fino alla profondità di 30 m da piano campagna.

Per le analisi di risposta sismica locale si sono inoltre utilizzati dati ed informazioni derivanti da studi effettuati sull'area di San Carlo (e.g. Facciorusso *et al*., 2012).

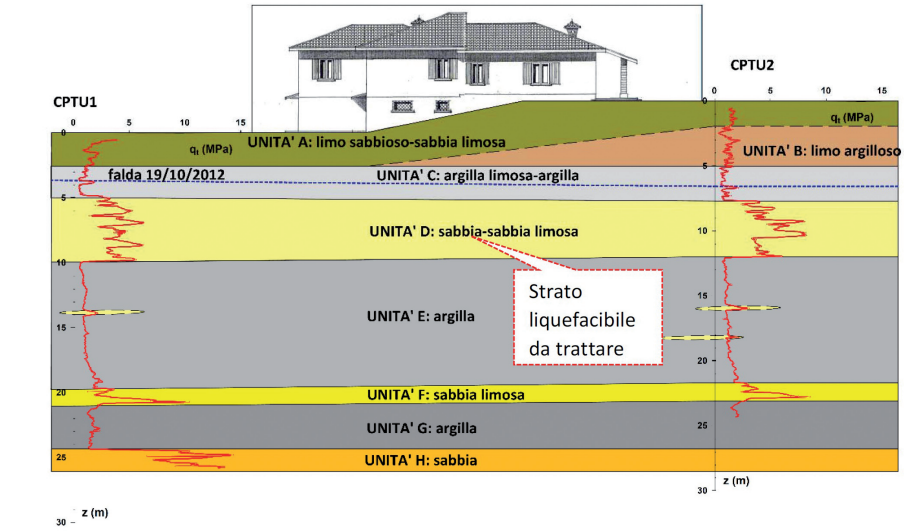
Le due verticali hanno raggiunto profondità da p.c. 25,8 m e 24,3 m rispettivamente; non si è riusciti a raggiungere profondità maggiori a causa della perdita del raggiunto limite del contrasto di spinta.

In Fig. 1a è mostrata la sequenza stratigrafica del sito in corrispondenza dell'edificio oggetto di intervento. L'edificio si trova a cavallo di un rilevato interpretato come un paleo argine del fiume Reno (Calabrese *et al*., 2012), presentando una quota di piano campagna differente di circa 2,5 m tra fronte dell'edificio e retro (Fig. 1a).

Lo strato liquefacibile rilevante ai fini degli effetti sulla sovrastruttura è quello compreso tra circa 5 e circa 10 m di profondità dal piano campagna più basso (unità litologica D in Fig. 1a).

Per le analisi di liquefazione è stato impiegato il metodo di Robertson (2012) utilizzando l'approccio di calcolo suggerito dalle linee guida AGI (2005). L'accelerazione di sollecitazione è stata ricavata, essendo il sito di categoria S2 ai sensi delle NTC2008, mediante un'analisi di risposta sismica locale effettuata con il codice di calcolo EERA (non si discuteranno in questa sede per brevità gli aspetti legati a tali valutazioni). L'accelerazione di ingresso è risultata pari a 0,250 g mentre come magnitudo per eseguire le valutazioni sono stati impiegati sia il valore di 6,14 (assunto come massimo valore per la zona sismogenetica in accordo alla DAL 112/2007), sia il valore di 5,9 (assunto come valore prossimo a quello sperimentato dal sito in occasione degli eventi sismici del 2012). Nella Fig. 1b è mostrato il profilo del fattore di sicurezza a liquefazione con la profondità per le magnitudo 5,9 e 6,14 ottenuto applicando il metodo di Robertson (2012) alla verticale CPTU1 di progetto. Per lo strato liquefacibile di interesse il fattore di sicurezza varia tra 0,7 e 0,9 per la magnitudo pari a 6,14 e tra 0,76 e 0,97 per la magnitudo pari a 5,9 (valori analoghi sono ottenuti dalle elaborazioni fatte sulla verticale CPTU2 che viene omessa per esigenza di sintesi).

Intervento di mitigazione del rischio di liquefazione. Per poter ridurre il rischio indotto da potenziali effetti di liquefazione nel caso occorrano nuovi eventi sismici paragonabili a quelli



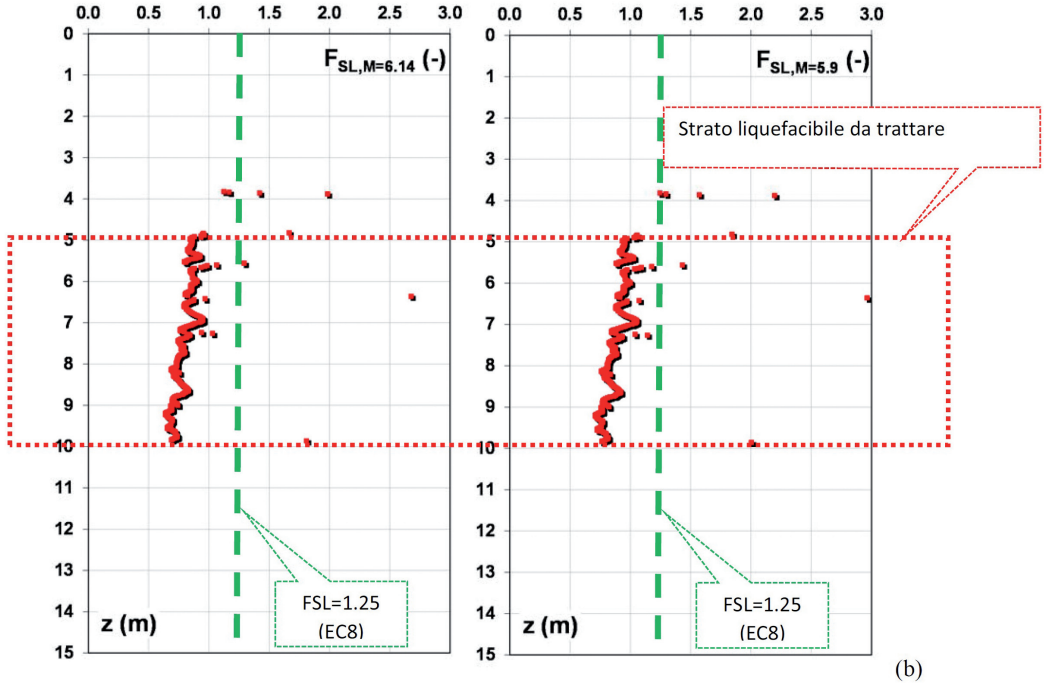


Fig. 1 – a) Sezione stratigrafica con verticali CPTU di progetto (lo strato liquefacibile da trattare è l'unità D tra 5 e 10 m di profondità). b) Risultati della verifica a liquefazione (CPTU1) in termini di profilo del fattore di sicurezza con la profondità per l'unità litologica D per magnitudo pari a 6,14 e 5,9 (la linea continua indica un valore di 1,25 secondo EC8).

verificatisi nel maggio/giugno 2012, è necessario migliorare le caratteristiche meccaniche di resistenza dello strato sabbioso situato tra circa 5,0 m e circa 10,0 m di profondità da piano campagna situato alla quota di ingresso del piano semi-interrato dell'edificio. Tra metodi disponibili si è scelto di utilizzare la tecnologia del compaction grouting che ha lo scopo di addensare il materiale sabbioso presente mediante l'iniezione di opportune malte. Tale tecnica risulta tra quelle suggerite dalla Determinazione 12418/2012 ed è stata scelta per coniugare

la necessità di consolidare il terreno sabbioso, la capienza economica del finanziamento e l'esigenza di intervenire solo perimetralmente, potendo trattare l'area di sedime inclinando le verticali di perforazione.

La metodologia proposta, consiste nell'iniezione lenta e controllata nel terreno di una miscela di boiacca cementizia (con un rapporto acqua/cemento pari a circa 0.5). Il meccanismo di iniezione prevede lo spiazzamento del terreno in situ, mediante formazione di una colonna cementizia non armata, senza permearlo o fratturarlo; il risultato è un addensamento del terreno naturale nell'intorno della verticale di iniezione con conseguente aumento della resistenza alle sollecitazioni cicliche.

La maglia ed il diametro del trattamento sono definiti in modo da migliorare la resistenza dei terreni granulari nei confronti dei possibili fenomeni di liquefazione.

Si è valutato in maniera teorica il livello di resistenza da raggiungere per rendere il fattore di sicurezza superiore ad 1 andando ad incrementare il valore di resistenza alla punta del penetrometro statico: in particolare, partendo dai valori di CSR attesi, è stato determinato a ritroso il valore della resistenza alla punta minima (qc_minima) necessaria per evitare fenomeni di liquefazione dello strato sabbioso. La determinazione della qc_minima consente inoltre di stimare il grado di addensamento da ottenersi punto per punto per riuscire a soddisfare le verifiche; tale stima è stata effettuata impiegando la nota relazione di Jamiolkowski *et al*. (1985). La stima del diametro delle colonne e della spaziatura che dovrà avere la maglia adottata al fine di garantire la richiesta densità relativa può essere calcolata seguendo le linee guida fornite da Mitchell (1981). Utilizzando i valori minimi di densità relativa ottenuti così come precedentemente descritto, fissando in 1,5 m in valore di spaziatura tra le colonne, è stato calcolato che il valore minimo del diametro del trattamento da ottenersi per poter soddisfare le verifiche è pari a 560 mm, per cui si è deciso di adottare un diametro teorico di calcolo di 600 mm. Fissato quindi il diametro equivalente delle colonne in 600 mm e la spaziatura in 1.5 m è stata valutata la densità relativa teorica finale che si pensa di ottenere sul terreno granulare presente tra le colonne trattate. Sulla base di questa è stata valutata la resistenza alla punta teorica che si dovrebbe ottenere con il trattamento.

Dovendo intervenire su un edificio esistente è evidente che la maglia del reticolo di iniezione non potrà essere la stessa di un intervento eseguito in campo libero.

Il reticolo di iniezione è stato pensato dunque lungo perimetro esterno dell'edificio con una maglia simile a quinconce; a seconda dello spazio disponibile per le manovre della sonda si eseguiranno due o tre file di iniezioni. I tre ordini di iniezioni avranno inclinazioni differenti, comprese tra un minimo di 0° e un massimo di 35° rispetto alla verticale: in questo modo il trattamento interesserà una più ampia porzione di terreno di fondazione, in corrispondenza dello strato da trattare.

Campo prova realizzato. Con riferimento a quanto previsto dall'Allegato 4 della "Determinazione RER n° 12418 del 02/10/2012 è stato realizzato, interamente finanziato dai fondi regionali per la ricostruzione, nella zona retrostante l'abitazione, un campo prova per verificare efficacia e limiti del metodo di consolidamento progettato teoricamente.

Il campo prova è costituito da una maglia di n. 6 verticali di iniezione con interasse 1.5 m: l'efficacia del trattamento è stata valutata sulla base della variazione delle velocità di propagazione delle onde di taglio Vs nell'area trattata e della variazione della resistenza alla punta qc. A tal fine è stata eseguita una verticale CPTU pre-trattamento (ubicata al centro di una maglia di trattamento) e una verticale CPTU post trattamento; prima del trattamento sono stati eseguiti tre fori di sondaggio con disposizione a triangolo strumentati per eseguire le misure di Vs e Vp sia pre trattamento che post secondo due percorsi lungo i lati del triangolo. Come misura geotecnica ulteriore sono state eseguite delle MASW sempre precedentemente e successivamente alle iniezioni.

E' stato inoltre predisposto un sistema di monitoraggio topografico, mediante annegamento di 4 piastre cui sono saldate delle mire topografiche, per valutare gli eventuali innalzamenti sul

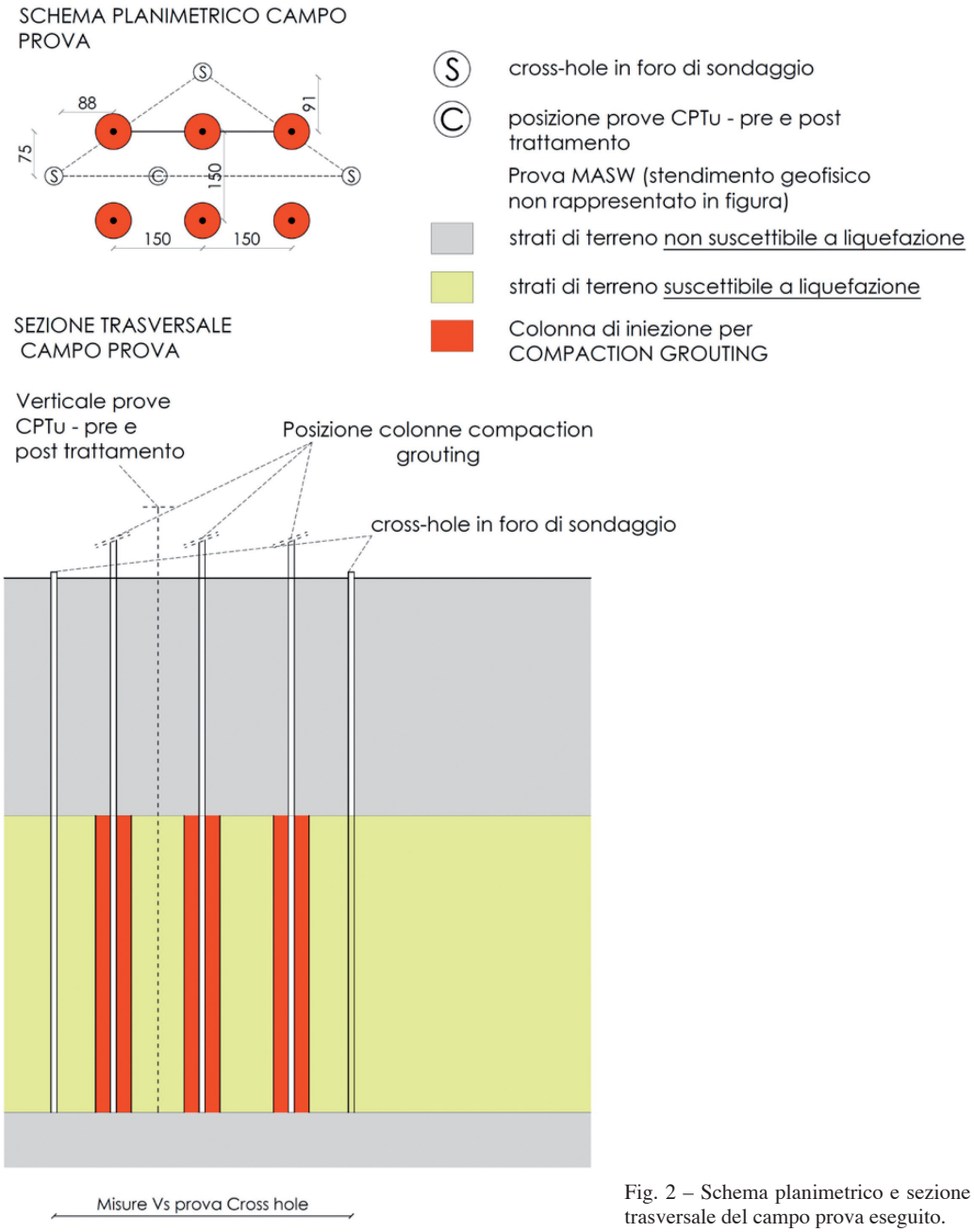


Fig. 2 – Schema planimetrico e sezione trasversale del campo prova eseguito.

piano campagna durante le operazioni di iniezione, con lo scopo di stabilire se in condizioni di campo libero siano sufficienti i 4 m di ricoprimento di terreno non liquefacibile presenti.

In Fig. 2 è mostrata la configurazione del campo prova. L'ubicazione del campo prova, nell'area cortiliva retrostante il fabbricato oggetto di intervento, aveva una quota topografica più bassa rispetto a quanto mostrato in Fig. 1, risultando infatti dall'indagine CPTU pre-trattamento, lo strato liquefacibile (unità litologica D) con tetto a 4 m circa di profondità dal piano campagna e base a circa 9 m da piano campagna. Il trattamento di compaction grouting del campo prova è stato pertanto effettuato da 4 a 9 m di profondità. Il profilo del fattore di sicurezza a liquefazione

dalla prova eseguita in corrispondenza del campo prova ha fornito valori compresi tra 0.66 e 0.87 per la magnitudo 6.14 e tra 0.75 e 0.95 per magnitudo 5.9.

La Fig. 3a mostra la variazione di resistenza alla punta penetrometrica misurata pre e post trattamento. Dopo le iniezioni la prova penetrometrica eseguita (CPTU2 in Fig. 3a) è andata a rifiuto a 6.2 m circa di profondità. E' presumibile che in tale zona possa essere presente una parte di getto che potrebbe aver occupato una porzione superiore in pianta a causa ad esempio di una via preferenziale di filtrazione. Ne è stata eseguita una seconda (CPTU2 in Fig. 3a) spostandosi in pianta di circa 20 cm; quest'ultima prova non è andata a rifiuto e ha fornito valori per tutto il tratto oggetto di intervento. Sempre in figura 3a è riportata la variazione percentuale della resistenza alla punta per il tratto trattato come risulta dalle misure condotte nelle verticali penetrometriche 2 e 3. Quello che si osserva è che mediamente nella parte centrale dello stato trattato si osserva (anche se con variazioni locali anche significative) un incremento di resistenza alla punta medio compreso tra il 30% ed il 40%, con picchi locali anche del 70-80%. Al tetto e alla base dello strato però l'intervento sembra perdere di efficacia risultando la resistenza penetrometrica sostanzialmente invariata. La perdita di efficacia potrebbe essere dovuta alla presenza del terreno fine di confinamento dello strato che deformandosi potrebbe ridurre la capacità di spostamento del getto e pertanto di irrigidimento del terreno granulare. Ripetendo le valutazioni del fattore di sicurezza a liquefazione si ottiene un valore medio (mediando ove possibile tra le due verticali CPTU post trattamento) variabile tra 0.9 e 1.2 per magnitudo 6.14 e tra 0.95 e 1.3 per magnitudo 5.9, ad eccezione in particolare dell'ultimo metro compreso tra 8 e 9 m circa di profondità nel quale l'incremento di resistenza è risultato trascurabile.

Le prove di cross hole hanno mostrato che in termini di Vs si osserva un incremento della parte centrale dello strato compreso tra il 20 ed il 28% (con valori assoluti di incremento tra 50 e 80 m/s); tale incremento risulta ridotto fino ad annullarsi raggiungendo i bordi dello strato a contatto con i terreni fini più deformabili (Fig. 3b). Meno chiari i risultati forniti dagli andamenti delle velocità di compressione pre e post trattamento per le quali si osserva mediamente un incremento di Vp ma con zone in cui tale incremento non si è verificato o addirittura si è trasformato in decremento. I risultati delle Vp sono però da considerarsi indicativi in quanto affetti da maggiore incertezza interpretativa (Fig. 3b).

Comportamento analogo è stato registrato dall'interpretazione delle MASW eseguite (interpretazione a cura del Dott. Geol. Nasser Abu Zeid). Le pseudosezioni della variazione assoluta e percentuale di Vs da prove MASW mostrate in Fig. 3c mostrano una variazione percentuale che raggiunge il 30% (in termini assoluti di 80-100 m/s) al centro dello strato trattato, riducendosi al 10% verso il bordo.

Le tre tipologie di prove utilizzate nel campo prova hanno pertanto fornito valori comparabili circa l'efficacia di trattamento sia come valore di incremento fornito sia per modalità di funzionamento del trattamento eseguito.

Le misure di sollevamento al piano campagna hanno mostrato una certa dispersione di risultati. Le due mire topografiche in asse alla maglia di trattamento hanno mostrato un sollevamento medio pari a circa 3.1 mm, mentre le due poste subito fuori dalle maglie una misura media pari a 2.4 mm. Dalle misure effettuate in condizione di free field con 4 m di ricoprimento i risultati di sollevamento a piano campagna hanno fornito risultati che possono considerarsi accettabili in funzione dell'applicazione al di sotto del fabbricato (per il quale gioca naturalmente un ruolo importante, al fine di limitare il problema, anche il carico trasmesso dall'edificio esistente per azioni gravitazionali). Per l'intervento comunque è stato predisposto un sistema di monitoraggio topografico di precisione del fabbricato da eseguirsi durante e alla fine del trattamento di iniezione, che ha mostrato in sostanza una assenza di effetti indotti.

Considerazioni riassuntive. La nota riporta sinteticamente i primi risultati di un campo prova effettuata a San Carlo (FE) per la verifica di efficacia e limiti di un intervento di compaction grouting eseguito per la riduzione del rischio a liquefazione di uno strato liquefacibile posto a profondità 5-10 da piano campagna. Il campo prova ha mostrato come nel caso in esame con

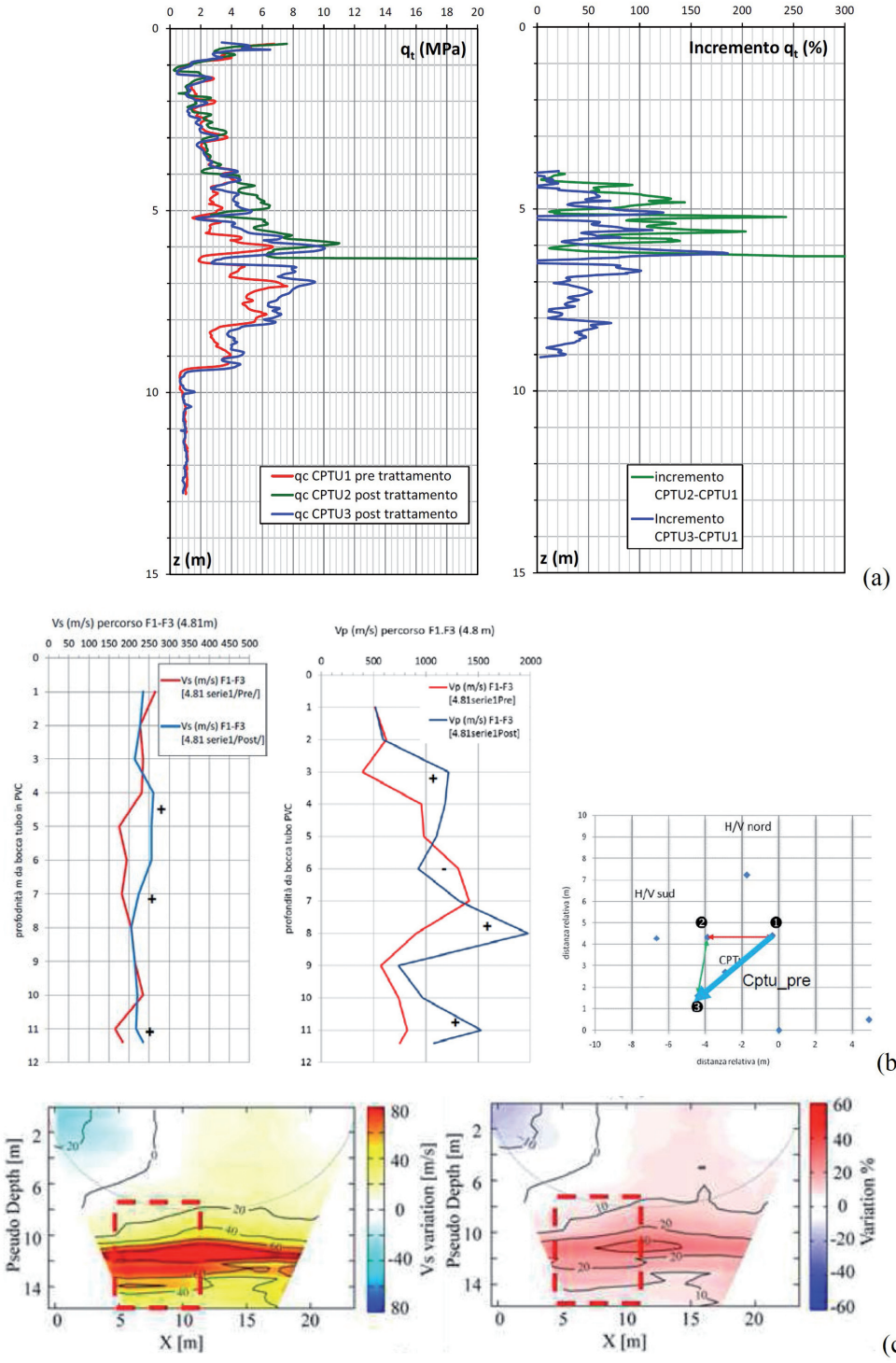


Fig. 3 – Risultati del campo prova: a) confronto resistenza alla punta delle CPTU e conseguenti fattori di sicurezza a liquefazione pre e post trattamento; b) misure di Vs e di Vp pre e post trattamento da prove Cross-Hole lungo la sezione trasversale al campo prova; c) pseudosezione della variazione assoluta e percentuale di Vs da prove MASW (elaborazione Dott. N. Abu Zeid).

i parametri di trattamento utilizzati si ottiene un incremento medio di rigidezza e resistenza del terreno addensato dal trattamento pari a circa il 30% di quelle iniziali. Apparentemente la tecnica mostra dei limiti di efficacia al tetto e alla base dello strato a confine con litologie argillose deformabili. L'incremento di rigidezza e resistenza raggiunto permette di considerare l'intervento come di riduzione del rischio ma ad un primo esame, per quanto osservato nello specifico campo prova, appare di efficacia inferiore alle previsioni teoriche ottenibili con metodi semplificati di dimensionamento. Un'ulteriore informazione ottenuta è che nel campo prova si sono osservati solo modesti movimenti superficiali al piano campagna (dell'ordine di qualche millimetro) con un ricoprimento di 4 m rispetto allo strato trattato che ne ha permesso l'impiego al fabbricato esistente.

Riconoscimenti. Si ringrazia il Dott. Geol. Thomas Veronese per la cura e professionalità non comune nell'esecuzione delle indagini penetrometriche in sito, il Dott. Geol. Nasser Abu Zeid di Team Geofisica srl per le elaborazioni delle prove geofisiche di superficie, il Dott. Geol. Farinatti di IN.DA.G.O snc per le misure di cross-hole, la società LIFE srl nella persona dell'Ing. Sergio Tralli per il coordinamento generale della campagna sperimentale e per il monitoraggio topografico, la società Infomap srl nella persona del Dott. Geol. Andrea Diegoli per l'attenta esecuzione dell'intervento di compaction grouting.

Bibliografia

AGI (2005). *Linee Guida "Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica"*, Patron, Bologna

Calabrese L., Martelli L., Severi P. (2012): *Stratigrafia dell'area interessata dai fenomeni di liquefazione durante il terremoto dell'Emilia (maggio 2012)*. Atti del 31° Convegno del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Potenza, 20-22 novembre 2012, sessione 2.2, 119-126.

Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiai C., Renzi S., Vannucchi G. (2012): *Rapporto preliminare sui diffusi fenomeni di liquefazione verificatisi durante il terremoto in pianura padana emiliana del maggio 2012*. Rapporto 31 maggio 2012. http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/liquefazione-gruppo-di-lavoro

NTC (2008): *Norme Tecniche per le Costruzioni*. *Decreto del Ministero delle Infrastrutture 14 gennaio 2008*.

DAL 112/2007: *Atto di indirizzo e coordinamento tecnico ai sensi dell'art. 16, c. 1, della L. R. 20/2000 per "Indirizzi per gli studi di microzonazione sismica in Emilia-Romagna per la pianificazione territoriale e urbanistica"*. Deliberazione dell'Assemblea Legislativa della Regione Emilia-Romagna n. 112 del 2/5/2007, Bollettino Ufficiale della Regione Emilia-Romagna n. 64 del 17/5/2007.

Determinazione n° 1105 del 03/02/2014, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Direzione Generale Ambiente e Difesa del Suolo e della Costa, Regione Emilia-Romagna: *Approvazione degli elaborati cartografici concernenti la delimitazione delle aree nelle quali si sono manifestati gravi effetti di liquefazione a seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 e degli indirizzi per interventi di consolidamento dei terreni*.

Determinazione n° 12418 del 02/10/2012, Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli, Direzione Generale Ambiente e Difesa del Suolo e della Costa, Regione Emilia-Romagna: *Approvazione di "indicazioni sulla documentazione tecnica da produrre a supporto della richiesta di contributi per interventi di consolidamento del terreno di fondazione in caso di riparazione, ripristino con miglioramento sismico o demolizione e ricostruzione di edifici dichiarati inagibili che abbiano riportato danni da liquefazione, a seguito della sequenza sismica che ha interessato la pianura emiliana nel maggio-giugno 2012"*.

EMERGEO working group (2012): *Emilia 2012*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Rapporto Preliminare 04/06/2012. http://emergeo.ingv.it/rapporti-di-attivita.html

Facciorusso J., Madiai C., Vannucchi G. (2012): *Risposta sismica locale e pericolosità sismica di liquefazione a San Carlo e Mirabello (FE) – 3 ottobre 2012*.

Jamiolkowski, M., C.C. Ladd, J.T. Germaine, and R. Lancellotta (1985) *"New Developments in Field and Lab Testing of Soils"*, Proceedings, 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 1, San Francisco, pp. 57-154.

Mitchell, J.K. (1981): *"Soil Improvement-State of-the-Art Report"*. Proc. of 11th ICSMFE, Stockholm, Vol. 4, pp 509-565,.

Robertson, P.K., Cabal K. L. (2012): Guide to Cone Penetration Testing for Geotechnical Engineering, 5th edition. Gregg Drilling & Testing Inc. www.cpt-robertson.com.

LIQUEFAZIONE DEI TERRENI IN CONDIZIONI SISMICHE: METODO PRELIMIT™ PER LA MITIGAZIONE DEL RISCHIO MEDIANTE INIEZIONI CHIMICHE ECO-COMPATIBILI

M. d'Attoli, F. Navi, A. Occhi, D. Gualerzi, M. Occhi
Geosec Srl, Parma, Italia

Premessa. La liquefazione dei terreni è un fenomeno idrogeologico conseguente ad eventi sismici in zone caratterizzate da importanti spessori di depositi sabbiosi o limoso - sabbiosi saturi d'acqua, i cui principali effetti di sito possono essere:

- fratture nel terreno;
- espulsione verso la superficie di acqua e sabbia con possibile formazione di "vulcanelli";
- abbassamenti e sollevamenti del terreno;
- collasso di pendii naturali e/o artificiali;
- perdita di capacità portante delle fondazioni;
- galleggiamento di opere sotterranee.

In seguito all'evento sismico del maggio 2012 verificatosi nella Regione Emilia-Romagna, che ha manifestato numerosi casi di liquefazione dei terreni, abbiamo condotto alcuni test sites in vera grandezza sotto la supervisione del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna, in preparazione ad applicazioni ordinarie di cantiere.

Il fenomeno della liquefazione. Per liquefazione dei terreni in condizioni sismiche s'intende lo stato fisico in cui può venirsi a trovare un terreno sabbioso saturo quando la sua resistenza al taglio viene annullata per effetto dell'incremento e dell'accumulo delle pressioni interstiziali. Alla base di questo fenomeno si osserva un aumento repentino delle sovrappressioni interstiziali all'interno di un volume di terreno sciolto e saturo. Questo aumento di pressione, generato dall'acqua circolante nei pori, ha come conseguenza una riduzione della resistenza al taglio dello strato.

Come mostra l'equazione di Mohr Coulomb, la resistenza al taglio (τ) tende a ridursi per effetto dell'annullamento della tensione efficace (σv_0 -u):

$\tau = c + (\sigma v_0 - u)\ tg\phi$

Dunque la suscettibilità del terreno alla liquefazione risulta funzione dei seguenti parametri:

- granulometria: nel caso di sollecitazioni intense e sottoposte a incrementi rapidi, come si verifica durante un evento sismico, i gradienti di pressione che si generano possono essere tali da produrre elevati flussi idrici dall'interno verso l'esterno; se il fenomeno si manifesta in depositi incoerenti a granulometria relativamente fine (es. sabbie fini), il limitato volume dei vuoti presenti nel terreno tenderà dunque ad ostacolare il flusso idrico, con il conseguente incremento di sovrappressioni neutre;
- pressione litostatica: con l'aumentare della profondità sono progressivamente richiesti valori di pressione interstiziale "u" sempre più elevati per annullare la pressione litostatica totale crescente, laddove risulta: $\sigma v_o = \gamma z$;
- la pressione litostatica consente di spiegare il fenomeno della migrazione della liquefazione dai depositi più superficiali a quelli più profondi; infatti, nel momento in cui un livello più superficiale subisce l'effetto liquefazione, quelli più profondi risentiranno di una riduzione della pressione litostatica efficace diventando dunque più suscettibili. L'osservazione di un elevato numero di eventi ha permesso di verificare come sia estremamente improbabile, anche se non impossibile, il verificarsi di fenomeni di liquefazione oltre i 15 m circa di profondità. Questa profondità di riferimento, corrisponde in effetti ad una pressione litostatica totale σv_o pari a 0,3-0,4 MPa. A dimostrazione di quanto sopra risulterà dunque molto difficile che un evento sismico possa produrre variazioni di pressione interstiziale Δu superiori a questo valore;
- grado di addensamento: Nei terreni poco addensati le sollecitazioni indotte dal sisma tendono a produrre una diminuzione di volume, con conseguente flusso idrico verso

l'esterno (del volume) e la generazione di un disegno positivo [per riduzione del valore di (σv_0 – u)]. Ne consegue che i terreni meno addensati risulteranno più suscettibili di liquefazione, differentemente i terreni più addensati saranno meno suscettibili di liquefazione. Un terreno addensato, a parità di granulometria, è caratterizzato da una porosità efficace inferiore rispetto a un terreno sciolto in forza della disposizione più compatta dei granuli. Poiché ad una minore porosità efficace corrisponde una minore permeabilità e dunque un maggiore tempo di dissipazione delle sovrappressioni interstiziali, sarebbe lecito attendersi, secondo le considerazioni precedenti, il verificarsi del fenomeno opposto ovvero maggiore suscettibilità alla liquefazione da parte di quei terreni più addensati. Tuttavia si è osservato che in quegli strati di terreno già sottoposti in passato a fenomeno di liquefazione, lo scheletro solido ha assunto configurazioni meno vulnerabili (in conseguenza dell'incremento del grado di addensamento), che riducono la probabilità di manifestazione del fenomeno. Indicativamente i terreni sabbiosi, con densità relativa prossima o superiore al 50-65%, e con un valore medio del 60%, possono dunque ritenersi poco suscettibili alla liquefazione;

- il contenuto in argilla: nella legge di Mohr-Coulomb, con il termine c s'intende la coesione efficace o intercetta. Questa grandezza serve a quantificare le forze di superficie di natura elettrostatica che legano fra loro i granuli composti dai minerali argillosi. In condizioni non drenate, la sovrappressione interstiziale che si genera è tale da compensare temporaneamente gli sforzi totali agenti. Poiché u tende dunque a compensare lo sforzo totale agente σv_0 ne consegue che σv_0–u=0. Quindi la resistenza al taglio in condizioni non drenate può considerarsi indipendente dall'entità di σv_0.

In conclusione si possono ritenere potenzialmente liquefacibili quei depositi sciolti che presentano le seguenti caratteristiche:

- sabbie da fini a medie con contenuto in fine variabile (0 - 25%);
- profondità sotto falda;
- terreni poco o mediamente addensati;
- profondità relativamente basse (≤ 15-20 m).

Il caso di studio. *Introduzione*. Di seguito sono riportati i risultati del Test Site GEOSEC con metodo PRELIMIT™ per il consolidamento del terreno mediante iniezione di una speciale miscela chimica eco-compatibile, eseguito nel periodo Post Sisma in territorio del Comune di Sant'Agostino (FE). Sul sito insiste un involucro edilizio costituito da tre piani (Fig. 1), di cui solo il primo parzialmente interrato, che presenta uno sviluppo in pianta piuttosto regolare, approssimabile ad una forma rettangolare con vano scala centrale disposto sul lato dell'ingresso (Fig. 2). La struttura di fondazione presunta è di tipo diretta superficiale a platea. Le strutture verticali sono state realizzate in muratura portante con mattoni pieni a due teste su tutto il perimetro dell'edificio e su una parete trasversale parallela alla facciata d'ingresso. Il vano scala è sorretto da due pareti di muratura portante in mattoni pieni ad una testa. Le murature portanti proseguono inoltre con la stessa tipologia e distribuzione su tutti i livelli, salvo per la parete di spina che solo al primo livello risulta essere a due teste mentre ai livelli superiori si rastrema ancora ad una testa. I solai sono realizzati in latero-cemento e con solette a sbalzo in c.a. in corrispondenza dei balconi. La copertura è costituita da un solaio inclinato in latero-cemento con linea di colmo sul muro di spina. L'immobile risulta duramente colpito dallo sciame sismico del 20-29 maggio 2012 il cui epicentro è stato rilevato tra i comuni di Finale Emilia (MO) e San Felice sul Panaro (MO). In particolare, la scossa più dannosa è risultata essere quella delle ore 04:03 del 20 maggio 2012 di magnitudo 5.9 della scala Richter con epicentro a circa 15 km di distanza dalla frazione di San Carlo (FE).

Durante l'evento sismico si è assistito a fenomeni di liquefazione dei terreni che hanno causato un movimento duplice di rotazione dell'edificio sul fronte est con conseguente sprofondamento del fabbricato (circa 20-30 cm) dal piano di campagna originario. La ragione



Fig. 1 – Vista del fabbricato.

di tale cinematismo va probabilmente correlata alla presenza del terrapieno posto a ovest del fabbricato che ha determinato con la sua spinta una direzione preferenziale del cedimento, dato che le indagini geologiche hanno evidenziato la presenza di un profilo stratigrafico omogeneo al di sotto del fabbricato stesso. Il rilievo topografico strumentale, per la verifica dell'inclinazione subita dall'edificio, ha mostrato un'inclinazione massima dello stesso pari al 2% rispetto alla verticale; questo stato ha comportato principalmente alle murature portanti, condizioni non compatibili di evidenti sollecitazioni a taglio e a flessione in modo permanente riducendo drasticamente la capacità resistente delle membrature nei confronti delle eventuali azioni sismiche. E' visibile inoltre un modesto quadro fessurativo alla struttura caratterizzato dalla presenza di piccole lesioni poste in corrispondenza dell'ammorsatura dei maschi murari e all'intradosso dei solai.

L'edificio infine rientra nelle "Aree Blu", così come definite dalla Determina della Regione Emilia-Romagna n°12418 del 02/10/12, in cui risultano univocamente individuate quelle aree interessate da evidenti e gravi fenomeni di liquefazione dei terreni.

Per le ragioni sopra esposte l'edificio si trova in stato di danno più che gravissimo tale per cui si rende necessaria la demolizione. Sulla medesima impronta è prevista la realizzazione di un nuovo fabbricato che sarà fondato su platea armata. Prima della ricostruzione si è valutato, in armonia con i progettisti, la necessità di un intervento di consolidamento del terreno secondo la tecnologia del "*Compaction Grouting*" con l'obiettivo di mitigare il rischio migliorando le proprietà meccaniche dello strato di sabbia che aveva dato luogo ai fenomeni di liquefazione.

Inquadramento geologico. Dal punto di vista geomorfologico il sito risulta inserito in un territorio complessivamente pianeggiante privo di fenomeni di dissesto con quote topografiche attorno a 17 m s.l.m.m. L'edificio in oggetto si trova in corrispondenza della scarpata di un paleoargine storico del Fiume Reno con dislivello di circa 2,50 m. In base alle conoscenze geomorfologiche del territorio e all'analisi del microrilievo l'area in oggetto si trova in corrispondenza di un paleo-alveo del Fiume Reno. Pertanto la parte morfologicamente più rilevata corrisponde al paleo-argine destro e la porzione più depressa coincide con il paleo-alveo vero e proprio.

Dal punto di vista geografico l'area indagata è rappresentata nella sezione 185130 della Carta Tecnica Regionale. Il lotto indagato si inserisce nella zona LQ1 'Zona suscettibile di amplificazione e liquefazione per presenza di terreni suscettibili di liquefazione già nei primi 10 m dal piano campagna' (cfr. studio di microzonazione sismica effettuato dalla Regione Emilia-Romagna per la ricostruzione post-sisma in *http://ambiente.regione.emilia-romagna.it/geologia/temi/sismica/speciale-terremoto/sisma-2012-ordinanza-70-13-11-2012-cartografia*). Per la caratterizzazione dei terreni di fondazione sono state eseguite diverse indagini, prevalentemente CPTU per una stratigrafia del sito così riassunta:

- da 0 a 4,6 m dal p.c. presenza di argille limose e limi argillosi;
- da 4,6 a 10,4 m dal p.c. presenza di sabbie potenzialmente liquefacibili;
- da 10,6 a circa 18 m dal p.c. presenza di argille consistenti.

In occasione del test site è stata inoltre individuata la falda alla profondità di - 3,4 m dal p.c. Considerati inoltre fenomeni co-sismici manifestatisi sul sito in data 20/05/2012, che hanno

portato alla emersione di importanti quantitativi di sabbia all'interno delle autorimesse del piano seminterrato, allo scivolamento del fabbricato lungo la scarpata del paleoargine nonché a gravi lesioni delle strutture, i progettisti hanno perciò ritenuto non sottovalutabile il rischio a liquefazione dei terreni interessati all'intervento edificatorio.

Le prove sismiche (Risposta Simica Locale) già eseguite prime del test site GEOSEC hanno evidenziato la presenza di una velocità media di propagazione delle onde di taglio alla profondità interessata dalle fondazioni compresa tra: 158-226 m/s. Il sottosuolo è stato quindi classificato secondo la normativa di riferimento, come appartenente alla categoria S2, "Depositi di terreni suscettibili di liquefazione"; l'accelerazione di picco attesa al sito è stata assunta pari a 0,223 g.

Prove ed indagini preliminari. Prima del test site GEOSEC, in accordo con il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna sono state condotte ulteriori prove penetrometriche CPTU mediante penetrometro Pagani modello TG63 (200KN) al fine di ottenere una maglia di verticali note e ravvicinate. Dette prove sono state spinte sino ad una profondità di - 15 m dal p.c.

Consolidamento del terreno con metodo PRELIMIT™ di Geosec. *Tipologia d'intervento.* Per caratteristiche tecnologiche quanto operative la soluzione sperimentata per questo test site può certamente inserirsi con favore tra quelle definite di tipo "*attivo*" ovvero con tecnica del "*compaction grouting*". Il prodotto per iniezione chimica, in seguito per brevità "miscela", in questa fase è sottomesso a tutela del know how aziendale e dunque posto in regime di riservatezza.

Questo innovativo materiale consente vantaggiosamente una efficace compattazione dello strato trattato, con conseguente riduzione dell'indice dei vuoti e del contenuto d'acqua, da cui ne deriva una maggiore resistenza a liquefazione, una minore permeabilità ed una maggiore rigidezza, grazie anche a buone proprietà meccaniche della miscela stessa. Essa infatti, a differenza delle tradizionali iniezioni cementizie, viene iniettata nel terreno a pressioni decisamente inferiori favorendo un'azione soft di permeazione, ne consegue un'azione dapprima legante e poi compattante, tale da conferire miglioramenti al mezzo trattato, anche in breve termine rispetto alle soluzioni più tradizionali, opportunamente confinati nell'intorno voluto del punto di iniezione secondo un raggio d'azione definito e verificato dalla maglia di verticali CPTU in post trattamento.

Secondo le specifiche della *Determina della Regione Emilia Romagna n° 12418 del 02/10/2012,* gli interventi di tipo *attivo* devono risultare poco invasivi per le aree edificate e non devono comportare vibrazioni che possano compromettere la statica delle costruzioni. Il metodo PRELIMIT™ risponde completamente ai requisiti richiesti, in quanto i fori per l' iniezione possono essere eseguiti anche distanti dalle strutture e comunque risultano del diametro max di 4 cm realizzabili mediante piccole colonne portatili di perforazione e in alcuni casi anche con trapani manuali evitando così l'utilizzo di attrezzature perforanti molto ingombranti quanto invasive e riducendo al minimo il disturbo sul sito. Inoltre nel metodo PRELIMIT™ risulta possibile condurre perforazioni per iniezioni chimiche inclinate, multiple anche su più livelli non necessariamente sovrapposti, secondo le precise esigenze di progettazione e sempre con connotazione di minima invasività rispetto alle soluzioni più tradizionali.

Caratteristiche della miscela chimica. In questa sede, pur nella protezione industriale della natura della miscela, possiamo affermare come nei principi della determina, anche i test di laboratorio eseguiti sulla miscela adottata dimostrano la perfetta compatibilità ambientale del prodotto secondo i dettami della delibera del comitato interministeriale 27/07/1984 e del Decreto Legislativo n. 152/2006 (tabella 2 Titolo V) con successiva modificazione del Decreto Legislativo n. 4/2008. Inoltre la miscela chimica una volta raggiunto lo stato inerte, risulta dimensionalmente stabile ovvero in grado di mantenere nel tempo dimensioni e forma (deformazioni < 0,5% - norma UNI 8069-80 - fonte: scheda tecnica del produttore).

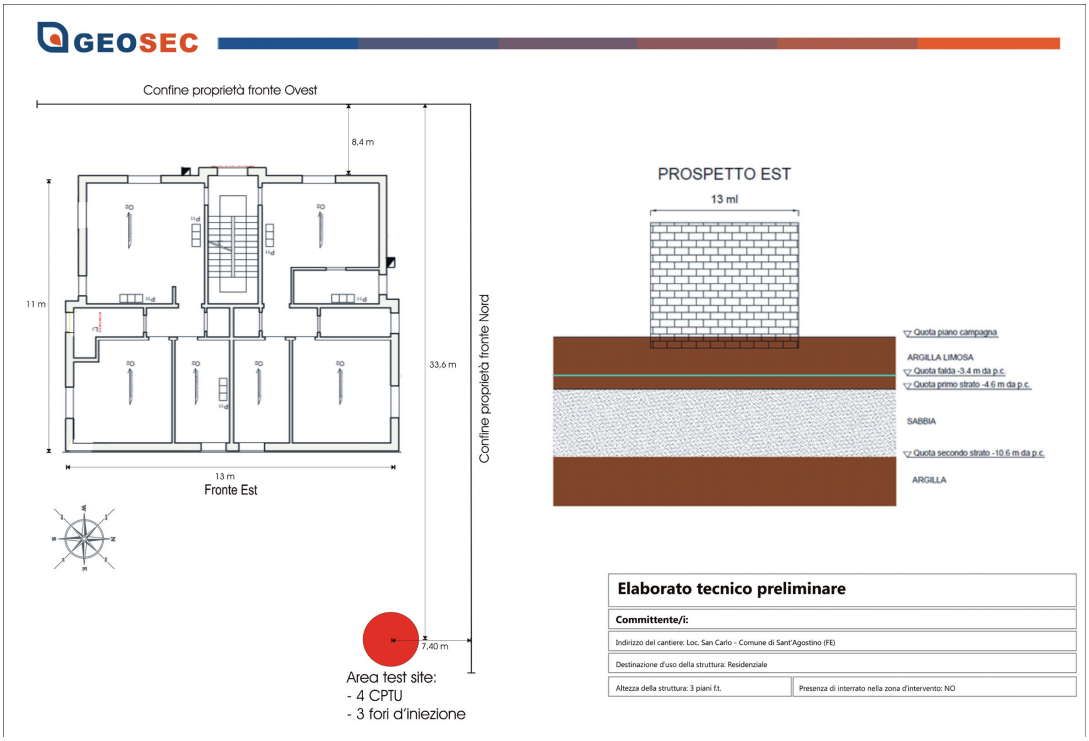


Fig. 2 – Pianta del fabbricato e sezione con stratigrafia prospetto est.

Sesto d'impianto per l'iniezione. Le iniezioni sono state spinte fino ad una profondità di 11,50 m dal piano di campagna ed hanno interessato uno strato di terreno compreso tra - 3 e - 11,50 m.

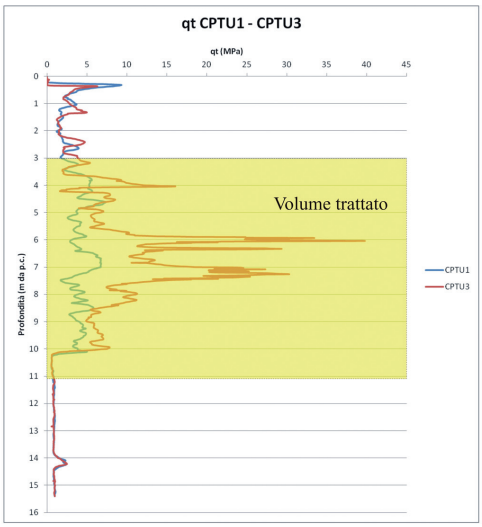
Analisi dei risultati ottenuti. La verifica a liquefazione condotta preliminarmente alle iniezioni ha permesso di riscontrare la presenza di strati potenzialmente liquefacibili a profondità comprese tra - 7 e - 10 m dal p.c..

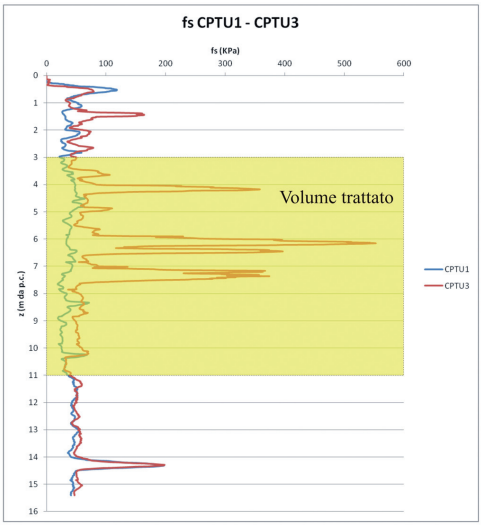
Le prove post-intervento sono state eseguite ad opportune distanze dalle verticali di iniezione così come suggerite dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Di seguito si riportano solo a titolo esemplificativo le risultanze più rappresentative del campo prove per:

- $CPTU_3$ Post-Intervento eseguita in corrispondenza del baricentro della maglia d'iniezione;
- $CPTU_4$ Post-intervento eseguita a 50 cm dal foro d'iniezione.

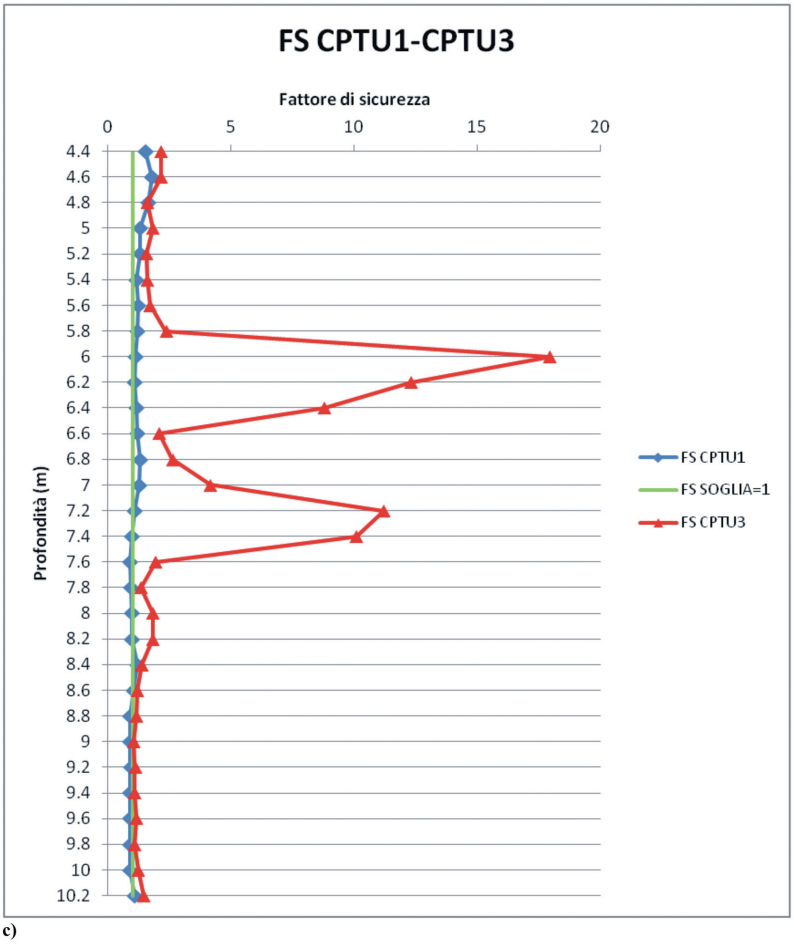
Esito:

- Confronto $CPTU_1$ – $CPTU_3$ (Fig. 3): la prova $CPTU_3$, eseguita nel baricentro della maglia d'iniezione, ha mostrato un notevole miglioramento dei valori di resistenza alla punta e di resistenza all'attrito laterale lungo tutto lo strato trattato. Il fattore di sicurezza ha evidenziato un incremento medio sullo strato del 214% con picchi pari anche a 15 volte il valore iniziale pre - trattamento e la verifica a liquefazione è risultata ampiamente soddisfatta.
- Confronto $CPTU_1$ – $CPTU_4$: anche la prova $CPTU_4$, eseguita a 50 cm di distanza dal foro d'iniezione, ha evidenziato ottimi miglioramenti al fine della mitigazione del rischio di liquefazione. L'incremento dei valori di resistenza alla punta è risultato particolarmente significativo nella porzione tra -6 e -10 m dal p.c. e il fattore di sicurezza ha mostrato un incremento medio del 63 % per una verifica a liquefazione soddisfatta lungo tutta la verticale trattata.





a)



c)

Fig. 3 – Confronto $CPTU_1$ – $CPTU_3$ a) qt resistenza alla punta b) fs resistenza all'attrito laterale c) F.S. fattore di sicurezza alla liquefazione.

Ci preme precisare che le prove sono state ripetute più volte e a differenti distanze secondo maglie condivise con il Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli regionale al duplice scopo di ottenere una maggiore robustezza dei dati nonché per stabilire il miglior raggio d'azione del trattamento, così da consentire un progetto operativo dedicato.

Conclusioni. I risultati ottenuti con metodo PRELIMIT™ di GEOSEC mostrano oltre la previsione iniziale un significativo miglioramento delle prestazioni geotecniche del terreno trattato in assoluta conformità con le norme tecniche di settore e le prescrizioni indicate dal Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia-Romagna. Ne consegue che il metodo si conferma a pieno titolo quale soluzione alternativa e di significativo interesse per la risoluzione dei problemi di mitigazione del rischio liquefazione ed in particolare evidenziando i seguenti vantaggi in confronto alle soluzioni di iniezione più tradizionali:

Nel recupero edilizio, vantaggi per le strutture

- non necessità di scavi e trivellazioni pesanti e non produce vibrazioni alle opere;
- non richiede opere di demolizione e ricostruzione delle fondazioni esistenti;
- non produce sollevamenti impropri.

Vantaggi per il terreno

- non necessità di alta pressione di spinta in fase di iniezione come ad esempio il jet grouting e dunque riduce notevolmente il rischio di dispersione della miscela, consentendo invece un'azione mirata nel volume di terreno bersaglio;
- non appesantisce il terreno dopo il trattamento: il peso specifico della miscela risulta molto inferiore alle miscele cementizie in un rapporto modulabile compreso tra 1/10 e 1/100;
- tempi di maturazione della miscela pressoché incomparabili rispetto alle tradizionali iniezioni di miscele cementizie e più precisamente in un rapporto minimo pari ad almeno 1/30;
- non inquina, un terreno dopo il trattamento rimane non inquinato (D. Lgs. 152/06 e s.m.i).

Bibliografia

Aiello, E. UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI SIENA, Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008) - Teoria ed applicazioni nella progettazione geologica e geotecnica – Ordine dei geologi del Lazio - Corso di Aggiornamento Professionale Continuo, Roma 2010

Gruppo di lavoro MS, 2008. Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della Protezione Civile Reperibile http://www.protezionecivile.it/ sezione "Rischio sismico"

Lanzo, G. Univesità di ROMA 'La Sapienza – Le categorie di sottosuolo delle NTC08: limiti di applicabilità di Vs30. Workshop 'Strategie di Mitigazione del Rischio Sismico', la microzonazione sismica: esperienze, risultati, applicazioni dal 2008 al 2013 Roma, 22-23 maggio 2013 – CNR

Madiai, C. Università degli studi di Firenze Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale Sezione Geotecnica - Liquefazione dei terreni in condizioni sismiche, A.A: 2012/2013

NTC2008 - Norme tecniche per le costruzioni - D.M. 14 Gennaio 2008

Occhi, M., Occhi, A., Gualerzi, D., 2008, Local seismic protection method for existing and/or possible construction sites destined for the foundation areas and those surrounding the building construction. Patent EP1956147

Occhi, M., Occhi, A., Gualerzi, D., 2006, A method for homogenizing and stabilising a soil by way of injections Patent EP1914350.

Regione Emilia Romagna, DETERMINAZIONE n° 12418 del 02/10/2012 Approvazione degli elaborati cartografici concernenti la delimitazione delle aree nelle quali si sono manifestati gravi effetti di liquefazione a seguito degli eventi sismici del 20 e 29 maggio 2012 e degli indirizzi per interventi di consolidamento dei terreni.

AGI - Gruppo di Lavoro dell'AGI per gli Edifici Industriali - Linee di indirizzo per interventi su edifici industriali monopiano colpiti dal terremoto della pianura padana emiliana del maggio 2012 non progettati con criteri antisismici: aspetti geotecnici.

UN APPROCCIO SPEDITIVO PER LA LOCALIZZAZIONE DEL DANNO SU STRUTTURE INTELAIATE IN CEMENTO ARMATO

C. Iacovino, G. Auletta, R. Ditommaso, A. Mossucca, A. Nigro, D. Nigro, F.C. Ponzo
Scuola di Ingegneria, Università degli studi della Basilicata, Potenza, Italia

Introduzione. Il tema del monitoraggio strutturale ha ricevuto negli ultimi anni un interesse crescente da parte sia del mondo della ricerca sia da quello professionale come testimonia il numero cospicuo di sistemi di monitoraggio installati in varie nazioni nel mondo. Nelle fasi immediatamente successive ad un evento sismico, uno dei problemi da affrontare è quello di una valutazione rapida ed affidabile dei danni, che sia utile alla gestione e coordinamento degli interventi immediati di messa in sicurezza e/o di sgombero delle costruzioni potenzialmente danneggiate dal sisma. Il monitoraggio permanente della risposta strutturale e di parametri correlabili al danneggiamento può essere di notevole ausilio, consentendo l'individuazione in tempo quasi reale delle strutture maggiormente danneggiate e la definizione di una gerarchia da seguire nella gestione degli interventi di emergenza.

Negli ultimi decenni sono state sviluppate varie tecniche che vanno sotto il nome di "tecniche di identificazione" le quali permettono di ricavare tramite, misure sperimentali su sistema reale, i parametri caratteristici utili a definire e/o calibrare il modello matematico del sistema in esame. L'applicazione a sistemi strutturali ha avuto negli ultimi decenni un notevole incremento; le motivazioni di questo forte interesse possono essere ricercate in più punti, ma tutte riconducibili alla circostanza che le proprietà dinamiche rappresentano una caratteristica meccanica intrinseca e globale della struttura e quindi possono fornire un quadro dello stato di integrità della stessa. Di conseguenza l'apporto dell'identificazione strutturale risulta vantaggioso nel monitoraggio di strutture esistenti, nel collaudo di nuove costruzioni, nell'intervento su strutture esistenti.

È noto che il verificarsi di un danno su un qualsiasi tipo di struttura è in grado di alterare le caratteristiche dinamiche del sistema strutturale stesso, quali i periodi propri, i fattori di smorzamento viscoso equivalente e le deformate modali. Diversi metodi di valutazione del danneggiamento si basano proprio sulla misura della variazione di tali parametri. Recentemente notevoli sforzi sono stati fatti al fine di ottenere relazioni semplificate, tali da poter essere utilizzate in metodologie speditive, in grado di mettere in relazione le variazioni dei parametri sopra elencati con l'entità e la posizione del danno subito da una struttura.

Molte ricerche sono state svolte nel settore della valutazione del danno sugli edifici, utilizzando tecniche non distruttive (Non-destructive Damage Evaluation: NDE), basate sulla variazione del comportamento dinamico del sistema (Makarios, 2013; Bisht and Singh, 2012; Dinh *et al*., 2012; Omrani *et al*., 2011a, 2011b; Ponzo *et al*., 2010). I metodi NDE possono essere classificati in quattro diversi livelli, in funzione del tipo di informazioni fornite dal singolo approccio (Rytter, 1993). Le tecniche per l'identificazione del danno strutturale, basate sulla variazione dei parametri modali, sono state ampiamente utilizzate per la valutazione dello stato di salute delle strutture esistenti (Limongelli, 2014; Poudel *et al*., 2007; Doebling *et al*., 1996). Roy e Ray-Chaundhuri (2013) forniscono una base matematica per mostrare una correlazione tra il danno strutturale e la variazione della deformata modale.

Oggi, nonostante i progressi registrati nel campo della diagnostica strutturale, la maggior parte degli approcci utilizzati nella valutazione e localizzazione del danno sono basati su ispezioni visive, che danno un risultato qualitativo, unite ad approcci molto spinti basati su ultrasuoni, campi magnetici, radiografia, correnti di flusso e campi termici. Il limite di tale approccio risiede nel fatto che tutti questi metodi sperimentali richiedono che la vicinanza al danno sia nota a priori e che la porzione di struttura da ispezionare sia prontamente accessibile. Al fine di superare tali limitazioni è necessario dotarsi di metodologie meno raffinate, che abbiano un carattere globale, e che consentano un primo livello di screening e siano utili a guidare l'utente nella programmazione della campagna di indagini più dettagliate. Tali protocolli devono essere utilizzabili sia per strutture semplici che per strutture complesse e devono essere

basati su parametri che siano rappresentativi del comportamento strutturale globale, ma allo stesso tempo sensibili a possibili variazioni locali. A tal proposito, i parametri dinamici modali possono essere un utile ausilio e costituire la base per costruire protocolli di indagine basati sulla variazione di tali parametri che possono essere definiti come le impronte digitali di ciascuna struttura. Infatti, l'insorgere del danno su una struttura, sia dovuto a eventi sismici che a problemi di degrado o di altra natura, determina dei cambiamenti nei parametri modali che ben si prestano ad essere studiati ed utilizzati come indicatori della presenza di danno. Considerevole è l'attenzione dedicata, negli ultimi decenni, allo studio e all'utilizzo di tali marcatori per valutare e localizzare il danno su strutture dotate di un sistema di monitoraggio continuo o discreto.

Nel presente lavoro si è posta l'attenzione sulla localizzazione del danno sulle strutture a seguito di un evento sismico e sulla quantificazione dello stesso a partire dalla valutazione della variazione della curvatura modale. È stata effettuata un'estesa campagna di simulazioni numeriche su modelli di strutture in cemento armato non sismoresistenti senza e con la presenza di tamponatura. Il metodo proposto si basa sull'utilizzo di pochi sensori, uno per ogni livello, per la registrazione delle accelerazioni e sulla valutazione delle deformate modali. Inoltre, al fine di validare la procedura proposta, vengono presentati i principali risultati ottenuti da una campagna sperimentale di prove su tavola vibrante effettuate su un modello in scala 1:15 e condotte presso il Laboratorio Prove Materiali e Strutture dell'Università degli Studi della Basilicata (SISLAB).

Metodologia. Nel presente lavoro è stata implementata un'innovativa procedura basata sulla trasformata di Stockwell, la quale supera i limiti derivanti dalle ipotesi di comportamento stazionario e consente di analizzare il comportamento non lineare, e quindi non stazionario, di un qualsiasi sistema dinamico, consentendo una stima molto accurata delle caratteristiche dinamiche dello stesso. L'idea alla base della procedura, sfruttando le caratteristiche della trasformata di Stockwell e del filtro a banda variabile, è quella di isolare una singola deformata modale (riferita al modo fondamentale), valutarne l'eventuale variazione nel tempo e, da questa, calcolare la relativa curvatura. Appare utile impiegare tale operatore integrale al fine di mettere a punto un filtro che consenta di isolare le fasi transienti a frequenza variabile nel tempo ed estrarre le caratteristiche dinamiche di sistemi che evolvono nel tempo, operando simultaneamente nel dominio del tempo e delle frequenze (Ditommaso *et al*., 2012). Il filtro è stato costruito utilizzando le proprietà di convoluzione, linearità e invertibilità proprie della *S-Transform* (Stockwell *et al*., 1996).

L'algoritmo su cui il metodo è basato può essere sintetizzato nei seguenti passi:

- Valutazione della *S-Transform* $S(\tau,f)S(\tau,f)$ del segnale $h(t)h(t)$,
- Generazione della matrice filtrante $G(\tau,f\ )G(\tau,f\ )$,
- Calcolo della convoluzione nel dominio delle frequenze: $M(\tau,f\ ) = G(\tau,f) \cdot S(\tau,f)$ $M(\tau,f\ ) = G(\tau,f) \cdot S(\tau,f)$,
- Recupero del segnale filtrato $h_f(t)h_f(t)$attraverso il calcolo dell'inversa della matrice $M(\tau,f)M(\tau,f)$.

$$h_f(t) = \int_{-\infty}^{+\infty}\left(\int_{-\infty}^{+\infty}[S(\tau,f) * G(\tau,f)]\,d\tau\right)\cdot e^{i\cdot 2\cdot\pi\cdot f\cdot t}\,df \qquad (1)$$

dove $S(\tau,f)S(\tau,f)$rappresenta la trasformata del segnale $h(t)h(t)$, $G(\tau,f)G(\tau,f)$ rappresenta la matrice filtrante ed $h_f(t)h_f(t)$rappresenta il segnale filtrato.

Pertanto al fine di individuare il livello maggiormente danneggiato, è stata analizzata la deformata modale (riferita al modo fondamentale) ed in particolare la variazione della curvatura modale ad essa correlata.

L'algoritmo utilizzato prevede i seguenti passi:

1. valutazione della risposta strutturale in accelerazione all'ultimo livello (Fig. 1a),

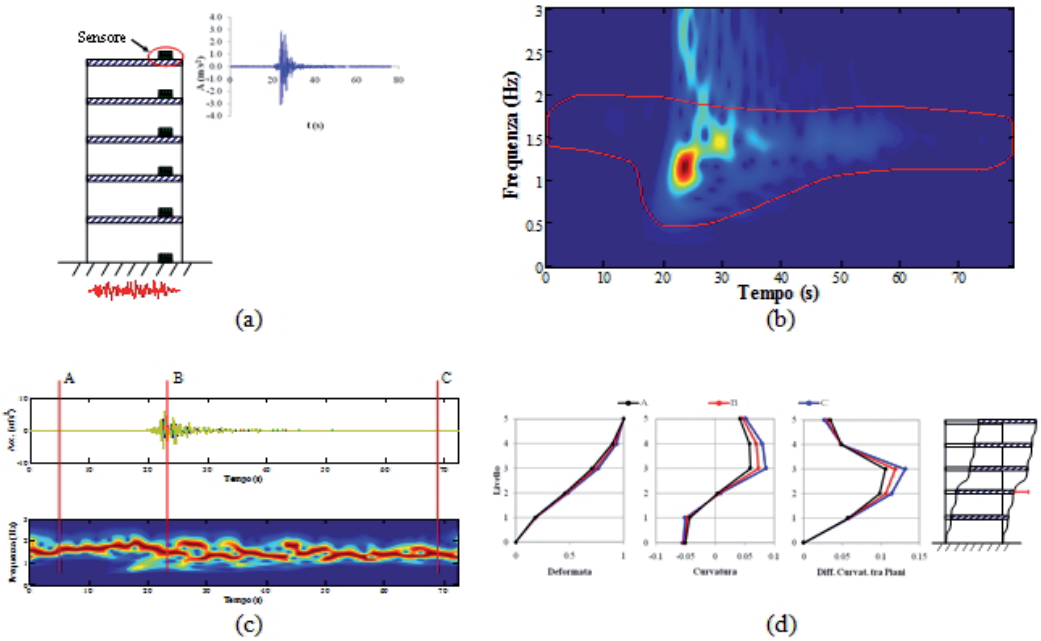


Fig. 1 – Algoritmo per la localizzazione del danno.

2. definizione della matrice filtrante relativa al modo di vibrazione considerato (tarata sul segnale registrato all'ultimo livello) (Fig. 1b),
3. convoluzione della matrice filtrante con la trasformata di Stockwell dei segnali registrati a tutti i livelli e lungo la stessa direzione (Fig. 1c),
4. valutazione della deformata modale e della relativa curvatura in tre istanti temporali: iniziale (istante precedente alla fase strong motion), massimo (istante di minima frequenza) e finale (istante successivo all'evento sismico) (Fig. 1d).

Modelli numerici e sperimentali. Per la verifica della procedura proposta è stata effettuata un'estesa campagna di simulazioni numeriche considerando i risultati ottenuti utilizzando una tipologia di struttura in c.a. progettata a soli carichi verticali e modellata agli elementi finiti mediante l'utilizzo del programma SAP2000. Sono state condotte prove con l'impiego di accelerogrammi, sia naturali che artificiali, compatibili con gli spettri elastici forniti dalle attuali Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008). Sono stati analizzati modelli numerici a tre, cinque e otto piani regolari in pianta. Al fine di determinare la soglia di danneggiamento anche della componente non strutturale, la campagna di simulazioni numeriche è stata ampliata modellando gli effetti provocati dalla tamponatura sulle strutture intelaiate. Le tamponature contribuiscono in misura sostanziale all'irrigidimento, alla capacità di dissipare energia e all'innesco dei meccanismi di crisi locali o globali della costruzione, governandone attivamente la risposta sismica. Per portare in conto la presenza delle tamponature (Dolce *et al.*, 2004), che contribuiscono in termini di rigidezza e resistenza, a modificare il reale comportamento per azioni orizzontali di un edificio, è previsto l'inserimento di bielle equivalenti reagenti solo a compressione. La valutazione della capacità resistente e irrigidente di un ipotetico tipo di tamponatura è stata effettuata considerando un sistema di bielle equivalenti, la cui area totale è stata determinata moltiplicando lo spessore del pannello $t_w t_w$ per una larghezza equivalente $b_w b_w$, calcolata mediante la relazione di Mainstone (1974), valida per pannelli in laterizio di forma rettangolare.

Allo scopo di testare e verificare la procedura per la localizzazione del danno strutturale, sono state effettuate prove sperimentai su tavola vibrante effettuate su un modello in scala

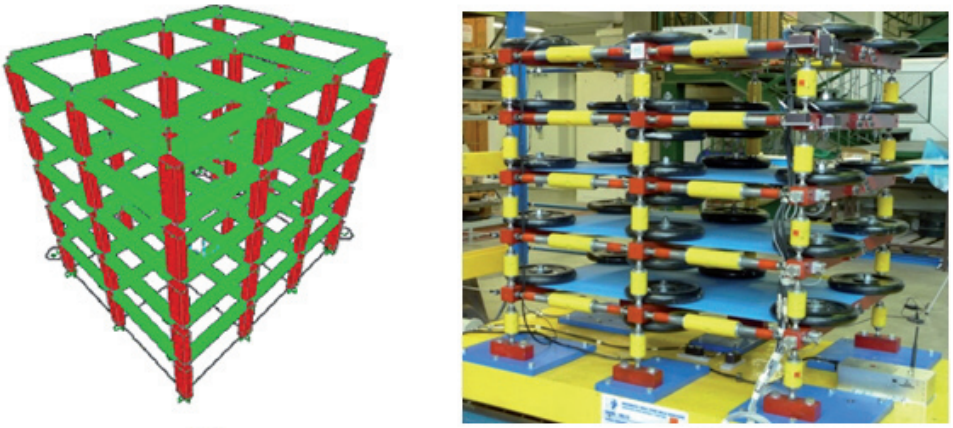


Fig. 2 – Modello numerico a cinque piani (a); modello sperimentale a cinque piani (b).

1:15 a cinque piani e condotte presso il Laboratorio Prove Materiali e Strutture dell'Università degli Studi della Basilicata (SISLAB). Il modello sperimentale in scala 1:15 è costituito da elementi modulari in acciaio e da barre in alluminio, diversamente rastremate, sostituibili, a resistenza e rigidezza calibrate (Fig. 2). Dotati di tali caratteristiche gli elementi modulari e le barre rastremate possono essere assemblati per riprodurre prototipi di edifici intelaiati in c.a.: I) progettati con differenti normative tecniche; II) numero variabile di piani; III) differenti meccanismi di collasso; IV) differenti livelli di regolarità in elevazione e in pianta.

La campagna sperimentale è stata condotta utilizzando accelerogrammi naturali compatibili con le Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008) per un suolo tipo B in zona 1. Gli input sono stati scalati nel tempo, per tener conto del fattore di scala del modello, mediante un fattore pari alla radice quadrata della scala del modello, passando da una scala 1:1 ad una scala 1:15.

Risultati. Al fine di localizzare il danno subìto da una struttura a seguito di un evento sismico, per prima cosa si è posta l'attenzione sulle deformate modali, a partire dalle registrazioni accelerometriche, e sulle corrispondenti curvature modali nel tempo. Dopo aver valutato tali parametri, sono stati analizzati i drift d'interpiano che permettono di avere informazioni sulla presenza del danno in quanto risultano essere validi indicatori di danno. Uno dei parametri di risposta più importante per la caratterizzazione del comportamento sismico di un edificio è, infatti, lo spostamento relativo di interpiano. Il drift si presta a definire, attraverso i diversi livelli prestazionali, sia il danno atteso agli elementi non strutturali sia agli elementi strutturali (Calvi, 2013). La differenza di curvatura modale tra i piani permette di localizzare il danno strutturale e quindi di individuare il livello in cui la struttura risulta maggiormente danneggiata. Ulteriore passo in avanti, rispetto alla semplice localizzazione del livello danneggiato, risiede nella possibilità di quantificare il livello di danneggiamento raggiunto dalla struttura. Al fine di ricercare una relazione che leghi le differenze di curvatura (differenza di curvatura tra piani e successivamente differenza tra l'istane prima dell'evento sismico e l'istante di frequenza minima) al massimo drift, sono state condotte delle analisi di correlazione tra le due grandezze. La Fig. 3 mostra le correlazioni tra il massimo drift di piano e la massima differenza di curvatura per il modello numerico a 5 piani e per il modello sperimentale.

Dai primi risultati, riportati in Fig. 3 si può osservare una buona correlazione tra il massimo drift di piano e la massima differenza di curvatura. Per le strutture in cemento armato è possibile notare un andamento quasi lineare fino a circa l'1% di drift per poi proseguire con un andamento di tipo non lineare. È importante notare che i dati sperimentali confermano la presenza di un legame tra i due parametri.

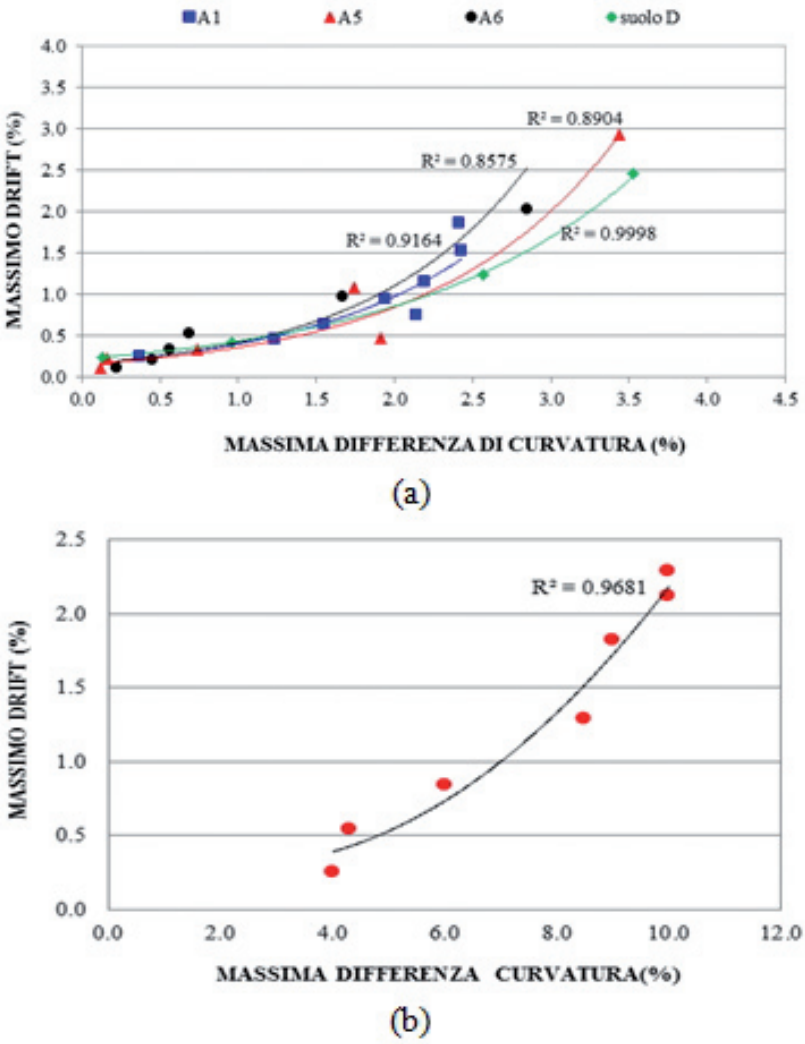


Fig. 3 – Correlazione tra il massimo drift di piano e la massima differenza di curvatura: a) modello numerico a cinque piani; b) modello sperimentale.

Conclusioni. Diversi autori hanno mostrato che le variazioni della curvatura modale sono strettamente correlate al danneggiamento strutturale. Inoltre, utilizzando la curvatura modale è anche possibile localizzare il danno subito dalla struttura a seguito di un terremoto.

Nel presente lavoro si è concentrata l'attenzione sulla validazione di una procedura innovativa per la valutazione e la localizzazione del danno sulle strutture intelaiate. Si sottolinea il fatto che il metodo proposto si basa sulla valutazione delle deformate modali calcolate a partire dalle accelerazioni e non dagli spostamenti evitando così problemi di divergenza nell'operazione di doppia integrazione. Tale opportunità risulta di fondamentale importanza sia per comprendere meglio i meccanismi di danneggiamento delle strutture durante gli eventi sismici, sia per mettere in atto strategie di localizzazione del danno basate sulla variazione istantanea della curvatura modale, così come presentato in questo lavoro. Dai risultati ottenuti per le diverse strutture si può notare che la curvatura modale e la differenza tra i piani riescono a dare informazioni sulla posizione del danno e quindi a localizzare in modo veloce ed intuitivo il livello dove questo si

è concentrato maggiormente a seguito di un evento sismico. In definitiva la procedura proposta in questo lavoro si può collocare all'interno dei metodi di secondo livello permettendo quindi di fornire indicazioni circa la posizione del danno subito da una struttura intelaiata a seguito di un evento sismico. Le peculiarità del metodo possono rivelarsi utili per monitorare un gran numero di strutture strategiche, valutare in tempo reale l'eventuale danneggiamento degli edifici in caso di eventi sismici importanti e contribuire alla determinazione degli scenari di danno. Alla luce di tutto questo risulta evidente come le conseguenze del danno strutturale in numerose costruzioni esistenti hanno una seria influenza sulla vita stessa dell'opera e delle persone che la utilizzano. Conseguentemente il significato del controllo del danno assume sempre di più un'importanza fondamentale nel processo di collaudo, manutenzione e monitoraggio della costruzione.

Ringraziamenti. Questo studio è stato finanziato parzialmente dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile nell'ambito del Progetto DPC-RELUIS 2015 – Osservatorio Sismico delle Strutture e Monitoraggio.

Bibliografia

Bisht S.S. and Singh M.P.; 2012: *Detecting sudden changes in stiffness using high-pass filters*. Struct. Control Health Monit. **19**, 319–331. DOI: 10.1002/stc.433.

Calvi G. M.; 2013: *Scelte e criteri per il consolidamento sismico*. Progettazione Sismica, Vol.**4**, n.1.

Cao M. Xu, Ostachowicz W. and Su, Z.; 2014: *Damage identification for beams in noisy conditions based on Teager energy operator-wavelet transform modal curvature*. Journal of Sound and Vibration. 333, pp. 1543–1553.

Dinh H.M. Nagayamaz T., and Fujinoy Y.; 2012: *Structural parameter identification by use of additional known masses and its experimental application*. Struct. Control Health Monit. **19**, 436–450. DOI: 10.1002/stc.444.

Ditommaso R., Mucciarelli M., and Ponzo F.C.; 2012: *Analysis of non-stationary structural systems by using a band-variable filter*. Bulletin of Earthquake Engineering, DOI: 10.1007/s10518-012-9338-y.

Doebling S.W., Farrar C.H. and al.; 1996: *Damage identification and health monitoring of structural and mechanical systems from changes in their vibration characteristics: a literature review*. Los Alamos National Laboratory Report, New Mexico.

Gabor D.; 1946: *Theory of communications*. J Inst Elect Eng 93:429–457.

Limongelli M. P.; 2014: *Seismic health monitoring of an instrumented multistory building using the interpolation method*. *Earthquake Engng Struct. Dyn*. 2014.

Mainstone R. J.; 1974: *Supplementary note on the stiffness and strength of infilled frames*. Current paper CP13/74, *Build. Res. Establishment*, London.

Makarios T. K.; 2013: *Identification of building dynamic characteristics by using the modal response acceleration time-histories in the seismic excitation and the wind dynamic loading cases*. Accelerometers: Principles, Structure and Applications, 2013, pages 77-114.

Mossucca A.; 2008: *Modellazione in Scala di Strutture Intelaiate: Analisi delle Distorsioni ed Applicazioni Sperimentali*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Rischio Sismico XXI Ciclo, Università degli Studi della Basilicata – Potenza.

Omrani R.. Hudson R.E. and Taciroglu E.; 2011a: *Story-by-story estimation of the stiffness parameters of laterally-torsionally coupled buildings using forced or ambient vibration data: I. Formulation and verification*. Earthquake Engng Struct. Dyn, DOI: 10.1002/eqe.1192.

Omrani R., Hudson R.E. and Taciroglu E.; 2011b: *Story-by-story estimation of the stiffness parameters of laterally-torsionally coupled buildings using forced or ambient vibration data: II. Formulation and verification*. Earthquake Engng Struct. Dyn, DOI: 10.1002/eqe.1193.

Pandey A.K., Biswas M. and Samman M.M.; 1991: *Damage detection from changes in curvature mode shapes*. Journal of Sound and Vibration, **145**: Issue 2, pp. 321-332.

Ponzo F.C, Ditommaso R., Auletta G. and Mossucca A.; 2010: *A Fast Method for Structural Health Monitoring of Italian Strategic Reinforced Concrete Buildings*. Bulletin of Earthquake Engineering, **8**, Number 6, pp. 1421-1434. DOI: 10.1007/s10518-010-9194-6.

Poudel U.P., Fu G. and Ye J.; 2007: *Wavelet transformation of mode shape difference function for structural damage location identification*. Earthquake Engng Struct. Dyn. 2007; 36:1089–1107

Rytter A.; 1993. *Vibrational based inspection of Civil Engineering Structures*. Ph.D. Thesis, University of Aalborg, Denmark.

Roy K. and Ray-Chaudhuri S.; 2013: *Fundamental mode shape and its derivatives in structural damage localization*. Journal of Sound and Vibration, **332** (2013), 5584-5593.

Stockwell R.G., Mansinha L. and Lowe R.P.; 1996: *Localization of the complex spectrum: the S transform*. IEEE Trans Signal Process **44**:998–1001.

AMBIENT VIBRATION TESTS ON ENERGY PRODUCTION AND DISTRIBUTION FACILITIES: THREE CASE STUDIES

G. Massolino, D. Sandron, A. Rebez, M. Mucciarelli
OGS - Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste, Italy

Introduction. In this study the ambient noise tests performed on three different kinds of energy related industrial structures are described: a concrete dam, an oil tank and a hangar. Since the failure of these structures could induce serious damage to people, property and the environment, it is fundamental to perform their dynamic characterization and operational monitoring. In fact, boundary conditions, geometrical and material properties may be different from the design characteristics, due to structure exposure or even to construction mistakes.

The modal tests that can be performed on a structure for the determination of dynamic parameters, such as natural frequencies and damping, are of two kinds: forced vibration or ambient vibration. The former is very expensive and complicated, especially on big constructions, but (being the input known) has the advantage of allowing the determination of force response relationships, leading to more accurate modal proprieties definition (Bukenya *et al*., 2012). The latter, on the contrary, is cost-effective, non-destructive, quick and easy to perform, since it doesn't require any artificial source. Between these non-invasive techniques for damage detection and monitoring of structural performance of existing structures, there are the "Operational Modal Analysis" (OMA) or "Noise Input Modal Analysis" (NIMA), consisting in the estimation of natural frequencies, mode shapes and damping ratios using only the ambient noise as source input (Sevim *et al*., 2013). Since the vibration amplitudes are small (Ivanović *et al*., 2000), ambient vibration tests can describe only the linear behavior of structures. However, it can be an effective way to have a high degree of confidence that the structure's model used is a realistic representation of the physical structure (Ventura *et al*., 2005). Therefore, in this work the test results were compared, when possible, to theoretical formulations and Finite Element Models (FEM).

Usually, ambient vibration tests are applied to the determination of dynamic characteristics of existing civil buildings but it can be a powerful tool also for industrial facilities related to the production and distribution of energy. In fact, in this case, it is fundamental to avoid interference on the operability. Moreover, a crucial application of the technique is the possibility to make a comparative analysis between the modal frequencies under different load conditions and before and after an earthquake. As a consequence, if a large number of strategical structures were characterized in this way, immediately after the occurrence of an earthquake it could be possible to estimate the damage entity and plan a safety intervention.

Ambient vibration can be used also to detect asymmetries or rotation plans in structures. In fact, in this work it is shown how it is possible to determine the azimuthal and tilt angle of the rocking rotational direction for the dam, or the stiffness centre and torsional component for the hangar.

Unfortunately, it won't be possible to give detailed characteristics of the analyzed structures because of industrial confidentiality.

Methods. The ambient noise surveys have been performed with tri-axial digital high resolution tromograph Tromino, Micromed®. The horizontal axes were always orientated in accordance to the structural axes: in the direction of the curvature radius for the dam, tangential to the border for the tank and parallel to the main planar dimension for the hangar. Due to limited availability of instruments (3 Tromino stations), measures were not synchronized, although all the measures have been referred to an ambient noise measure on bedrock or free-field. Ambient noise was recorded for 12 minutes on the structures and 30 minutes on free-field soil, at a sampling rate of 128 Hz. In the analysis, the smoothing was fixed to 3% for the measures on structures, 10% for those on free-field soil.

Results. *Dam*. The estimation of the actual dynamic response to loads in the case of dams is quite complicated, as it depends on several factors, such as design input, interaction with the

foundation and reservoir water level (Calcina *et al*., 2014). Experimental methods can be used to have a control over general dynamic parameters calculated through dynamic analysis; ambient vibration tests can save a considerable amount of money in comparison to other techniques, such as those performed with mechanical vibrodyne. In the past many ambient vibration tests have been performed on arch concrete dams, but the pertinence of such tests on dams with more complex or mixed structural behavior (as in this case) have not been validated yet. The dam analyzed in this work, in fact, presents a mixed structure: arch and gravity. The ambient vibration test was performed on 7 points on the crest and inside the three internal galleries. All the measures were referred to the one made on a bedrock outcrop at the side of the dam. Unfortunately, even though the measures were executed on a short time (4 hours) in order to avoid changing in the conditions throughout the testing period, a strong wind raised in the middle of the survey, probably influencing it.

Considering the Eq. 1 proposed by Priscu *et al*. (1985):

$$f = \frac{1}{0.1 + 0.2\left(\frac{H}{100}\right)} \tag{1}$$

where f is the natural fundamental frequency and H the dam height (meters), the theoretical fundamental frequency of the dam, if it was considered as an arch dam, is equal to 5.2 Hz. According to ambient vibration tests, instead, the main frequency results equal to 4.6 Hz (Fig. 1, panel c)). The difference between the theoretical and experimental frequency values can be explained considering that the structure is a mixed arch-gravity structure and that the age of the structure may have affected it. Moreover, Eq. 1 neglects the crest length and thickness and the water level of the reservoir (Calcina *et al*., 2014). In Fig. 1 panel a) the deformation shape of the dam for the fundamental mode is shown. That was obtained projecting the amplification value of the main peak for every test point on the crest.

In the ambient vibration analysis of dams, an important role is played by the vertical component, since the rocking effect results can be relevant. Therefore the only peak in the H/H curve that can be considered as structural behavior are the ones to which also corresponds a peak on the V/V curve. This lead to the decision of performing also an analysis of vibrational directivity. Del Gaudio *et al*. (2008) demonstrated as techniques based on the analysis of horizontal-to-vertical spectral ratios (HVSR) can be usefully employed in investigations of directivity properties of site response. In this work, the technique is instead applied to the structure, using the XNSR Matlab code (Mucciarelli *et al*., 2013) for the detection of the azimuthal and tilt angle of structure vibration, verifying therefore the contribution of rocking phenomena. In Figs. 1f and 1g, the size of the bullets represents the amplification of the HVSR peaks, calculated with a certain combination of azimuth and tilt angle; the color, instead, represents the frequency at which the peaks occur. In Fig 1, panel f, the results are shown for the measure acquired on the bedrock outcrop. As it was supposed to be, no directionality is evident, and the frequency of the main bullets is 1 Hz. In Fig. 1 panel g, instead, the results for the measure on the crest of the dam are shown. In this case, the cluster of bullets with a major size, around an angle of 5 degrees of tilt in respect to the vertical plan and approximately 45° of azimuth angle, corresponds to the fundamental vibration mode of 4.7 Hz. Therefore, the first mode shows, predictably, a rocking phenomenon. The other colors in the graph are ascribable to higher periods, more complex to figure out.

The influence of the reservoir water level cannot be ignored (Calcina *et al*., 2014). The water reservoir level was almost reaching the maximum at the time of the survey. Hence, it would be important to repeat the tests with a lower water level.

Oil tank. The calculation of the seismic response in the case of a tank is fairly complex. In fact, the structural period needs to be combined with the one of the liquid content. It was shown that a part of the liquid moves in long-period sloshing motion, while the rest moves rigidly with

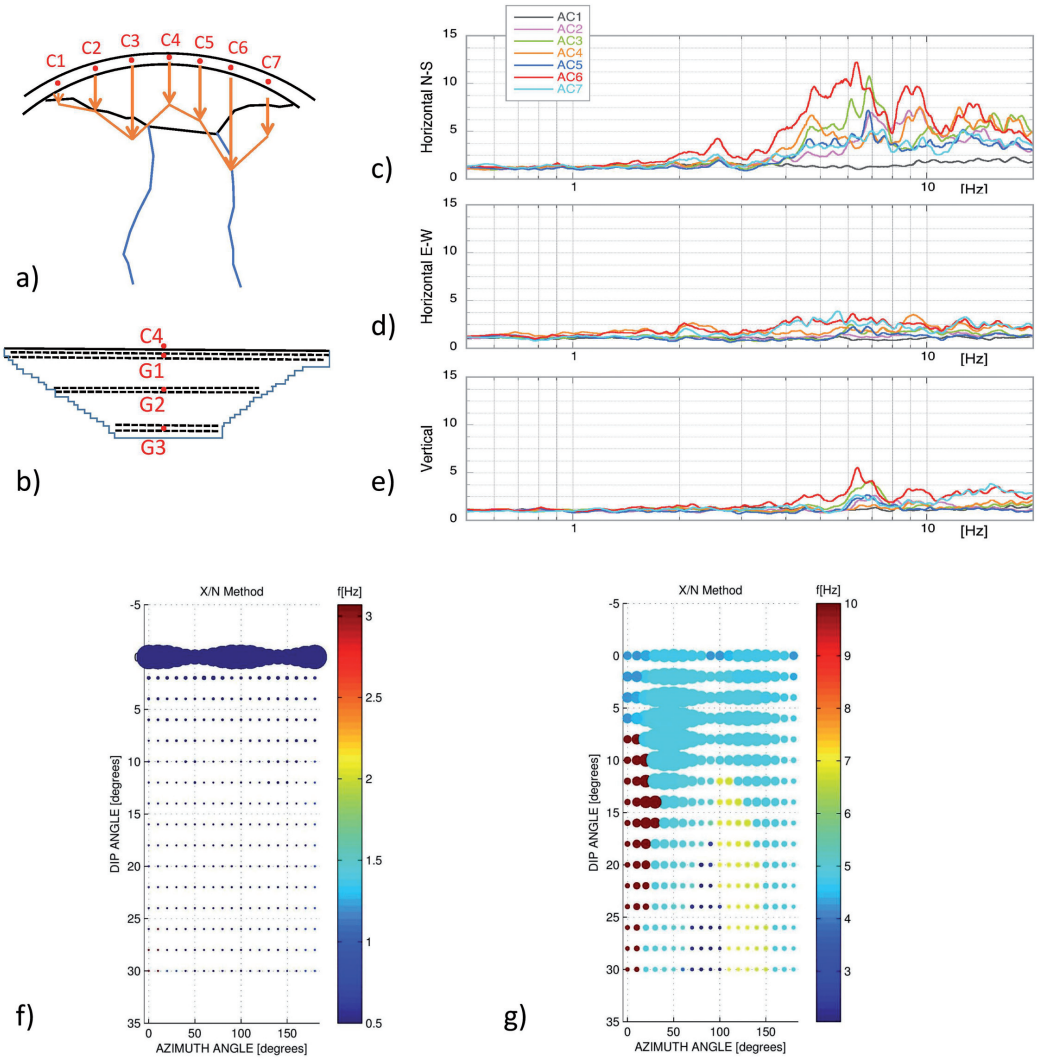


Fig. 1 – a) Deformation shape for the fundamental mode of the dam, according to H/V analysis on the crest; b) position of the galleries; c) results of H/H ratios for the crest, radial direction; d) results of H/H ratios for the crest, tangential direction; e) results of V/V ratio for the tests on the crest; f) vibrational directivity, test on bedrock outcrop; g) vibrational directivity, test on the central point on the crest of the dam.

the tank wall. This part of liquid, also known as the impulsive liquid, experiences the same acceleration as the ground and contributes predominantly to the base shear and overturning moment. The sloshing liquid (or convective) determines the height of the free surface waves, and hence the freeboard requirement to a safety condition.

The convective and impulsive responses periods are usually calculated through the Eqs. 2 and 3 (Eurocode 8; Malhotra *et al.*, 2000):

$$T_{imp} = C_i \frac{\sqrt{\rho} H}{\sqrt{s R} \sqrt{E}} \tag{2}$$

$$T_{con} = C_C \sqrt{R} \tag{3}$$

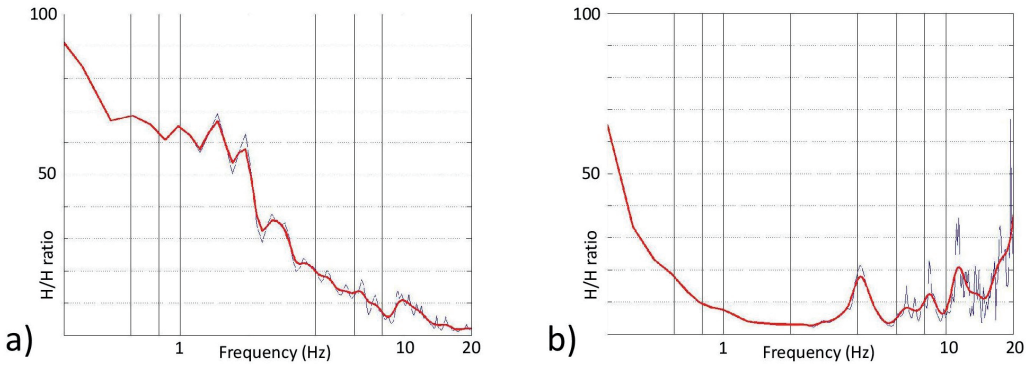


Fig. 2 – a) Results of H/H ratio for the oil tank, almost empty (less than 3 meters of fluid level); b) results of H/H ratio for the water tank, completely filled up.

where H is the design height of the fluid, R is the radius of the tank, s is the equivalent uniform thickness of the wall of the tank, ϱ the density of the liquid mass and E the modulus of elasticity of the material. The coefficients Ci and Cc are obtained from an exact model of the tank-liquid system and included into Appendix 1 in Eurocode 8. Ci is a non-dimensional coefficient, while Cc is expressed in $s/m^{1/2}$.

The main objective of the ambient vibration test performed on the oil tank was to understand if it was possible to measure the impulsive and convective periods instead of calculating them. The structure tested is a vertical cylindrical steel structure, with a radius of 13.72 m and 17 m height, 10.000 m^3 capacity. At the time the tests were done the tank was almost empty, since it is a buffer tank. Therefore, the same test has been taken also on a slightly smaller water tank that was, instead, full.

The results are shown in Fig. 2 and in Tab. 1 a comparison between the theoretical and experimental periods is presented (Massolino *et al.*, 2014). The period calculated for the oil tank almost empty are approximated, since the Eurocode 8 code does not provide formulations for a filling ratio lower than 0.3. The results are promising even if not totally satisfactory, probably because of a bad coupling between the sensors and the structure. More tests should be performed on many other tanks so to verify if these considerations are reliable.

Tab. 1 - Comparison between convective and impulsive periods obtained by experimental vibration tests and by theoretical formulations.

	T_{imp} [s]	T_{conv} [s]	f_{imp} [Hz]	f_{conv} [Hz]	Exp.f_{imp} [Hz]	Exp.f_{conv} [Hz]
Water tank (full)	0.20	4.9	4.97	0.20	4	<0.3
Oil tank (full)	0.24-0.26	5.59	3.85-4.14	0.18	/	/
[Oil tank (empty)]	≈0.05	≈8.47	≈19	≈0.12	≈10	<0.3

Hangar. Noise Input Modal Analysis technique has widely been adopted for the characterization of standard buildings, giving reliable results especially for multi-storeyed ones with regular characteristics in height and plan architecture. In this study, ambient vibration surveys have been implemented on a two-storeys hangar of 60x30 m planar dimension, framework structure with prestressed reinforced concrete pillars and reinforced masonry infill walls. The two floors has different height: 6 and 3 m respectively. The stairs are always considered as an element of major stiffness, so when they are located on one side, as in this case, the building shows a stiffness planar asymmetry. Therefore, a strong torsional component is expected. In order to

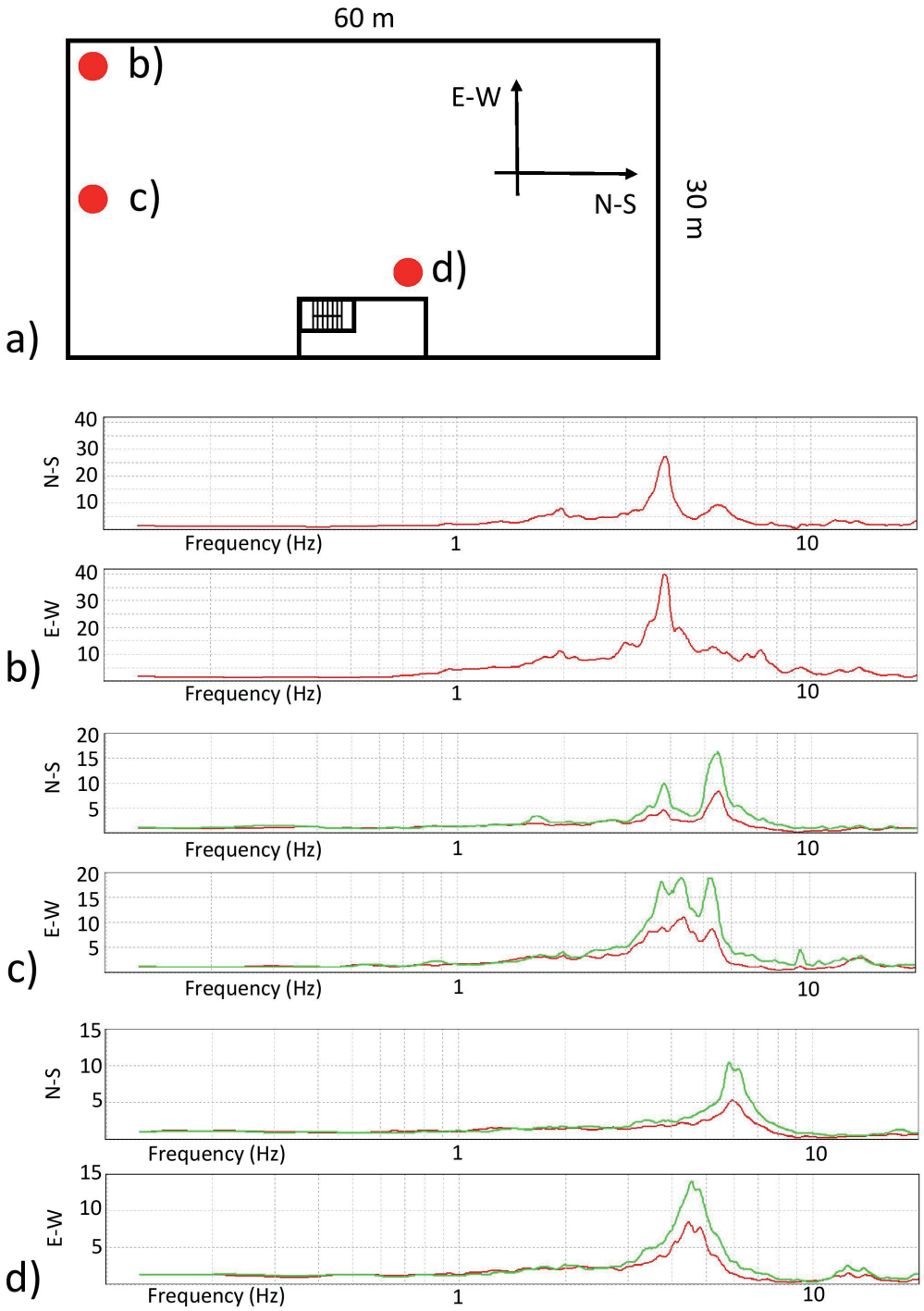


Fig. 3 – a) Plan of the hangar; b) results of H/H and V/V ratio, acquired on the corner of the building. It is possible to notice the importance of the torsional mode, by the much higher amplification of H/H curve relative to measures in the corner of building plan, in comparison to the one near the stairs (d); c) results of H/H and V/V ratio, acquired on the shorter side of the building. It is possible to observe that the amplification in lower that case b but higher that case d; d) results of H/H and V/V ratio, acquired next to the stairs. The stairs can be recognized as a center of stiffness, since the amplifications are lower than any other testing point.

highlight this component, the measurements have been performed in the center of the building floor, in one corner and next to the stairs.

The results of ambient vibration surveys are shown in Fig. 3. The frequencies of first three modes are 2, 4 and 5.5 Hz, the corresponding periods are very close to the ones obtained by the Finite Element Model (Tab. 2). It is also possible to identify the direction of the modes: the first and the third one are parallel to the N-S direction of the instrument, corresponding to the major planar dimension, while the second is parallel to the E-W direction (shorter side). The amplification at 4 Hz (Fig. 3 panel c) for the N-S component is much lower than the E-W one. Furthermore, the amplitude of H/H peaks for the test point next to the stairs are lower than the one on the shorter side of the building, that itself is lower than the one on the corner, confirming the identification of the stairs as a stiffness center of the structure. The ensemble of these considerations supports the initial suspicion that the modes are highly coupled and thus the torsional component is relevant for the hangar.

Tab. 2 - Comparison between first three modes periods obtained by experimental vibration tests and by Finite Element Model (FEM).

Mode	Period [s] – Tromino	Period [s] – FEM	Direction
1	0.52	0.639	N-S
2	0.26	0.284	E-W
3	0.18	0.196	N-S

Conclusions. Ambient noise analysis can be successfully applied for the dynamic characterization as for standard buildings as for industrial and/or energy production and distribution facilities. The technique is simple, quick, it does not interfere with the normal operability and, not least, is cheap. It is crucial, in case of an earthquake: if the structure was previously characterized, the comparison between the pre and post event is prompt. Thus, it would be possible to immediately highlight possible major damage and plan the intervention.

In this work, noise input technique has been carried out on three different types of structures related to the energy industry: a concrete dam, an oil tank (and a water tank for comparison) and an asymmetric hangar. The measurements on arch dams are quite common, but satisfactory results can be obtained also on dams with complex structural behaviour. As far as tanks are concerned, more tests on tanks of different size should be performed, in order to validate the reliability of these results. Both in the case of the dam and the hangar, it has been seen how the ambient vibration technique can be useful in the detection of planar asymmetry, as in the case of the hangar stiffness asymmetry and consequent torsional component. Likewise, in the case of the dam, the rocking rotational direction was determined, using XNSR Matlab code.

Both in the case of the dam and of the tank, the influence of reservoir water level cannot be ignored. Hence, it would be important to repeat the tests with different water level.

Lastly, ambient vibration tests should be performed frequently, in order to highlight possible changes in the structural behaviour, necessarily under the same conditions to be sure that the changes are imputable to differences in boundary parameters, allowing prevention activities and assuring a prompt intervention before major damage occurs.

References

Bukenya P., Moyo P. and Oosthuizen C.; 2012. *Comparative study of operational modal analysis techniques using ambient vibration measurements of a concrete dam*. Proceedings of ISMA2012-USD2012.

Calcina S. V., Eltrudis L., Piroddi L. and Ranieri G.; 2014. *Ambient Vibration Tests of an Arch Dam with Different Reservoir Water Levels: Experimental Results and Comparison with Finite Element Modelling*. Hindawi Publishing Corporation, The Scientific World Journal, Volume 2014, Article ID 692709, 12 pages – http://dx.doi.org/10.1155/2014/692709

Del Gaudio V., Coccia S., Wasowski J., Gallipoli M.R. and Mucciarelli M.; 2008. *Detection of directivity in seismic site response from mictrotremor spectral analysis*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 751-762. www.nat-hazards-earth-syst-sci.net/8/751/2008

Eurocode 8; 2006. *Design of structure for earthquake resistance*. *UNI EN 1998-4:2006 Part 4: Silos, tanks and pipelines*.

Ivanović S.S., Trifunac M.D. and Todorovska M.I.; 2000. *Ambient vibration tests of structures – a review*. ISET Journal of Earthquake Technology, Paper NO. 407, Vol. 37, No. 4, December 2000, pp. 165-197.

Malhotra P. K., Wenk T. and Wieland M.; 2000. *Simple procedure for seismic analysis of liquid-storage tanks*. Structural Engineering International, 3/2000.

Massolino G., Barnaba C., Forchiassin S., Romeo R., Sandron D., Santulin M. and Tamaro A.; 2014. *Preliminary seismic vulnerability assessment of a steel oil storage tank: geophysical analysis and design spectra definition*. 33° Congresso Nazionale GNGTS – Bologna, 25-27 November 2014.

Mucciarelli M., Stabile T.A., Gallipoli M.R., Zuliani D.; (2013). *XNSR – un diverso approccio ai rapporti spettrali da stazione singola, (presentazione)*. 32° Congresso Nazionale GNGTS – Trieste Stazione Marittima, 19-21 November 2013.

Priscu R., Popovici A., Stematiu D. and Stere C.; 1985. *Earthquake Engineering for Large Dams*. John and Wiley Sons, Romania.

Sevim B., Altunisik A.C. and Bayraktar A., Abrahamson, N. A.; 2013. *Structural identification of concrete arch dams by ambient vibration tests*. In: Advances in Concrete Construction, Vol. 1, No.3 (2013) 227-237. DOI: http://dx.doi.org/10.12989/acc2013.1.3.227.

Ventura C.E., Lord J.F., Turek M., Brincker R., Andersen P. And Dascotte E.; 2005. *FEM Updating of Tall Building using Ambient Vibration Data*. In C. Soize & G.I. Schuëller (Eds.), Structural Dynamics EURODYN 2005: Proceedings of 6th International Conference on Structural Dynamics, Paris, France, 4-7 September 2005 (pp. 237 – 242). Millpress.

UNA RIFLESSIONE CRITICA SULL'UTILIZZO DELLA FORMULAZIONE SEMPLIFICATA PER LA VALUTAZIONE DEL PERIODO FONDAMENTALE DI STRUTTURE IN C.A.

A. Nigro, G. Auletta, R. Ditommaso, A. Cacosso, C. Iacovino, D. S. Nigro, F. C. Ponzo
Scuola di Ingegneria, Università degli studi della Basilicata, Potenza, Italia

Introduzione. Il periodo fondamentale di oscillazione dipendente dalla massa, dalla rigidezza della struttura e dal sistema di vincoli applicato, è influenzato da diversi fattori tra cui la regolarità strutturale, il numero di piani, le caratteristiche geometriche, la presenza di componenti non strutturali e l'interazione suolo-struttura (Hatzigeorgiou e Kanapitsas, 2013; Salama, 2013; Prajapati *et al*., 2012; Crowley *et al*., 2010; Kose, 2009). Tale parametro fornisce indicazioni sul comportamento globale del sistema edificio-terreno e dipende fortemente anche dal tipo di dinamica esibita dalla struttura nonché dai criteri di progettazione utilizzati e dalla pratica costruttiva utilizzata all'epoca di realizzazione dell'edificio. Negli ultimi anni sono stati effettuati diversi studi sperimentali, calibrati su dati provenienti da edifici monitorati durante eventi sismici rilevanti, che hanno portato allo sviluppo di formulazioni semplificate per stimare il periodo elastico. La grande maggioranza dei codici normativi a livello internazionale propone relazioni semplificate per la valutazione del periodo elastico delle strutture in funzione dell'altezza (Al-Nimry *et al*., 2014; Ditommaso *et al*., 2013; Ricci *et al*., 2011; Gallipoli *et al*., 2010; Michel *et al*., 2010; Verderame *et al*., 2010, 2007; Guler *et al*., 2008; Crowley *et al*., 2004), del numero di piani (Vidal *et al*., 2014; Michel *et al*., 2010; Oliveira *et al*., 2010) e, in alcuni casi, dell'estensione in pianta (Lee *et al*., 2000). Tuttavia, gran parte di tali relazioni sono state concepite secondo moderni criteri di progettazione sismica, diversi, in molti casi, da quelli che caratterizzano gli edifici esistenti.

La valutazione delle strutture esistenti e la conseguente progettazione degli interventi, così come la progettazione del nuovo, può essere affrontata con l'ausilio di analisi statiche, lineari

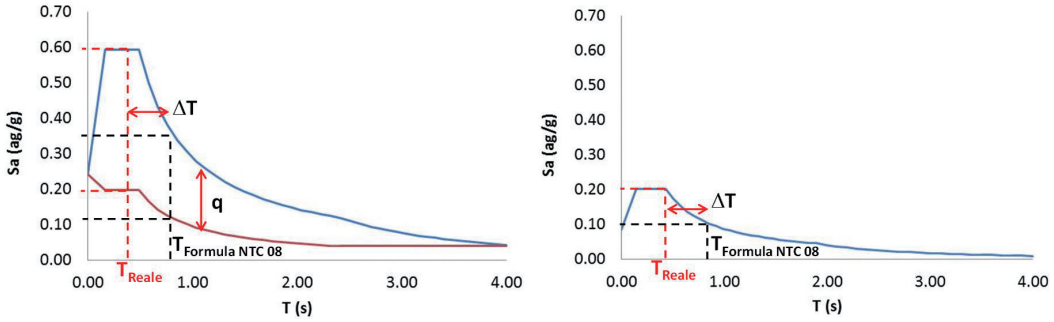


Fig. 1 – Spettro di risposta allo Stato Limite Ultimo (a) e spettro di risposta allo Stato Limite di Danno (b).

e non lineari, a patto che la costruzione soddisfi alcuni requisiti geometrici e dinamici prescritti dalle Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008) e dalla relativa Circolare esplicativa (617/2009). In tali condizioni, le forze statiche equivalenti da applicare alla struttura, per simulare l'effetto delle azioni sismiche, vengono calcolate facendo riferimento a una relazione semplificata che lega il periodo fondamentale di oscillazione all'altezza della struttura e alla tipologia strutturale. Negli ultimi anni, al fine di proporre relazioni semplificate, sono state eseguite diverse campagne numeriche e sperimentali su strutture in cemento armato in diverse aree geografiche. Le risultanze hanno evidenziato delle differenze sostanziali tra i valori dei periodi suggeriti dalle NTC 2008 e i valori sperimentali misurati in situ: la relazione di norma tende a sovrastimare, sistematicamente, i valori dei periodi di oscillazione delle strutture reali. A titolo di esempio, nella figura seguente vengono mostrati uno spettro di risposta elastico allo Stato Limite Ultimo e uno spettro di progetto (Fig. 1a) e uno spettro di risposta elastico allo Stato limite di Esercizio (Fig. 1b), per suolo di tipo B.

Come si può notare dalla Fig. 1, la sovrastima del periodo proprio di vibrazione può comportare l'adozione di un'accelerazione spettrale significativamente inferiore a quella reale. Tale approccio potrebbe essere coerente allo SLU, dove si deve tener conto dell'incremento del periodo a seguito delle plasticizzazioni della struttura. Al contrario, allo SLE, tale approccio si potrebbe rivelare a svantaggio di sicurezza in quanto la struttura, a tale livello prestazionale, non deve subire danneggiamenti tali da provocare riduzioni significative di rigidezza. In questo lavoro viene presentato uno studio a carattere numerico e sperimentale, che ha l'obiettivo di confrontare il periodo fondamentale di oscillazione, misurato su diverse strutture intelaiate in cemento armato ubicate in Basilicata, con il periodo fondamentale stimato con l'ausilio della formula 7.3.5 proposta dalle NTC 2008.

Valutazione del periodo con formulazione semplificata. La maggior parte delle relazioni presenti in letteratura tecnico-scientifica finalizzate alla determinazione del periodo fondamentale di oscillazione delle strutture, sono funzione dell'altezza totale *H*, dato che, più di ogni altro parametro, fissato il sistema di vincoli (incastro alla base), riassume il rapporto tra la rigidezza e la massa dell'edificio. La formulazione semplificata, tradizionalmente adottata, mette in relazione il periodo elastico (*T*) all'altezza (*H*) dell'edificio attraverso la seguente formulazione:

$$T = \alpha \cdot H^{\beta} \qquad (1)$$

dove α è un coefficiente dipendente dalla tipologia strutturale. Essa compare per la prima volta in ATC3-06 (ATC, 1978) assumendo, per le strutture in calcestruzzo armato, il valore β=0.75, mentre il coefficiente α, calibrato sulla base dei periodi misurati durante il sisma di San Fernando del 1971, è posto pari a 0.025 (se H è in piedi) o, in maniera equivalente, a 0.06 (se *H* è espressa in metri).

Nell'ultimo decennio, sulla base di studi numerici e sperimentali, sono stati proposte diverse varianti della sopracitata relazione che attribuiscono ai coefficienti α e β valori differenti (Al-

Nimry *et al*., 2014; Ricci *et al*., 2011; Oliveira *et al*., 2010; Verderame *et al*., 2007; Lee *et al*., 2000). Tra le relazioni maggiormente citate in letteratura, che legano il periodo fondamentale di una struttura all'altezza, troviamo quella suggerita all'interno del lavoro di Goel e Chopra (1997). La formula empirica proposta per stimare il periodo fondamentale di vibrazione di edifici in calcestruzzo armato, è basata su misurazioni effettuate nel corso di diversi terremoti in California. In particolare, Goel e Chopra (1997), hanno collezionato una base dati sperimentale di ben 37 edifici in c.a., progettati sismicamente, con altezza variabile tra i 10 e 100 m, assoggettati a 8 terremoti californiani di diversa intensità, da quello di San Fernando del 1971 a quello di Northridge del 1994. La formulazione proposta è la seguente:

$$T = 0.052 \cdot H^{0.9} \tag{2}$$

dove altezza H è espressa in metri.

Un'altra relazione ampiamente citata in ambito scientifico è quella proposta da Hong e Hwang (2000) ottenuta sulla base dei risultati registrati su 21 edifici in c.a., progettati sismicamente, presenti sul territorio di Taiwan e sottoposti a 4 eventi di moderata intensità, tali da non violare il comportamento elastico della struttura. La formulazione è la seguente:

$$T = 0.029 \cdot H^{0.804} \tag{3}$$

A seguito del terremoto de L'Aquila del 6 aprile 2009, alcuni autori (Ditommaso *et al*., 2013), hanno effettuato studi su 68 strutture intelaiate in c.a., differenti per tipologia strutturale, epoca di costruzione, altezza e livello di danneggiamento. In particolare, sono state ricavate delle relazioni periodo-altezza relative ai diversi livelli di danno riscontrati, in accordo con la scala EMS 98, considerando la seguente espressione:

$$T = \alpha \cdot H \tag{4}$$

I livelli di danno (DL) variano tra 1 (danno non strutturale) e 4 (danno strutturale elevato): sono stati ottenuti dei coefficienti di regressione relativi a un livello di danneggiamento DL0-DL1 (da danno trascurabile a limitato), un danneggiamento DL2-DL3 (da danno strutturale moderato a rilevante), un danneggiamento DL3 (danno rilevante).

Tab. 1 - Coefficienti alfa di regressione.

	DL0-DL1	DL2-DL3	DL3
alfa	0.016	0.026	0.028

Le Norme Tecniche per le Costruzioni riportano, nel paragrafo *7.3.3.2 Analisi lineare statica*, la seguente relazione semplificata per la valutazione del periodo fondamentale di vibrazione:

$$T = C_1 \cdot H^{3/4} \tag{5}$$

dove C_1 dipende dalla tipologia strutturale ed, in particolare, è pari a 0.075 per costruzioni con struttura a telaio in cemento armato.

Modelli numerici. È stata effettuata un'estesa campagna di simulazioni numeriche considerando diverse tipologie di strutture in c.a. progettate a soli carichi verticali e modellate agli elementi finiti mediante l'utilizzo del programma SAP 2000. Su tali modelli sono state condotte analisi modali lineari per valutarne il periodo fondamentale. I modelli considerati sono caratterizzati da due, tre, quattro e cinque piani. È stata considerata, inoltre, la presenza e la possibile distribuzione delle tamponature all'interno del telaio spaziale, al fine di analizzare la loro influenza sulla risposta dinamica elastica. Per portare in conto la presenza delle tamponature (Dolce *et al*., 2004), che contribuiscono in termini di rigidezza e resistenza, a modificare il reale comportamento per azioni orizzontali di un edificio, è previsto l'inserimento di bielle equivalenti reagenti solo a compressione. La valutazione della capacità resistente e irrigidente

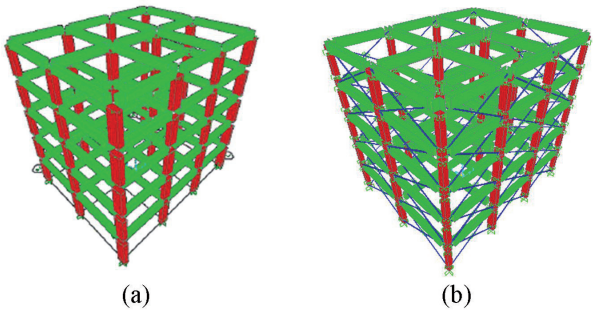


Fig. 2 – Modelli numerici: (a) privo di tamponatura; (b) interamente tamponato.

di un ipotetico tipo di tamponatura è stata effettuata considerando un sistema di bielle equivalenti, la cui area totale è stata determinata moltiplicando lo spessore del pannello t_w per una larghezza equivalente b_w, calcolata mediante la relazione di Mainstone (1974), valida per pannelli in laterizio di forma rettangolare. La Fig. 2 mostra, della tipologia a 5 piani, un modello numerico tipo con e senza tamponatura.

Delle quattro tipologie sono state analizzate le seguenti configurazioni che si differenziano in base al tipo di disposizione delle tamponature:

- struttura priva di tamponatura (Bare Frames);
- struttura interamente tamponata;
- struttura con tamponatura a pilotis.

Complessivamente, sono state eseguite oltre 30 analisi statiche e dinamiche (lineari).

Campagna sperimentale. È stata eseguita un'ampia campagna di misure vibrazionali (di tipo velocimetrico) finalizzate alla caratterizzazione dinamica di diverse strutture intelaiate in cemento armato (sia strutture strategiche che edifici destinati a civile abitazione) ubicate in Basilicata.

La sperimentazione *in situ* è finalizzata alla valutazione delle principali caratteristiche dinamiche delle strutture e alla calibrazione, mediante tecniche di model updating, di modelli previsionali per la correlazione dei principali parametri geometrici di un edificio alle principali caratteristiche dinamiche, tali da tener conto anche della distribuzione delle componenti non strutturali, sia in condizione di vibrazione ambientale che sotto l'effetto di terremoti frequenti.

Il protocollo di indagine prevede il susseguirsi delle seguenti procedure di misurazione:

- test in condizioni di vibrazioni ambientali alla testa dell'edificio;
- test in condizioni di vibrazioni ambientali alla base dell'edificio;
- misurazione altezza totale;
- misurazione altezza interpiano;
- valutazione rapporto dei lati alla base;
- tipologia di tamponatura.

Le misurazioni sono state effettuate mediante velocimetri posizionati in testa e alla base degli edifici. Per ogni misura, considerata la tipologia di struttura e al fine di caratterizzare al meglio la risposta dinamica della struttura, sono stati utilizzati tempi di acquisizione della durata di 10 minuti.

Risultati. In questo paragrafo vengono mostrati i risultati preliminari derivanti dalle analisi numeriche e dalla campagna sperimentale. In particolare, è stata calibrata una relazione tra il periodo fondamentale di vibrazione e l'altezza di una struttura. Nelle Tabb. 2 e 3 vengono riportati rispettivamente le frequenze e i periodi fondamentali ricavati dalla campagna numerica e sperimentale.

Nella Fig. 3 vengono mostrate le relazioni tra il periodo fondamentale e l'altezza per i diversi modelli numerici e le strutture reali.

Sono riportate, inoltre, la relazione contenuta nelle NTC 2008 (Eq. 5), la relazione proposta da Goel e Chopra (1997) (Eq. 2), la relazione proposta da Hong e Hwang (2000) (Eq. 3), le relazioni proposte da Ditommaso *et al*. (2013). Si può notare che le formulazioni proposte dalle Norme Tecniche per le Costruzioni e da Goel e Chopra (1997) forniscono valori del periodo fondamentale superiori rispetto a quelli misurati su strutture reali non danneggiate.

Tab. 2 - Frequenze, periodi e altezze relativi ai modelli numerici.

MODELLI NUMERICI	f [Hz]	T [sec]	Htot [m]
Modelli privi di tamponatura	3.347	0.299	6
Modelli privi di tamponatura	2.543	0.393	9
Modelli privi di tamponatura	2.212	0.452	12
Modelli privi di tamponatura	1.959	0.510	15
Modelli totalmente tamponati	4.625	0.216	6
Modelli totalmente tamponati	3.400	0.294	9
Modelli totalmente tamponati	2.665	0.375	12
Modelli totalmente tamponati	2.199	0.455	15
Modelli con piano pilotis	3.776	0.265	6
Modelli con piano pilotis	3.030	0.333	9
Modelli con piano pilotis	2.472	0.405	12
Modelli con piano pilotis	2.067	0.484	15

Tab. 3 - Frequenze, periodi e altezze relativi alle diverse strutture esaminate.

STRUTTURE REALI	f [Hz]	T [sec]	Htot m]
I.I.S C. Levi Sant'Arcangelo	6.80	0.147	7.0
I.T.A. Villa D'Agri			
corpo 1	4.90	0.204	11.0
corpo 2	8.00	0.125	11.0
IPSIA Giorgi Potenza			
corpo 1	4.70	0.213	7.5
corpo 2	4.60	0.217	7.5
Istituto Alberghiero Potenza			
corpo 1	3.00	0.333	28.0
corpo 2	3.30	0.303	24.3
corpo 3	3.00	0.333	21.4
corpo 4	3.60	0.278	21.4
ITCG D'Errico Palazzo San Gervasio			
corpo 1	5.40	0.185	10.7
corpo 2	5.70	0.175	10.7
corpo 3	4.60	0.217	10.7
ITS D'Alessandro Lagonegro			
corpo 1	8.80	0.114	11.0
corpo 2	7.80	0.128	11.0
corpo 3	8.00	0.125	11.0
corpo 4	7.70	0.130	11.0
Liceo scientifico Melfi			
corpo 1	5.50	0.182	11.0
corpo 3	4.10	0.244	13.7
Liceo scientifico Potenza			
corpo 1	5.70	0.175	7.5
corpo 2	7.50	0.133	7.5
corpo 3	6.00	0.167	7.5
Mediafor Potenza	4.50	0.222	7.2
Scuola media F.lli Giura Maschito	4.60	0.217	11.6
Comune Maschito	4.90	0.204	12.7
Scuola elementare Giovanni XXIII Venosa	6.10	0.164	10.6
Scuola media De Luca Venosa	4.60	0.217	14.6

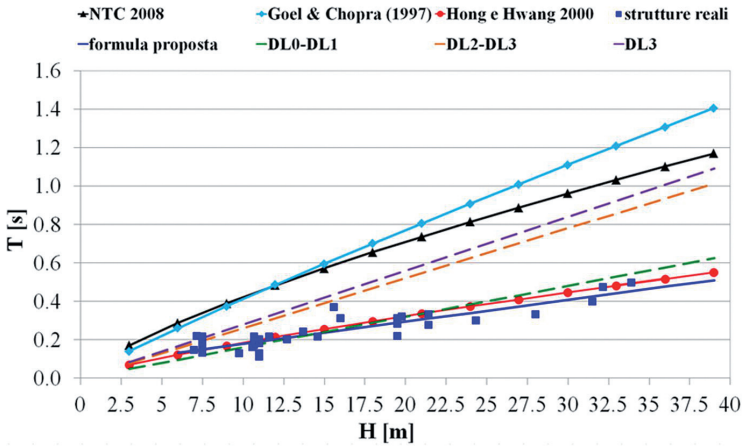


Fig. 3 – Relazione tra il periodo fondamentale di vibrare e l'altezza per i diversi casi analizzati.

Sulla base dei risultati ottenuti per le diverse strutture analizzate, è stata ricavata la seguente formulazione:

$$T = 0.011 \cdot H + 0.065 \quad (6)$$

La formulazione empirica proposta è basata sull'Eq. 4 e differisce dalla stessa per la presenza di una costante. La costante α assume il valore 0.011 e l'intervallo di validità è [3, 40] m.

Conclusioni. Dall'analisi dei risultati è emerso che il periodo calcolato con la relazione riportata nelle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008) risulta superiore al periodo fondamentale misurato sulle strutture reali indagate in Basilicata. Anche per i modelli numerici, ad eccezione dei modelli Bare Frames, la relazione delle NTC 2008 sovrastima il periodo di vibrazione.

La formulazione proposta da Hong e Hwang (2000) riesce invece a stimare meglio i dati ottenuti dalla campagna di indagine sperimentale.

Tuttavia, la valutazione delle diverse formulazioni deve tener conto degli aspetti strutturali degli edifici esistenti che si presentano assai differenti dagli edifici progettati secondo una moderna concezione sismica. La regolarità in pianta o in elevazione e la gerarchia delle resistenze sono caratteristiche generalmente non considerate nel processo progettuale degli edifici esistenti.

Sulla base dei risultati ottenuti si possono effettuare alcune considerazioni in merito alla valutazione della sicurezza strutturale sia nei confronti degli Stati Limite di Esercizio (SLE) che degli Stati Limite Ultimi (SLU). Utilizzando l'approccio semplificato, basato sulla categoria di sottosuolo (A, B, C, D, E – restane escluse le categorie speciali), e considerata la forma spettrale proposta dalla norma, la sovrastima del periodo fondamentale di vibrazione di una struttura può portare a considerare accelerazioni spettrali più basse e, di conseguenza, forze di inerzia più basse.

Le formulazioni del periodo proposte dalle attuali normative possono essere in accordo con la filosofia progettuale delle Nuove Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008), relativamente agli Stati Limite Ultimi (SLV e SLC), ai quali si associa una perdita significativa di rigidezza nei confronti delle azioni orizzontali e quindi, di conseguenza, un aumento del periodo proprio di vibrare rispetto alle condizioni non danneggiate. Per gli Stati Limite di Esercizio (SLO e SLD), ai quali si associa, invece, l'assenza, o quasi, di perdita di rigidezza nei confronti delle azioni verticali e orizzontali, una tale sovrastima avrebbe come conseguenza quella di sottostimare le azioni sulla struttura. Pertanto, per essere più aderenti alle attuali filosofie progettuali, potrebbe essere opportuno considerare due distinte formulazioni del periodo fondamentale, con riferimento ai diversi stati limite considerati.

Ringraziamenti. Questo studio è stato finanziato parzialmente dal Dipartimento Nazionale di Protezione Civile nell'ambito del Progetto DPC-RELUIS 2015 – Osservatorio Sismico delle Strutture e Monitoraggio.

Bibliografia

Al-Nimry H., Resheidat M., Al-Jamal M.; 2014: *Ambient vibration testing of low and medium rise infilled RC frame buildings in Jordan*. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. **59**, pp. 21–29.

Applied Technological Council 1978: *Tentative provisions for the development of seismic regulation for buildings*. Rep. No, ATC3-06, Applied Technological Council, Paolo Alto, California.

Circolare 2 febbraio 2009, n. 617 Istruzioni per l'applicazione delle «Nuove norme tecniche per le costruzioni» di cui al decreto ministeriale 14 gennaio 2008.

Crowley H., Pinho R.; 2004: *Period-height relationship for existing European reinforced concrete buildings*. Journal of Earthquake Engineering, Vol. **8** (Special Issue 1), pp. 93-119.

Crowley H., Pinho R.; 2010: *Revisiting Eurocode 8 formulae for periods of vibration and their employment in linear seismic analysis*. Earthquake Engineering and Structural dynamics, Vol. **39**, pp. 223-235.

Ditommaso R., Vona M., Gallipoli M.R., Mucciarelli M.; 2013: *Evaluation and consideration about foundamental period of damaged reinforced concrete buildings*. Natural Hazards and Earth System Sciences, Vol. **13**, pp. 1903-1912.

Dolce M., Cardone D., Marnetto R., Mucciarelli M., Nigro D., Ponzo F.C. Santarsiero G.; 2004: *Experimental static and dynamic response of a real r/c frame upgraded with SMA recentering and dissipating braces*. Proc. 13th World Conf. on Earthquake Eng., Vancouver, British Columbia, Canada, 1–6 August 2004, paper no. 2878, CDRom Edition.

Fabbrocino G., Rainieri C., Verderame G.M.; 2007: *L'analisi dinamica sperimentale e il monitoraggio delle strutture esistenti*. Giornata di Studio "Controllo e monitoraggio di edifici in Calcestruzzo Armato: il caso-studio di Punta Perotti, Bari, Ialia, Giugno 2007.

Gallipoli M.R., Mucciarelli M., Šket-Motnikar B., Zupančić P., Gosar A., Prevolnik S., Herak M., Stipčević J., Herak D., Milutinović Z., Olumćeva T.; 2010: *Empirical estimates of dynamic parameters on a large set of European buildings*. Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. **8**, pp. 593-607.

Goel R.K., Chopra A.K.; 1997: *Period formulas for moment-resisting frame buildings*. Structural Engineering Division ASCE; Vol. **123**, pp. 1454-1461.

Guler K., Yuksel E., Kocak A.; 2008: *Estimation of the Fundamental Vibration Period of Existing RC Buildings in Turkey Utilizing Ambient Vibration Records*. Journal of Earthquake Engineering, Vol. **12:S2**, pp. 140-150.

Hatzigeorgiou G.D., Kanapitsas G.; 2013: *Evaluation of fundamental period of low-rise and mid-rise reinforced concrete buildings*. Earthquake Engineering & Structural Dynamics, Vol. **42**, pp. 1599-1616.

Hong L., Hwang W.; 2000: *Empirical formula for fundamental vibration periods of reinforced concrete buildings in Taiwan*. Earthquake Engineering and structural Dynamics, Vol. **29**, pp. 327-333.

Kose M.M.; 2009: *Parameters affecting the fundamental period of RC buildings with infill walls*. Engineering Structures, Vol. **31**, pp. 93-102.

Lee L.H., Chang K.K., Chun Y.S.; 2000: *Experimental formula for the fundamental period of RC buildings with shear-wall dominant systems*. The Structural Design of Tall Buildings, Vol. **9**, pp. 295-307.

Mainstone R.J.; 1974: *Supplementary note on the stiffness and strength of infilled frames*, Current paper CP13/74, Build. Res. Establishment, London.

Michel C., Guéguen P., Lestuzzi P., Bard P.Y.; 2010: *Comparison between seismic vulnerability models and experimental dynamic properties of existing buildings in France*. Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. **8**, pp 1295-1307.

NTC. Nuove norme tecniche per le costruzioni. DM 14 gennaio 2008, Gazzetta Ufficiale n. 29 del 4 febbraio 2008.

Oliveira C.S., Navarro M.; 2010: *Fundamental periods of vibration of RC buildings in Portugal from in-situ experimental and numerical techniques*. Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. **8**, pp. 609-642.

Prajapati N., Desai A.N.; 2012: *Effect of height and number floors to natural time period of a multi-storey building*. International journal of emerging technology and advanced engineering, ISSN 2250-2459, Vol. **2**, Issue 11.

Ricci P., Verderame G.M., Manfredi G.; 2011: *Analytical investigation of elastic period of infilled RC MRF buildings*. Engineering Structures, Vol. **33**, pp. 308–319.

Salama M.I.; 2013: *Experimental estimation of time period of vibration for moment resisting frame buildings*. 2nd Turkish Conference on Earthquake Engineering and Seismology – TDMSK -2013 September 25-27, 2013, Antakya, Hatay/Turkey.

Verderame G.M., Iervolino I., Mariniello C., Manfredi G.; 2007: *Il periodo nella valutazione sismica di edifici esistenti in c.a.* 12° Convegno Nazionale ANIDIS, Pisa, 10-14 giugno 2007, paper 315.

Verderame G.M., Iervolino I., Manfredi G.; 2010: *Elastic period of sub-standard reinforced concrete moment resisting frame buildings*. Bullettin Earthquake Engineering, Vol. **8**, pp. 955-972.

Vidal F., Navarro M., Aranda C., Enomoto T.; 2014*: Changes in dynamic characteristics of Lorca RC buildings from pre- and post-earthquake ambient vibration data*. Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. **12**, pp. 2095-2110.

CARATTERIZZAZIONE DELLA DANNEGGIABILITÀ SISMICA DI INFRASTRUTTURE CRITICHE LINEARI: IL CASO DELL'OLEODOTTO IN FRIULI VENEZIA GIULIA

A. Tamaro[1,2], S. Grimaz[2], M. Santulin[3], D. Slejko[1]
[1] Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale – OGS, Trieste, Italia
[2] Dipartimento di Chimica, Fisica e Ambiente, Università degli Studi di Udine, Italia
[3] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano, Italia

Introduzione. La motivazione scientifica dello studio in oggetto è nata dalla constatazione che gli eventi sismici, oltre a causare il crollo di edifici, di ponti, ecc., con conseguenti perdite di vite umane, se colpiscono impianti critici e rilevanti possono mettere in crisi anche l'assetto socio-economico di un territorio e provocare ingenti danni all'ambiente. I terremoti, infatti, possono comportare un rischio che non dipende unicamente dagli effetti diretti su strutture e persone, ma comprendere anche gli effetti conseguenti ad eventuali rilasci di sostanze pericolose derivanti da significativi danneggiamenti agli impianti di stoccaggio e alle infrastrutture di trasporto energetico come oleodotti e gasdotti. Gli incidenti così generati sono stati nominati eventi Na-Tech (Campedel *et al*., 2008; Krausmann *et al*., 2011) ad indicare la doppia matrice causale dell'evento: naturale e tecnologica. Un esempio di tale fenomeno è il terremoto di magnitudo M_W=7,4 a Izmit in Turchia nel 1999, che causò l'incendio e il conseguente collasso di un serbatoio di stoccaggio nella raffineria di Yarimica e comportò gravissime conseguenze in termini di inquinamento atmosferico. Per quanto riguarda il possibile danneggiamento indotto da un evento sismico alle *lifeline* (infrastrutture viarie e *pipeline* interrate), è da ricordare il recente terremoto di magnitudo M_L=7,2 a Yushu in Cina nell'aprile 2010 che causò diversi danni sia alle infrastrutture viarie che ai sistemi di trasporto di corrente elettrica; inoltre ci furono severi danneggiamenti e conseguenti rotture delle condotte interrate di trasporto dell'acqua causate da fenomeni di fagliazione superficiale e *debris flow*. Recenti lavori analizzano la problematica della valutazione della pericolosità sismica per infrastrutture critiche (Grimaz e Slejko, 2014) e la situazione italiana in particolare (Grimaz, 2014).

L'obiettivo del presente studio consiste nella progettazione di un strumento a supporto delle decisioni, costituito da un geo-database (Bogliolo, 2012), finalizzato a supportare e gestire i dati geospaziali necessari a descrivere le azioni preliminari di mitigazione del rischio sismico, individuando le zone potenzialmente critiche per un sistema di distribuzione di petrolio greggio, costituito da un oleodotto interrato, da stazioni di pompaggio e da un deposito di stoccaggio. Poiché non è possibile ridurre la pericolosità sismica, la mitigazione del rischio deve necessariamente puntare a limitare le conseguenze dei terremoti mediante azioni atte alla riduzione della vulnerabilità e dell'esposizione anche tramite un'adeguata pianificazione dell'uso del territorio, specialmente dal punto di vista dell'inquinamento ambientale. Per tale fine, l'utilizzo della tecnologia GIS rappresenta un fondamentale supporto informatico per la gestione e la rappresentazione del dato spaziale derivante dalle analisi probabilistiche di stima del rischio sismico.

Il punto di partenza della metodologia utilizzata è stato l'analisi della pericolosità sismica che per un sistema di distribuzione di petrolio greggio deve comprendere, sulla base dell'esperienza maturata durante gli eventi passati (O'Rourke and Liu, 1999), sia la pericolosità derivata dalla propagazione delle onde sismiche (*strong ground shaking*), ovvero lo scuotimento transiente prodotto nel mezzo dal passaggio delle onde sismiche, che la possibilità di deformazioni permanenti indotte da fenomeni del terreno causati da frane, liquefazione e fagliazione superficiale (*ground failure*). Il procedimento di calcolo è stato suddiviso in due parti: una prima parte riguarda la caratterizzazione delle sorgenti sismiche e la conseguente determinazione dello scuotimento atteso al sito, cioè dei valori di accelerazione e velocità del terreno in funzione della distanza dalle sorgenti, mediante l'utilizzo di opportune relazioni di attenuazione. La seconda parte riguarda la valutazione preliminare del rischio sismico degli elementi oggetto dello studio (stazione di pompaggio, oleodotto), espressa in termini di danno fisico diretto. Il danno fisico

diretto viene valutato mediante l'uso di curve di fragilità o funzioni di danno; tali curve sono funzioni log-normali cumulative che danno la probabilità di raggiungere o superare differenti stati di danneggiamento, dato il valore di scuotimento del terreno a cui è sottoposto l'elemento considerato.

La metodologia citata è stata applicata alla valutazione del rischio sismico dell'oleodotto transalpino (Transalpine Pipeline - TAL) che collega Trieste a Ingolstadt in Germania. L'infrastruttura inizia nel Golfo di Trieste con l'impianto marino di approdo delle navi, in cui viene scaricato il petrolio greggio (con una media di 35 milioni di tonnellate di greggio scaricate ogni anno) e trasferito al Parco Serbatoi di Dolina attraverso quattro tubazioni interrate. Da qui parte la *pipeline* interrata che attraversa l'intero territorio del Friuli - Venezia Giulia e, dopo aver valicato le Alpi, prosegue il suo percorso in Austria per raggiungere Ingolstadt in Germania, da dove si snoda in due direzioni terminando ad ovest nei pressi di Karlsruhe e ad est a Neustadt, per una lunghezza complessiva di 753 chilometri. L'analisi di rischio sismico qui presentata si concentra sulla parte di impianto ubicata sul territorio del Friuli - Venezia Giulia e consiste nell'impianto marino di approdo delle navi, nel deposito di stoccaggio, in tre impianti di compressione e nel sistema stesso di trasporto del petrolio greggio mediante una condotta interrata.

La pericolosità sismica. È stato applicato l'approccio probabilistico per lo studio di pericolosità sismica proposto originariamente da Cornell (1968) tramite il software Crisis 2015 (Ordaz *et al*., 2015). L'approccio di Cornell è basato su due ipotesi di lavoro: 1) gli intervalli di occorrenza dei terremoti hanno una distribuzione esponenziale (gli eventi seguono, cioè, un processo di Poisson, senza perciò alcuna memoria del tempo, dimensione e ubicazione degli eventi precedenti); 2) la magnitudo è esponenzialmente distribuita (relazione di Gutenberg – Richter: GR). La sismicità, inoltre, è considerata uniformemente distribuita all'interno delle sorgenti sismiche. Il metodo di Cornell (1968) necessita dei seguenti dati di input: geometria delle sorgenti sismiche, modello di sismicità (in termini di numero medio di terremoti per intervallo di magnitudo e massima magnitudo) e modello di attenuazione del moto del suolo. La quantificazione delle incertezze (McGuire, 1977) è un punto cruciale nel calcolo della pericolosità sismica su base probabilistica (PSHA). Due tipi di incertezze caratterizzano i risultati di PSHA: la variabilità aleatoria e l'incertezza epistemica (McGuire e Shedlock, 1981; Toro *et al*., 1997). La variabilità aleatoria è la casualità naturale in un processo: se ne tiene conto in PSHA introducendo la deviazione standard dei modelli considerati nei calcoli. L'incertezza epistemica è l'incertezza scientifica nella scelta del modello utilizzato a rappresentare il processo, ed è causata da dati e conoscenze limitati: se ne tiene conto utilizzando modelli alternativi. L'approccio ad albero logico in PSHA (Kulkarni *et al*., 1984; Coppersmith e Young, 1986) è stato introdotto per la quantificazione delle incertezze epistemiche. Ogni nodo della struttura dell'albero logico rappresenta una componente specifica del calcolo (zonazione sismogenetica, modello di sismicità, modello di attenuazione, ecc.) e raccoglie una serie di modelli alternativi, rappresentati dai diversi rami dell'albero. I rami alternativi dovrebbero essere indipendenti tra loro ed esaustivi delle opinioni della comunità scientifica. Il risultato complessivo finale (valore medio e deviazione standard) è ottenuto pesando adeguatamente i risultati individuali provenienti dai diversi rami (Rebez e Slejko, 2004a).

Nel presente studio, è stato considerato un albero logico semplificato rispetto a quanto già utilizzato per la regione Friuli - Venezia Giulia (Slejko *et al*., 2011) che si compone di: due zonazioni sismogeniche [FRI: Slejko *et al*. (2008) e DISS (DISS Working Group, 2010)], un solo approccio per la definizione del modello sismicità (Slejko *et al*., 1998), un metodo statistico per il calcolo della magnitudo massima (Kijko and Graham, 1998) e la relazione di attenuazione (GMPE) di Bindi *et al*. (2011) per il calcolo del picco di accelerazione orizzontale (PGA) e del picco di velocità (PGV). È stata stimata la pericolosità sismica in termini di PGA e PGV per un tempo di ritorno (Tr) di 475 anni, standard di riferimento per la progettazione sismica di edifici di civile abitazione, e per il Tr di 1950 anni, corrispondente allo Stato Limite di Collasso per

un'opera strategica. Vista l'importanza dell'opera, si è voluto anche verificare l'utilizzo del Tr di 2475 anni. I calcoli sono stati ripetuti per le tre tipologie di terreno roccioso, rigido e soffice sulla base dei parametri della relazione di attenuazione stimata da Bindi *et al*. (2011).

Essendo il comportamento sismico delle tubazioni interrate fortemente influenzato dalla risposta sismica del terreno, si è voluto, sulla base della metodologia sviluppata in Slejko *et al*. (2011), aggregare in un'unica mappa (*soil seismic hazard map*), tramite la tecnologia GIS, i risultati di pericolosità per le tre tipologie di suolo sulla base delle conoscenze litologiche derivate da Carulli (2006a, 2006b), in modo tale da evidenziare l'amplificazione sismica nei terreni rigidi e soffici nelle reali posizioni in cui essi sono presenti.

Per identificare gli effetti di *near field* (Grimaz, 2012; Grimaz e Malisan, 2014), gli alti livelli di sismicità sono stati associati alle sorgenti lineari del database italiano delle faglie DISS (DISS Working Group, 2010), considerando il modello di terremoto caratteristico. Questo modello è stato introdotto da Schwartz e Coppersmith (1984) per la sismicità della California dove si ipotizza che ciascuna faglia possa produrre solo terremoti di una certa magnitudo (+/- 0,5), detta caratteristica, in accordo con la dimensione geometrica della possibile rottura lungo la faglia. In sintonia a questo modello, Wells e Coppersmith (1994) hanno sviluppato delle relazioni di scala tra la dimensione della rottura di faglia e la magnitudo caratteristica. La scarsità dei dati e la difficoltà di associare i terremoti alle faglie non permette ancora ai sismologi di decidere se questo modello è valido ovunque, solo per alcune faglie o non lo è. Entrando nel dettaglio del nostro lavoro, per la magnitudo del terremoto caratteristico è stato considerato il valore riportato in DISS collegato a un'incertezza di solo +/- 0,3 e il relativo intervallo di ricorrenza (Tab. 1). Alle sorgenti lineari sono state aggiunte le zone sismiche della zonazione FRI nelle quali sono stati rimossi i terremoti forti, interpretati come caratteristici per le faglie considerate. Questa sismicità minore è stata interpolata con il modello GR ed è stata utilizzata nei calcoli di PSHA.

Tab. 1 - Elenco delle sorgenti sismiche individuali riportate in DISS (DISS Working Group, 2010) usate in questo lavoro e le loro principali caratteristiche. Nome = nome della sorgente sismica, h = profondità, IR = intervallo di ricorrenza, Sismo = data dell'ultimo terremoto.

Codice	Nome	Lunghezza (km)	Larghezza (km)	Min h (km)	Max h (km)	IR (anni)	Sismo	Max Mag.
ITIS101	Montello	22	11.2	1.0	8.2	513	Unknown	6.5
ITIS102	Bassano-Cornuda	18	9.5	1.0	6.4	1724	25/02/1695	6.6
ITIS108	Maniago	8	5.5	0.5	3.3	1941	10/07/1776	5.9
ITIS109	Sequals	16.5	9.0	1.0	6.8	5000	Unknown	6.5
ITIS112	Tramonti	6	4.5	1.0	3.6	660	07/06/1794	5.8
ITIS113	Monte Grappa	5	3.9	0.5	2.7	400	12/06/1836	5.5
ITIS119	Tarcento	6	4.5	2.0	4.3	793	11/09/1976	5.7
ITIS120	Gemona South	16	9.0	2.0	6.5	1148	06/05/1976	6.5
ITIS121	Montenars	8	5.5	2.0	5.2	1361	15/09/1976	6.0
ITIS122	Gemona East	10	6.4	6.5	10.2	1230	15/09/1976	6.1
ITIS124	Cansiglio	10	6.4	1.5	6.4	1154	18/10/1936	6.1
ITIS125	Polcenigo-Montereale	15	8.5	2.0	7.5	1282	29/06/1873	6.4
ITIS126	Medea	16	9.0	0.5	6.9	3571	Unknown	6.4
ITIS127	Thiene-Bassano	18	9.5	1.0	5.8	1500	Unknown	6.6
SIIS001	Idrija	50	12.6	1.0	13.4	2000	26/03/1511	6.8
SIIS002	Bovec-Krn	13	6.3	3.0	9.2	360	12/04/1998	5.7

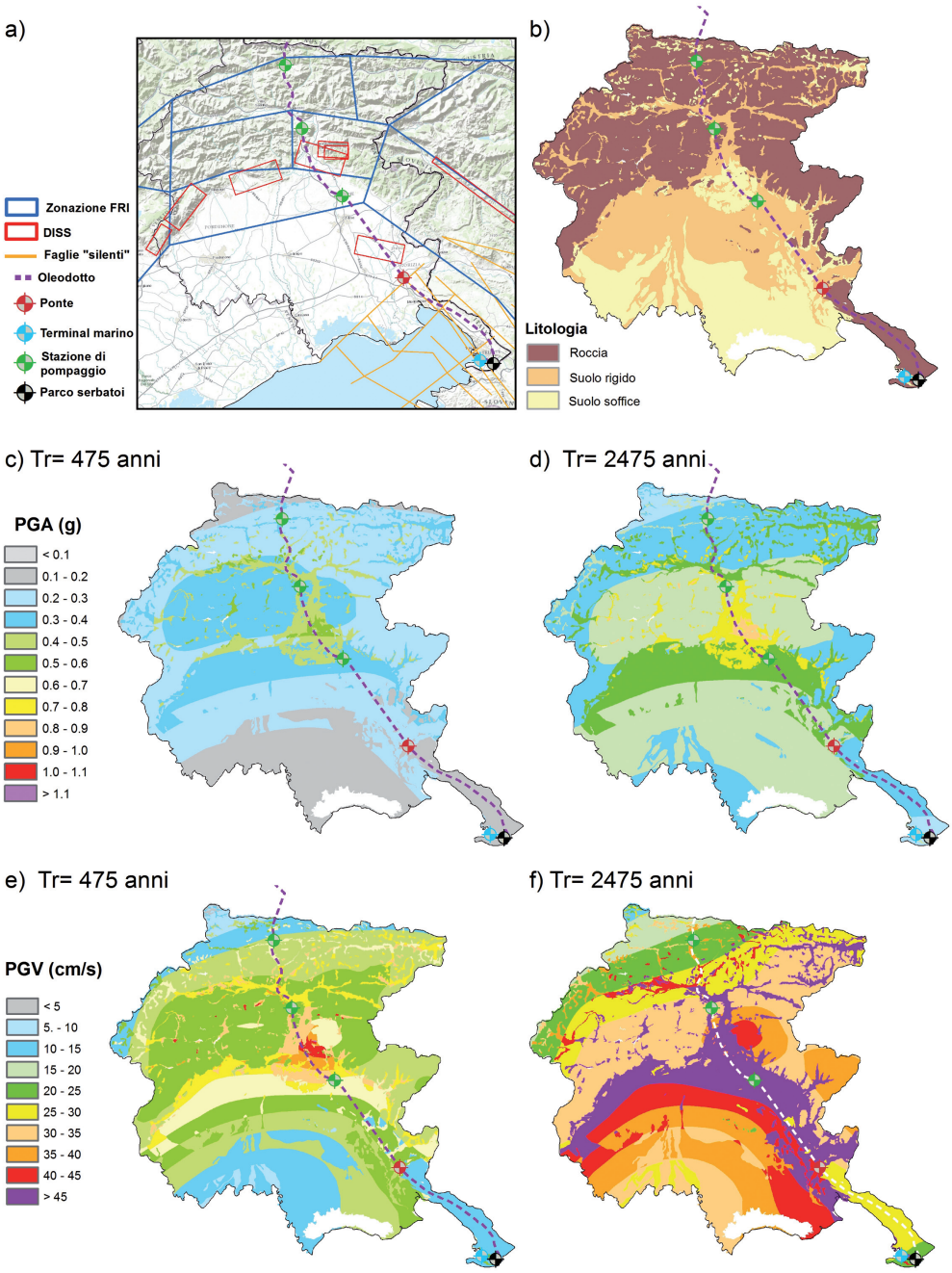


Fig. 1 – Pericolosità sismica del Friuli – Venezia Giulia alla superficie libera *(soil seismic hazard)*: a) zonazioni sismogeniche utilizzate (FRI, DISS) e rappresentazione delle faglie "silenti", viene, inoltre, riportato il percorso dell'oleodotto e l'ubicazione dei principali impianti; b) tipologia dei suoli; c) PGA con Tr di 475 anni; d) PGA con Tr di 2475 anni; e) PGV con Tr di 475 anni; f) PGV con Tr di 2475 anni.

Essendo l'oleodotto un'opera strategica, rilevante dal punto di vista del rischio associato ad un danneggiamento alle sue varie componenti (serbatoi, pipeline, stazioni di pompaggio) indotto da un evento sismico, si è deciso di utilizzare, oltre alle sorgenti individuali estratte dal catalogo DISS, anche le faglie quaternarie di lunghezza tale da giustificare una magnitudo

caratteristica almeno uguale a 6. Tali faglie sono state individuate da Slejko *et al*. (2011) nel territorio di Trieste e definite faglie "silenti", in quanto prive di sismicità documentata ma di cui non si può escludere la possibile attività (Tab. 2). Poiché risulta impossibile stimare l'intervallo di ricorrenza per le faglie "silenti" nel Golfo di Trieste (il massimo terremoto registrato è quello di Punta Salvore del 1931 con una magnitudo di 4,6), è stato proposto, da Slejko *et al*. (2011), l'intervallo di ricorrenza di 10.000 anni per le faglie inverse e di 5.000 anni per quelle trascorrenti in quanto quest'ultime tagliano le precedenti.

I risultati di pericolosità sismica del Friuli - Venezia Giulia sono stati calcolati tenendo in considerazione la specifica tipologia dei terreni interessati (Fig. 1b) e si riferiscono al valore medio dei 2 rami (relativi alle due zone usate, Fig. 1a) dell'albero logico considerato rispettivamente per PGA e PGV con Tr di 475 e 2475 anni (Figg. 1c, 1d, 1e e 1f).

Nelle mappe di PGA, ma lo stesso vale per PGV, la pericolosità sismica è notevolmente più alta nelle valli alpine e in pianura rispetto al settore montano; per un Tr di 475 anni nelle valli alpine si stimano valori rispettivamente compresi tra 0,3 e 0,5 g e tra 20 e 25 cm/s, con un picco in corrispondenza dell'anfiteatro morenico del fiume Tagliamento, dove i valori di PGA stimati sono compresi tra 0,5 e 0,6 e di PGV tra 30 e 35 cm/s. Per il Tr di 2475 anni, invece, vengono raggiunti valori di PGA tra 0,6 e 0,8 g e si è ottenuto un valore superiore ad 1 g nell'area dell'anfiteatro morenico. Lo scuotimento riferito agli elementi puntuali del sistema dell'oleodotto è riportato in Tab. 3.

Tab. 2 - Elenco delle faglie "silenti" individuate dallo studio di Slejko *et al*. (2011) utilizzate in questo lavoro e loro principali caratteristiche.

Cod.	Nome	Tipo	Lungh. (km)	Mw	IR
2	Aquileia	Strike-slip	50	6.5	5.000
3a	Grado–Buzet offshore NW	Reverse	15	6.1	10.000
3b	Grado–Buzet offshore SE	Reverse	20	6.2	10.000
3c	Grado–Buzet NW	Reverse	18	6.2	10.000
3d	Grado–Buzet SE	Reverse	15	6.1	10.000
4	Sistiana	Strike-slip	44	6.5	5.000
5	Mt. Spaccato	Strike-slip	51	6.5	5.000
6a	Buje offshore NW	Reverse	17	6.1	10.000
6b	Buje offshore SE	Reverse	15	6.1	10.000
6c	Buje SE	Reverse	38	6.3	10.000
7a	Tinjan offshore	Reverse	13	6.0	10.000
7b	Tinjan	Reverse	15	6.1	10.000
8a	Palmanova NW	Reverse	17	6.1	10.000
8b	Palmanova centre	Reverse	18	6.2	10.000
8c	Palmanova S	Reverse	57	6.6	10.000
9a	Trieste NW	Reverse	17	6.1	10.000
9b	Trieste centre	Reverse	19	6.2	10.000
9c	Trieste SE	Reverse	36	6.3	10.000
10	Divaca	Strike-slip	50	6.5	10.000
11	Rasa	Strike-slip	30	6.3	10.000
12	Sneznik	Reverse	61	6.6	5.556
13	Nanos R 33	Reverse	33	6.3	10.000
14	Trnovski Go	Reverse	37	6.3	10.000

Tab. 3 - Valori di PGA (g) e PGV (cm/s) per le cinque tipologie di elementi considerati.

Tipologia Elementi	Tipo di suolo	Tr = 475		Tr = 2475	
		PGA (g)	PGV (cm/s)	PGA (g)	PGV (cm/s)
Stazione C1	rigido	0,35	19	0,61	35
Stazione C2	rigido	0,46	26	0,80	52
Stazione C3	rigido	0,35	23	0,69	51
Terminal marino	soffice	0,20	17	0,58	46
Parco serbatoi	roccia	0,12	9	0,31	23

Dalla Tab. 3 si evidenzia la notevole influenza della tipologia di suolo sui risultati: il terminal marino di Trieste e il parco serbatoi, pur essendo separati da non più di 5 km, sono impostati su suoli diversi, comportando, pertanto, una diversa risposta sismica causata dall'amplificazione dei suoli soffici, che in questo caso specifico generano nel sito del terminal marino un aumento considerevole sia di PGA che di PGV rispetto al sito del parco serbatoi, che è ubicato su roccia. In termini di valori assoluti, la stazione di pompaggio C2, posta nei pressi del lago di Cavazzo, risulta essere il sito con maggiore pericolosità sismica con un valore di PGA di 0,46 e 0,80 g e di PGV di 26 e 52 cm/s rispettivamente per 475 e 2475 anni di Tr.

Vulnerabilità dell'impianto. Il rischio sismico degli elementi oggetto di studio viene espresso in termini di danno fisico diretto, valutato mediante curve di fragilità, o funzione di danno, calibrate empiricamente. Per applicare tali curve, in generale, è necessario avere a disposizione la seguente serie di dati: classificazione dell'elemento considerato, definizione dei livelli di danno atteso, valori del parametro di scuotimento (PGA, PGV) da associare all'elemento considerato (esso rappresenta la variabile casuale che si considera abbia una distribuzione lognormale), media e deviazione standard delle curve di fragilità (variano in funzione della classe di appartenenza dell'elemento e del livello di danno considerato).

Sulla base delle indicazioni delle linee guida da parte dell'American Lifeline Alliance (ALA, 2001), la vulnerabilità sismica di strutture interrate è descritta da curve che riportano un indicatore prestazionale, come il tasso di riparazione (numero di rotture e quindi di riparazioni per chilometro) stimato sulla base di dati empirici (osservazionali), in funzione di un parametro rappresentativo dello scuotimento (p. es. PGA o PGV). Nel presente studio, invece, è stata utilizzata la metodologia di Lanzano *et al*. (2013a, 2013b), che considera una rappresentazione alternativa all'indicatore prestazionale rivolto alle conseguenze di un'eventuale rottura in caso in cui la pipeline è sottoposta ad un evento sismico, piuttosto che ai relativi costi di riparazione. Lanzano *et al*. (2013a, 2013b) hanno creato un database ragionato di danneggiamento a tubazioni a seguito di evento sismico ed hanno effettuato una classificazione (Tabb. 4 e 5) in base allo Stato di Danneggiamento (SD: livelli crescenti di danneggiamento strutturale) e allo Stato di Rischio (SR: effetti negativi di una perdita di contenuto sull'ambiente esterno).

La metodologia prevede due tipologie di vulnerabilità per le tubazioni interrate: una per rappresentare i livelli di rischio nel caso in cui le tubazioni siano sottoposte a deformazioni transienti, indotte dalle onde di taglio (Lanzano *et al*. 2013a); una seconda, invece, per

Tab. 4 - Stati di Danno per le tubazioni (Lanzano *et al*., 2013a).

SD	Livello	Danno strutturale
DS0	Lieve	Sezioni con danni trascurabili
DS1	Significativo	Rotture longitudinali localizzate; compressione dei giunti
DS2	Severo	Rotture per trazione, sfilamento del giunto

Tab. 5 - Stati di Rischio per le tubazioni (Lanzano *et al*., 2013a).

SR	Livello	Perdita di contenimento
RS0	Lieve	Perdite molto limitate
RS1	Basso	Perdite limitate ma distribuite nel tempo
RS2	Elevato	Perdite estese o multiple

rappresentare il livello di rischio nel caso di deformazioni permanenti del terreno (Lanzano *et al*., 2013b). Nel primo caso il parametro correlato al rischio, sulla base del modello semplificato di Newmark (1967), è PGV mentre per le deformazioni permanenti del terreno il parametro correlato è PGA.

Gli aspetti strutturali del manufatto sono stati desunti dalla metodologia HAZUS (FEMA, 1999) considerando tubazioni continue duttili (CP) utilizzate per il trasporto di petrolio in acciaio e giunti flangiati.

Oltre alla *pipeline* che trasporta il petrolio greggio, l'impianto consta di tre stazioni di pompaggio, suscettibili anch'esse di danno indotto da un terremoto. In letteratura, esistono molte curve di fragilità in funzione di PGA, talvolta anche del picco di deformazione permanente (PGD) se le stazioni sono localizzate su terreni vulnerabili alla liquefazione o esposti a fenomeni franosi. Per lo studio in esame, gli stati di danneggiamento per questi componenti sono stati associati alla PGA secondo quattro livelli di danno descritti in Tab. 6 (NIBS, 2004).

Tab. 6 - Stati di Danno per le stazioni di pompaggio proposta dalla metodologia HAZUS (NIBS, 2004).

SD	Livello	Danno strutturale
DS2	Lieve	Lievi danneggiamenti alla struttura
DS3	Moderato	Considerevoli danni agli equipaggiamenti elettrici e meccanici e alla struttura che gli ospita
DS4	Estensivo	Altamente danneggiata la struttura e le pompe elettriche
DS5	Completo	Collasso della struttura

Danno atteso sull'oleodotto. La Fig. 2 illustra i risultati delle stime di rischio di perdita di contenuto sull'ambiente esterno (SR) ottenuti tramite la procedura di convoluzione tra la curva di pericolosità ottenuta per ciascun sito del percorso dell'oleodotto (non mostrate) e le curve di fragilità descritte precedentemente. Sono visualizzate, a sinistra, le curve di fragilità derivate dal lavoro di Lanzano *et al*. (2013a) per tubazioni interrate sottoposte a deformazioni transienti (Figg. 2a e 2b) relative a rischio basso e rischio elevato. In questa elaborazione è stato utilizzato come parametro di scuotimento la PGV. In Fig. 2c è visualizzata a sinistra la curva di fragilità per tubazioni interrate sottoposte a deformazioni permanenti (Lanzano *et al*., 2013b); in questo caso è stata utilizzata la PGA come parametro sismico. A destra nella Fig. 2 sono rappresentati i risultati conseguiti in termini di probabilità di osservare una perdita di contenuto sull'ambiente esterno in 50 anni: per il rischio basso sono stati ottenuti dei valori massimi di probabilità intorno al 7% (Fig. 2a) e per il rischio elevato la probabilità attesa risulta ancora più bassa, non superando il 2,5% (Fig. 2b). In condizioni invece di deformazioni permanenti (Fig. 2c), viene qui mostrato il risultato relativo soltanto al rischio elevato che risulta raggiungere valori massimi intorno al 10%.

La Fig. 3 illustra il danno atteso calcolato per le 3 stazioni di pompaggio C1, C2, C3 (vedi loro ubicazione in Fig. 3b). Le curve di pericolosità (Fig. 3a) sono state convolute con le curve di fragilità (Fig. 3c) considerando i quattro livelli di danneggiamento (lieve, moderato, estensivo e completo) descritti dalla metodologia HAZUS (NIBS, 2004). La tabella di Fig. 3d mostra con

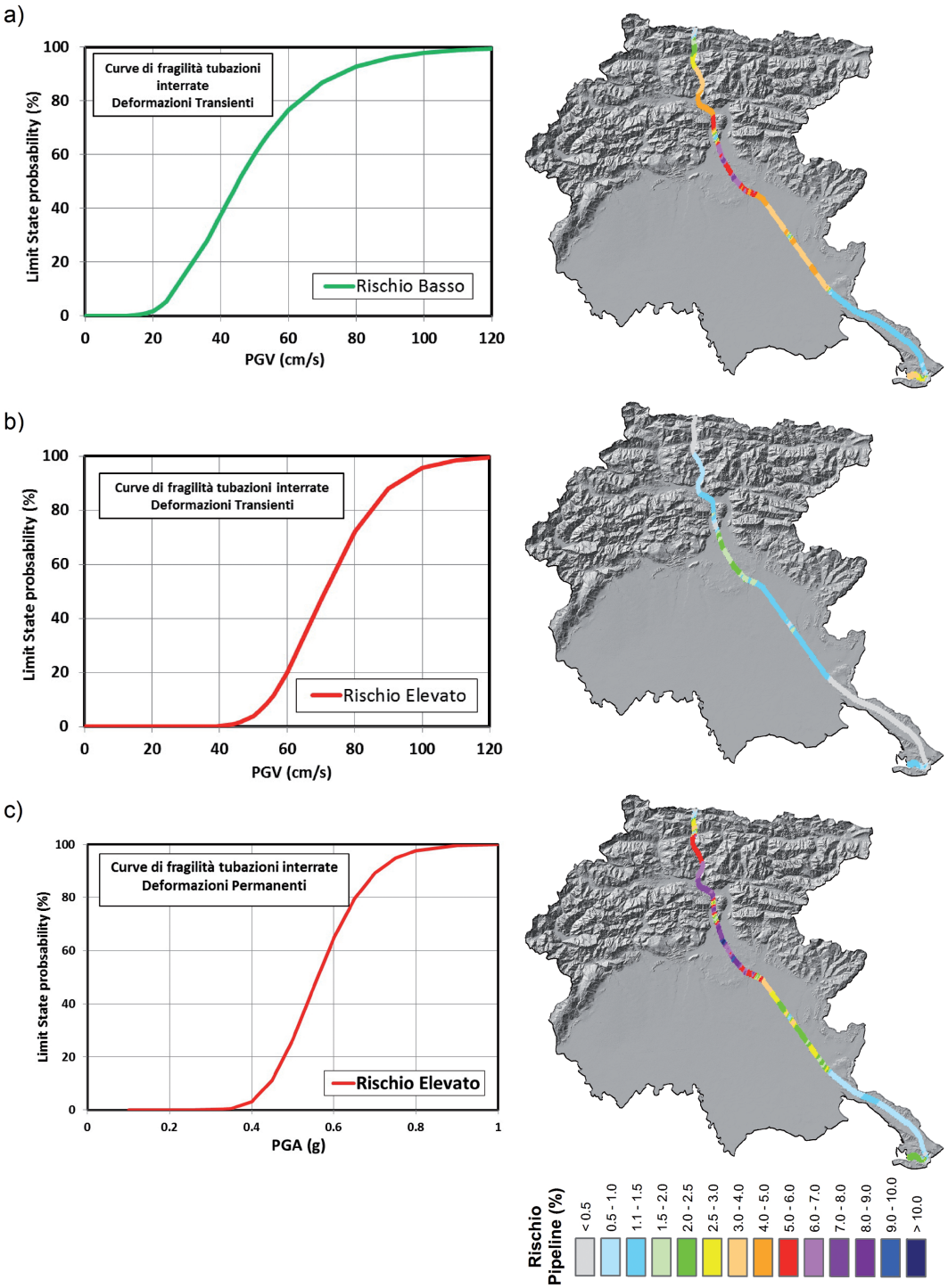
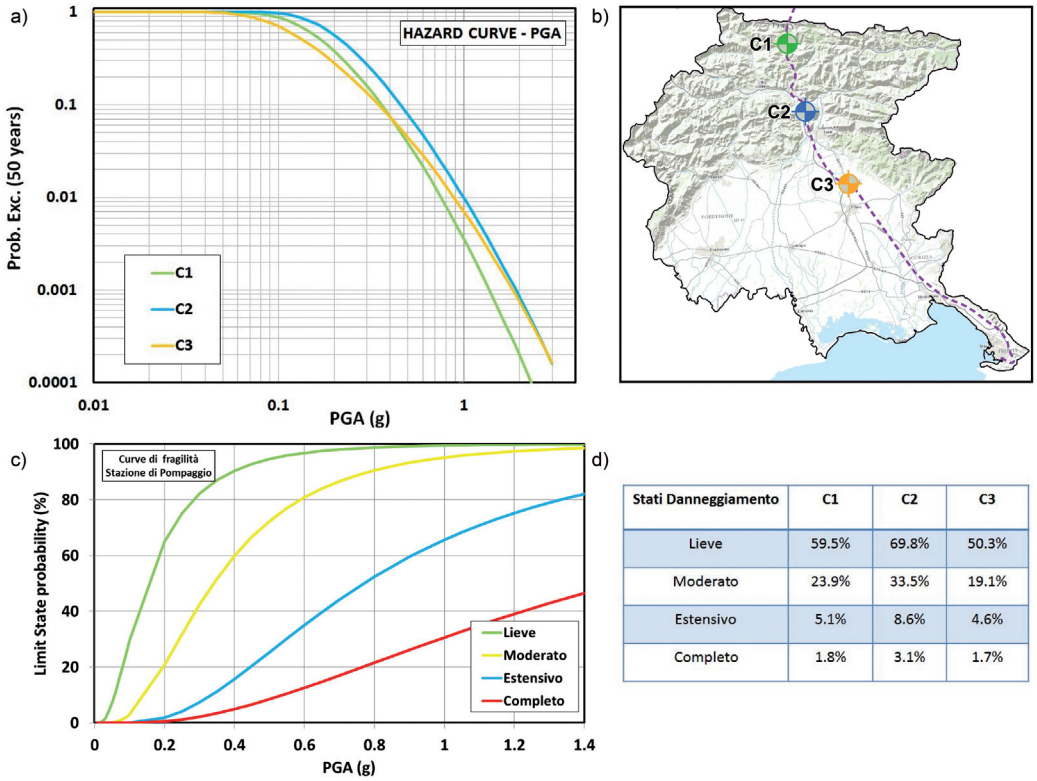


Fig. 2 – Rischio di perdita di contenuto dalla conduttura dell'oleodotto sull'ambiente esterno: a) rischio basso per deformazioni transienti; b) rischio elevato per deformazioni transienti; c) rischio elevato per deformazioni permanenti.



Stati Danneggiamento	C1	C2	C3
Lieve	59.5%	69.8%	50.3%
Moderato	23.9%	33.5%	19.1%
Estensivo	5.1%	8.6%	4.6%
Completo	1.8%	3.1%	1.7%

Fig. 3 – Danno atteso alle stazioni di pompaggio: a) curve di pericolosità; b) ubicazione delle stazioni; c) curve di fragilità; d) danno atteso.

i valori di rischio, in termini di probabilità di danneggiamento, per i quattro livelli di danno considerati. La stazione di pompaggio C2 risulta essere quella più vulnerabile ottenendo quasi il 70% di probabilità di danneggiamento per il danno lieve, il 33% per il danno moderato, più dell'8% per il danno estensivo ed infine poco più del 3% per il danno completo.

Considerazioni finali. Le mappe ottenute consentono di identificare i punti candidati ad essere sede di maggiori criticità per effetto sismico lungo la tratta della linea dell'infrastruttura che attraversa il territorio regionale. Tali mappe costituiscono, quindi, un utile strumento di supporto alle decisioni per la pianificazione degli interventi di presidio e di gestione delle eventuali emergenze.

Bibliografia

ALA (American Lifeline Alliance); 2001: *Seismic fragility formulations for water system*. American Society of Civil Engineers (ASCE) and Federal Emergency Management Agency (FEMA).

Bindi D., Pacor F., Luzi L., Puglia R., Massa M., Ameri G. and Paolucci R.; 2011: *Ground motion prediction equations derived from the Italian strong motion database*. Bull. Earthquake Eng., 9, 1899–1920.

Bogliolo M.P.; 2012: *Proposal of a reference geo-database to support safety tasks involving the land context of Seveso establishments*. Chemical Engineering Transactions, vol. 26.

Campedel M., Cozzani V., Garcia-Agreda A. and Salzano E.; 2008: *Extending the quantitative assessment of industrial risks to earthquake effects*. Risk Analysis, 28, 1231-1246.

Carulli G.B.; 2006a: *Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000*, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Regionale Ambiente e Lavori Pubblici,Servizio Geologico Regionale.

Carulli G.B., 2006b: *Note illustrative della Carta geologica del Friuli Venezia Giulia, scala 1:150.000*, Regione Autonoma Friuli Venezia Giulia, Direzione Regionale Ambiente e Lavori Pubblici, Servizio Geologico Regionale, Selca, Firenze, 44 pp.

Coppersmith K.J. and Youngs R.R.; 1986: *Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments within intraplate environments*. In: Proceedings of the Third U.S. National Conference on Earthquake Engineering, August 24-28, 1986, Charleston, SC, Earthquake Engineering Research Institute, El Cerrito CA U.S.A., vol. 1, pp. 301-312.

Cornell C.A.; 1968: *Engineering seismic risk analysis*. Bull. Seism. Soc. Am., 58, 1583-1606.

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*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

FEMA; 1999: *Earthquake loss estimation methodology HAZUS-MH*. Technical manual, www.fema.gov/hazus (accessed 1/5/2012).

Grimaz S.; 2012: *Fenomeni near-field come effetti di sito? Un'ipotesi di lavoro che trova riscontri anche nelle osservazioni sul campo in occasione dei recenti terremoti distruttivi italiani*. In: Atti del 31° Convegno Nazionale Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida, Potenza, 20-22 Novembre 2012.

Grimaz S.; 2014: *Can earthquakes trigger serious industrial accidents in Italy? Some considerations following the experiences of 2009 L'Aquila (Italy) and 2012 Emilia (Italy) earthquakes*. Boll. Geof. Teor. Appl., 55, 227-237.

Grimaz S. and Malisan P.; 2014: *Near field domain effects and their consideration in the international and Italian seismic codes*. Boll. Geof. Teor. Appl., accepted.

Grimaz S. and Sleiko D.; 2014: *Seismic hazard for critical facilities*. Boll. Geof. Teor. Appl., 55, 3-16.

Kijko A. and Graham G.; 1998: *Parametric-historic procedure for probabilistic seismic hazard analysis. Part I: estimation of maximum regional magnitude mmax*. Pure Appl. Geophys., 152, 413-442.

Krausmann E., Cozzani V., Salzano E. and Renni, E.; 2011*: Industrial accidents triggered by natural hazards: an emerging risk issue*. Natural Hazards and Earth System Science, 11, 921-929.

Kulkarni R.B., Youngs R.R. and Coppersmith K.J.; 1984: *Assessment of confidence intervals for results of seismic hazard analysis*. In: Proceedings of the Eighth World Conference on Earthquake Engineering, July 21-28, 1984, San Francisco CA U.S.A., Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs NJ U.S.A., vol. 1, pp. 263-270.

Lanzano G., Salzano E., Santucci de Magistris F. and Fabbrocino G.; 2013a: *Performance Assessment of Continuous Buried Pipelines Under Earthquake Loadings*. In: Chemical Engineering Transactions, vol. 31.

Lanzano G., Salzano E., Santucci de Magistris F. and Fabbrocino G.; 2013b*: Vulnerability of pipelines subjected to permanent deformation due to geotechnical co-seismic effects*. In: Chemical Engineering Transactions, vol. 31.

McGuire R.K.; 1977: *Seismic design spectra and mapping procedures using hazard analysis based directly on oscillator response*. Earthq. Engin. Struct. Dyn., 5, 211-234.

McGuire R.K. and Shedlock K.M.; 1981: *Statistical uncertainties in seismic hazard evaluations in the United States*. Bull. Seism. Soc. Am., 71, 1287-1308.

Newmark N.M.; 1967: *Problems in wave propagation in soil and rocks*. In: Proc. Int. Symp. On Wave Propagation and Dynamic Properties of Earth Materials, University of New Mexico Press, pp. 7-26.

NIBS, 2004: *Earthquake Loss Estimation Methodology HAZUS*. National Institute of Building Sciences, FEMA, Washington D.C.H.

Norme Tecniche per le Costruzioni; 2008: *D.M. 14/01/2008*.

Ordaz M., Aguilar A. and Arboleda J.; 2015: *CRISIS2015, Ver. 2.0*. Program for computing seismic hazard, UNAM, México.

O'Rourke M.J. and Liu X.; 1999: *Response of Buried Pipelines Subjected to Earthquake Effects*. MCEER Monograph No.3, University of New York, Buffalo, USA.

Rebez A. and Slejko D.; 2004a: *Introducing epistemic uncertainties into seismic hazard assessment for the broader Vittorio Veneto area (N.E. Italy)*. Boll. Geof. Teor. Appl., 45, 305-320.

Schwartz D.P., and Coppersmith K.J.; 1984: *Fault behaviour and characteristic earthquakes: examples from Wasatch and San Andreas faults*. J. Geophys. Res. 89, 5681–5698.

Slejko D., Peruzza L. and Rebez A.; 1998: Seismic hazard maps of Italy. Annali di Geofisica, 41, 183-214.

Slejko D, Carulli G.B., Riuscetti M., Cucchi F., Grimaz S., Rebez A., Accaino F., Affatato A., Biolchi S., Nieto D., Puntel E., Sanò T., Santulin M., Tinivella U. and Zini L.; 2011: *Soil characterization and seismic hazard maps for the Friuli Venezia Giulia region (NE Italy)*, Boll. Geof. Teor. Appl., 52, 59-104.

Slejko D, Carulli G.B., Garcia J. Santulin M.; 2011: *The contribution of "silent" faults to the seismic hazard of the northern Adriatic Sea. Journal of geodynamics, 51, 166-178.*

Slejko D, Rebez A., Santulin M.; 2008: *Seismic hazard estimates for the Vittorio Veneto broader area (NE Italy)*, Boll. Geof. Teor. Appl., 49, 329-356.

Toro G.R., Abrahamson N.A. and Schneider J.F.; 1997: *Model of strong motions from earthquakes in central and eastern North America: best estimates and uncertainties*. Seism. Res. Lett., 68, 41-57.

Wells D.L. and Coppersmith K.J.; 1994: *New empirical relationship among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.

SVILUPPO DI UN SISTEMA DI MONITORAGGIO GEOFISICO DEGLI EDIFICI FINALIZZATO ALLA RIDUZIONE DEL RISCHIO SISMICO IN ALCUNI SITI STRATEGICI DELLA SICILIA ORIENTALE

L. Zuccarello[1,3], M. Paratore[1], D. Patanè[1], D. Contrafatto[1], A. Messina[2], S. Rapisarda[1]

[1] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Osservatorio Etneo, Catania, Italia

[2] Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Sezione Roma 2, Roma, Italia

[3] UCD University College of Dublin, Dublin, Ireland

Introduzione. Lo studio degli effetti di amplificazione sismica locale, indispensabile per una corretta pianificazione urbanistica e per la definizione degli interventi ingegneristici di prevenzione, consente di definire metodologie in grado di valutare la pericolosità sismica dei siti, prima del verificarsi di eventi sismici, ai fini della progettazione antisismica e mitigazione del rischio e per una corretta stima della vulnerabilità degli edifici. In tale contesto, negli ultimi anni, sono state sviluppate tecniche di investigazione geofisica speditive e di basso costo, basate sull'analisi del rumore simico ambientale, che presentano come principale obbiettivo l'identificazione di eventuali frequenze fondamentali di risonanza dei siti investigati, nell'ambito delle analisi di microzonazione sismica di primo e secondo livello, fornendo indicazioni utili per una zonazione di tali frequenze. Ne costituiscono un valido esempio alcuni progetti europei (SESAME European Project 2005) il cui intento era quello di fornire chiare indicazioni sull'utilizzo per queste tecnologie. Le misure, in questo caso, possono essere effettuate mediante tecnica a stazione singola (Bard, 1997), meglio conosciuta come "metodo H/V o di Nakamura" (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989), la quale utilizza il rapporto spettrale delle componenti orizzontali con la componente verticale della vibrazione ambientale per individuare la frequenza di risonanza del sito e per ottenere, utilizzando la legge del quarto dell'onda, la profondità a cui si incontra un significativo contrasto d'impedenza sismico e, quindi, una litologia più competente.

E' stato così approvato un progetto regionale (PO FESR 2007-2013) relativo alla attività di sviluppo sperimentale finalizzata alla riduzione del rischio sismico in alcuni siti della Sicilia orientale.

Uno degli obiettivi strategici del progetto, è stato quello di implementare un sistema di monitoraggio geofisico degli edifici a basso costo, attraverso l'analisi dei segnali sismici acquisiti da sistemi di rilevamento già in nostro possesso, installati presso alcuni edifici considerati "strategici". Il *data set* ottenuto, verrà in futuro utilizzato per successive fasi di sviluppo di sensori geofisici *low-cost*.

L'impiego di tali soluzioni a basso costo consentirebbe la diffusione di sistemi di monitoraggio in *real-time*, come, ad esempio, sistemi di *early-warning* in grado di fornire un segnale di allarme in caso di alterazioni strutturali significative. Come ben noto, per essere definito tale, un sistema di allerta sismica immediata a carattere regionale, deve essere capace di stimare, entro pochi secondi dall'identificazione di un evento sismico potenzialmente distruttivo, la sua posizione e la sua entità. Tale capacità è di cruciale importanza poiché dalle suddette informazioni scaturiscono le successive stime di magnitudo e quindi di scuotimento atteso, soprattutto in corrispondenza di siti da proteggere, perché di interesse strategico.

Nell'ambito del progetto, per valutare la vulnerabilità all'azione sismica, sono stati individuati i seguenti edifici da monitorare:

- Osservatorio Etneo (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia), Piazza Roma 2, Catania;
- Scuola Elementare N. Sauro, Via T. Tasso 3, Catania;
- Scuola Elementare M. Teresa di Calcutta, Via Guglielmino 49, Tremestieri Etneo (CT);
- D.P.C. di Messina, V.le S. Martino 336, Messina.

Monitoraggio geofisico della sede dell'Osservatorio Etneo. Come primo edificio, è stata scelta la sede dell'Osservatorio Etneo (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) situato a

Catania. Presso tale sito sono state installate due stazioni sismiche mobili *Nanometrics Taurus* (http://www.nanometrics.ca), dotate di digitalizzatore tre canali a 24 bit, data logger, di un ricevitore GPS e di un clock di sistema, collegate ad accelerometri *Kinemetrics Episensor FBA ES-T* tre componenti (http://www.kinemetrics.com). Le installazioni sono state effettuate su due livelli, ubicando i sensori approssimativamente sulla stessa verticale. In particolare la prima stazione, nominata CTOES, è stata posizionata presso il locale seminterrato, corrispondente al piano di fondazione della struttura stessa; la seconda, nominata CTOET è stata installata presso il locale terrazza, ad una quota di circa 11 m dal piano di fondazione.

I segnali registrati sono stati analizzati per definire la caratterizzazione strutturale dinamica dell'edificio sfruttando le vibrazioni libere ambientali presenti nell'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico (0.1-10 Hz), sotto forma di evento sismico e/o *noise* (Peterson, 1993).

Per analizzare le risposte spettrali e le relative frequenze di vibrazione dell'edificio in esame, è stato necessario rimuovere gli effetti legati a frequenze proprie di risonanza del sottosuolo. A tale scopo, parallelamente alle registrazioni di *noise* sismico ambientale, è stata installata una terza stazione sismica collegata a un sensore a larga banda *Lennartz LE-3D 20sec* (http://www.lennartz-electronic.de), chiamata CTOEV. Tale stazione è stata posizionata sul basamento in cemento posto nel seminterrato dell'istituto, direttamente poggiante sul terreno di fondazione e svincolato dal resto della struttura, in posizione circa attigua alla stazione accelerometrica CTOES.

Sono stati così analizzati i segnali provenienti dalle tre stazioni sismiche al fine di i) confrontare i segnali della stazione CTOES con la stazione CTOEV, entrambe poste nel seminterrato, e ii) confrontare i segnali delle due stazioni accelerometriche, CTOES e CTOET. Nel primo caso è possibile studiare gli effetti legati a frequenze di risonanza del sottosuolo sul quale poggia l'edificio in esame; nel secondo caso si cercano eventuali differenze nella risposta dell'edificio alle vibrazioni a diversa altezza in termini di ampiezza e direzione.

Dall'analisi dei singoli spettrogrammi, provenienti dalle registrazione delle tre componenti del velocimetro *Lennartz* durante le ore notturne, non sono stati evidenziati massimi fisicamente significativi sulle componenti orizzontali associati a valori di ampiezza spettrale minima sulla componente verticale (metodo HVSR- Horizontal to Vertical Spectral Ratio). Tale comportamento risulta inoltre sempre concorde con quanto registrato dalla limitrofa stazione accelerometrica CTOES. In nessun caso, infatti, i rapporti spettrali delle due diverse stazioni, mostrano picchi ritenuti quantitativamente valutabili della funzione $H(f)/V(f)$ per la banda di frequenza considerata, presupponendo l'assenza di frequenze fondamentali di risonanza sia del terreno di fondazione (sensore *Lennartz* su plinto), sia della struttura al livello del piano di fondazione (stazione CTOES).

Successivamente a questa prima fase di *pre-processing*, sono state analizzate le misure relative alle condizioni di sollecitazione forzata e di eventi sismici ed in particolare i segnali dei seguenti eventi:

Tab. 1 - Localizzazione degli eventi sismici registrati alle stazioni accelerometriche di Catania (INGV).

Evento	Data	Magnitudo	Profondità	Distanza
Grecia	03/02/2014	6,1	10 Km	460 Km
Floresta	08/03/2014	4,1	8 Km	52 Km
Tripi	07/06/2014	3,7	9 Km	58 Km

Sui dati di ciascun evento, sulla porzione di segnale relativa alle registrazioni di onde S e di onde di superficie, sono state condotte analisi spettrali sulle singole componenti del moto e stimati i rapporti spettrali fra le componenti orizzontali del segnale accelerometrico e la verticale (metodo HVSR).

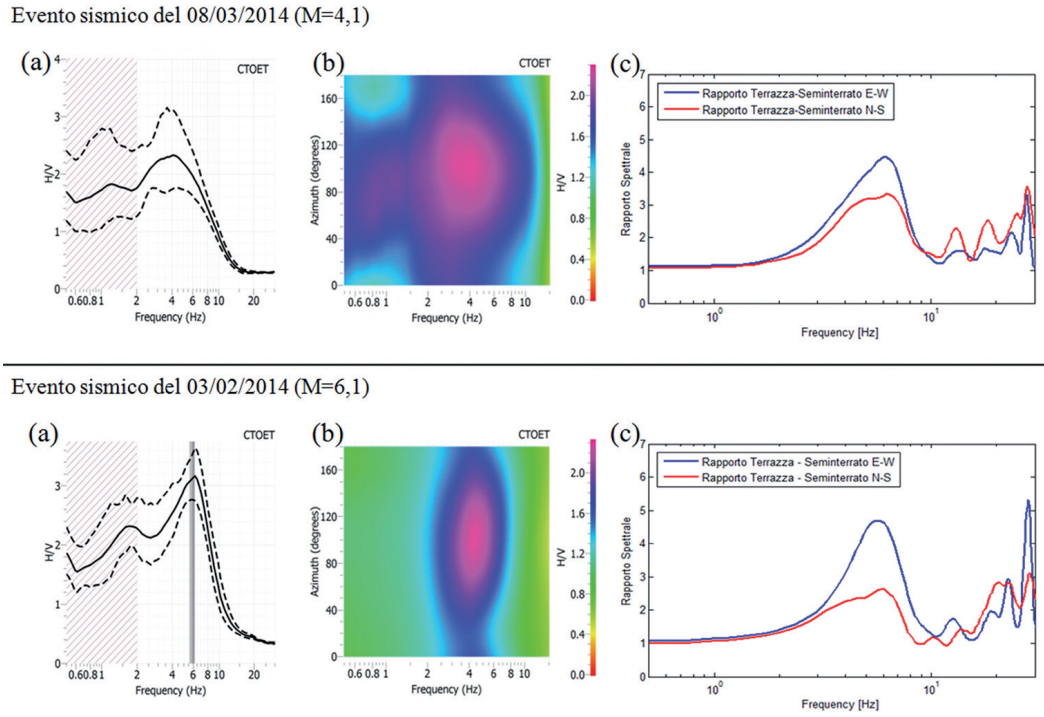


Fig. 1 – Stima dei rapporti spettrali *H/V* (a) e relativi diagrammi di direzionalità (b) relativi ad onde S e superficiali misurati alla stazione CTOET. Rapporti fra componenti omologhe N-S (curva rossa) e E-W (curva blu) (c).

Le analisi mostrano risultati analoghi per ciascun evento sismico preso in considerazione. Pertanto è possibile riassumere quanto segue.

1. le ampiezze spettrali della componente verticale, registrate alla stazione installata nel locale seminterrato CTOES, risultano essere un ordine di grandezza inferiori rispetto alle componenti orizzontali;
2. la componente vertiale, registrata alla stazione installata in terrazza CTOET, presenta lo stesso ordine di grandezza delle orizzontali, con inversione del trend oltre i 10 Hz. Si registra inoltre un aumento delle ampiezze spettrali nelle componenti orizzontali in entrambe le stazioni, con livelli massimi di ampiezza (stazione CTOET) nel range di frequenze che va da 3 Hz a 8 Hz, oltre il quale i valori decrementano rapidamente;
3. dalle stime dei rapporti spettrali non si evidenziano picchi significativi associabili a frequenze di risonanza del terreno al livello del piano di fondazione (stazione CTOES) in condizioni di scuotimento dinamico. Si registrano, al contrario, al nodo sensoriale CTOET, massimi valori delle componenti orizzontali del segnale rispetto alla verticale associabili a picchi della funzione *H/V* per bande di frequenza comprese tra 4 e 7 Hz (Fig. 1a). I diagrammi di direzionalità, ottenuti da una rotazione della funzione *H/V* per valori di azimuth compresi tra 0° e 180°, evidenziano una anisotropia della risposta sismica della struttura con picchi del rapporto in corrispondenza delle componenti est-ovest del segnale (Fig. 1b).

Successivamente alle analisi spettrali condotte sulle componenti del moto e ai rapporti spettrali *H(f)/V(f)*, sono stati stimati i rapporti degli spettri delle componenti omologhe N-S e E-W rilevate al piano terrazza rispetto al livello seminterrato, preso come sito di riferimento, ossia il livello in cui l'effetto dell'edificio è minimo e l'effetto del sottosuolo è massimo. È possibile in tal modo rimuovere il contributo del piano di fondazione, ovvero si eliminano le frequenze proprie di quest'ultimo misurabili all'interno della struttura. Così attraverso lo

studio dei rapporti spettrali, è possibile ricavare le frequenze dei modi di vibrazione legate alla struttura e i fattori di amplificazione del moto ai vari piani. I test per la caratterizzazione strutturale dinamica dell'edificio sono stati condotti in condizioni di vibrazioni libere ambientali, valutando sia segnali di *noise* sismico, sia sollecitazioni di taglio legate agli eventi sismici di bassa magnitudo precedentemente descritti.

Le curve relative ai rapporti spettrali fra componenti omologhe (piano terrazza-seminterrato), registrate durante l'evento sismico del 08/03/2014 (M=4,1 - Floresta) e durante il telesisma del 03/02/2014 (M=6,1 - Grecia), presentano un primo picco, ben evidenziato, a 6 Hz identificabile con il primo modo di vibrazione dell'edificio. La componente E-W mostra sempre maggiori effetti amplificativi sulla prima armonica, confermando quanto già rilevato nei diagrammi di direzionalità delle funzioni *H*/*V* (Fig. 1c). Analogo risultato si ottiene dai rapporti spettrali relativi al rumore sismico ambientale. Ciò conferma che l'edificio risponde seguendo lo stesso comportamento quasi elastico se sollecitato sia da *noise* ambientale, sia da eventi sismici di moderata intensità che non determinano alcun danneggiamento strutturale.

Ulteriori approfondimenti del comportamento dinamico dell'edificio sono stati effettuati mediante lo studio del *particle motion* condotto su finestre temporali del segnale sismico relative al primo impulso delle onde di taglio S e alla sua massima ampiezza di oscillazione (evento sismico 08/03/2014). L'analisi consente di verificare le differenze di oscillazione, in termini di ampiezza e direzione, esistenti fra i diversi livelli (piani dell'edificio) presi in considerazione. Nel caso in esame, le porzioni di segnale sono state filtrate mediante filtro passabanda su due *range* di frequenza (3-5 Hz e 5-7 Hz), corrispondenti ai massimi valori di ampiezza ottenute dalle analisi spettrali. Il segnale, ben polarizzato al *picking* delle onde S, subisce una amplificazione in ampiezza fra il piano seminterrato e il livello terrazza pari ad un fattore maggiore di 2 nella banda di frequenza compresa tra 3-5 Hz, ed un fattore circa 4 nella banda 5-7 Hz, ovvero in corrispondenza del primo modo flessionale dell'edificio. Non si registrano rotazioni sulla direzione di oscillazione ai diversi piani.

Monitoraggio del D.P.C. di Messina. Presso tale sito sono state installate due stazioni sismiche mobili *Reftek* con accelerometro *Kinemetrics Episensor FBA ES-T* installate presso il locale seminterrato e il secondo piano della struttura.

Sono state condotte analisi preliminari sul noise sismico ambientale allo scopo di stimare i rapporti spettrali con metodo HVSR. L'analisi è stata condotta attraverso il seguente metodo di analisi:

1. registrazione del segnale ambientale nelle 3 componenti in finestre temporali orarie;
2. scomposizione del segnale in finestre temporali (25 s), con l'obiettivo di isolare le parti della registrazione in cui il segnale risulta maggiormente stazionario ed eliminare i rumori transitori, o transienti;
3. calcolo e *smoothing* (Konno e Ohmachi, 1998) dello spettro di ampiezza ricavato tramite la trasformata di Fourier per ognuna delle finestre selezionate su tutte e tre le componenti;
4. combinazione, con un'operazione di media, delle due componenti orizzontali per ognuna delle finestre selezionate;
5. calcolo del rapporto *H*/*V* per ogni finestra;
6. calcolo della media dei rapporti *H*/*V* delle singole finestre, che rappresenterà la curva definitiva.

Dalle analisi effettuate sulle misure accelerometriche registrate alla stazione installata presso il locale scantinato, non risulta alcuna evidenza di picchi significativi associabili a frequenze di risonanza del terreno. Risulta, al contrario, evidente un picco della funzione *H*/*V* alla frequenza di 5 Hz alla stazione installata al secondo piano dell'edificio (Fig. 2a). Tale valore può essere in prima approssimazione assimilabile alla frequenza di risonanza dell'edificio.

I valori precedentemente ottenuti, risultano confermati dalle analisi delle curve relative ai rapporti spettrali fra componenti omologhe (secondo piano - scantinato), le quali presentano

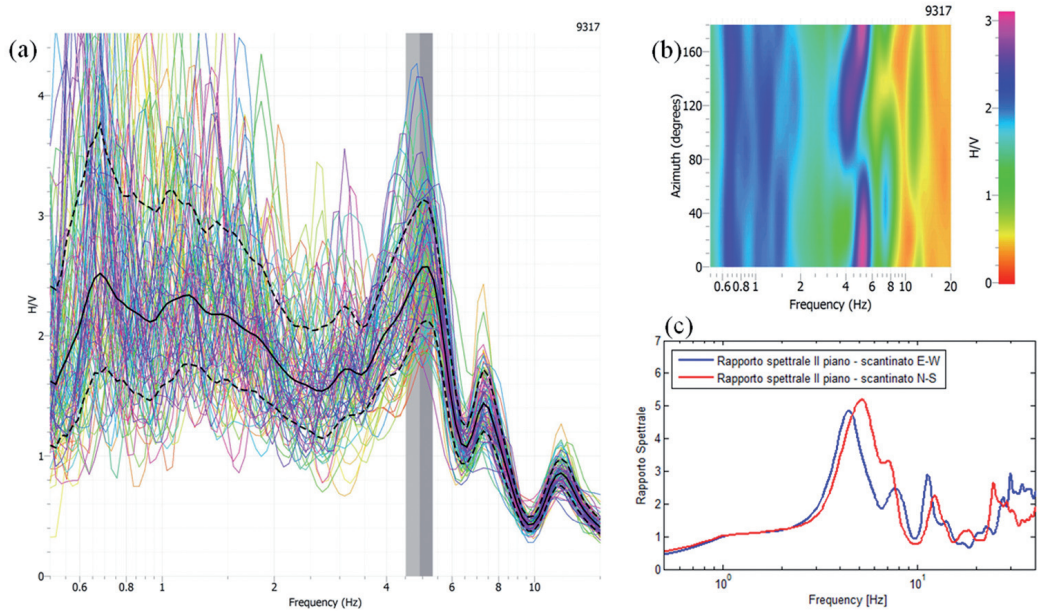


Fig. 2 – Stima dei rapporti spettrali *H/V* (a) e relativi diagrammi di direzionalità (b) relativi a misure di noise sismico ambientale rilevate presso il II piano dell'edificio. Rapporti fra componenti omologhe N-S (curva rossa) e E-W (curva blu) (c).

picchi rispettivamente a 4,5 Hz per la componente E-W e 5 Hz per la componente N-S, identificabili con il primo modo di vibrazione dell'edificio. In Fig. 2c vengono mostrati i diagrammi dei rapporti effettuati in funzione della frequenza.

Monitoraggio della Scuola Elementare N. Sauro di Catania e della Scuola Elementare Madre Teresa di Calcutta di Tremestieri Etneo (CT). In entrambe le scuole sono state installate presso i locali più alti (primo piano per la Scuola Elementare Madre Teresa di Calcutta e piano terrazza per la Scuola Elementare N. Sauro), stazioni sismiche mobili con acquisitori *Reftek* associate ad accelerometri *Kinemetrics Episensor FBA ES-T.*

Anche presso tali strutture il monitoraggio è stato eseguito mediante la stima dei rapporti spettrali del segnale di *noise* rilevato alle diverse componenti, utilizzando la stessa procedura descritta per il D.P.C. di Messina.

In particolare, come mostrato in Fig. 3a, presso la Scuola Elementare N. Sauro è stato rilevato un picco della funzione *H/V* relativo al rapporto delle componenti orizzontali del segnale rispetto alla verticale registrato alla frequenza di 6 Hz. Tale valore può essere in prima approssimazione assimilabile alla frequenza di risonanza dell'edificio.

La Fig. 3b mostra il grafico relativo ai rapporti spettrali dei segnali registrati presso la Scuola Elementare M. Teresa di Calcutta al nodo sensoriale installato al primo piano dell'edificio. In questo caso la curva è ben piccata alla frequenza, ritenuta di risonanza, di 7 Hz.

Conclusioni e prossimi obiettivi. Dai risultati qui descritti, abbiamo osservato come gli edifici monitorati rispondano in modo analogo alle sollecitazioni sismiche indotte sia da *noise*, che da eventi sismici a bassa magnitudo. Pertanto, le registrazioni di microtremore ambientale risultano spesso sufficienti per conoscere il comportamento della struttura nel dominio quasi-elastico.

Le analisi condotte presso gli edifici hanno permesso di identificare le frequenze caratteristiche di vibrazione delle singole strutture. I valori sono confermati dalla perfetta sovrapponibilità dei risultati ottenuti da due diverse tecniche di elaborazione (rapporti *H/V* e rapporti *H/H*). Inoltre, l'analisi dei segnali sismici misurati alle stazioni installate in campo libero mostrano

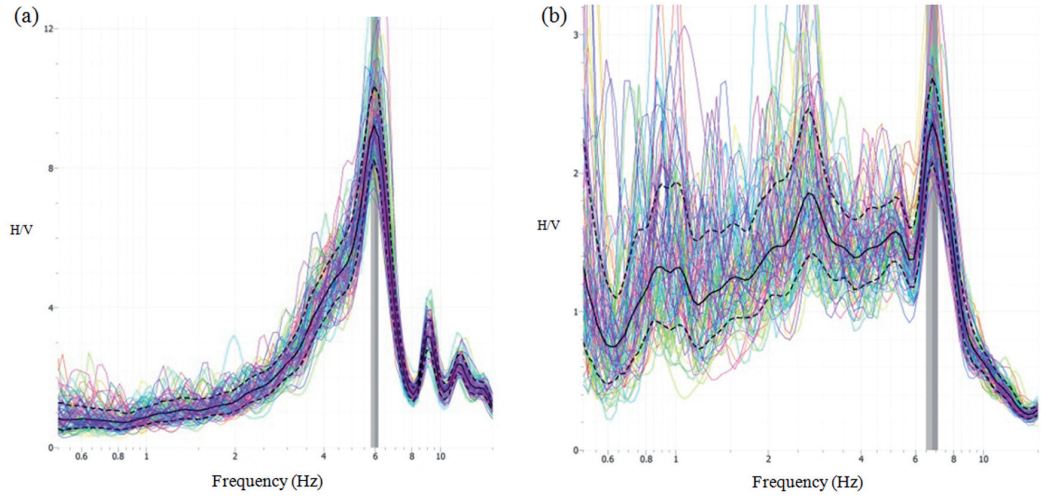


Fig. 3 – Curve *H/V* con intervallo di confidenza (curva tratteggiata), valore medio (curva nera) e singole finestre di analisi (curve colorate) relative alla Scuola Elementare N. Sauro (a) e alla Scuola Elementare M. Teresa di Calcutta (b).

come le strutture analizzate non siano soggette a fenomeni di doppia risonanza con il terreno di fondazione.

Uno dei principali risultati attesi dalle attività inerenti il progetto è la realizzazione di una rete di monitoraggio della azione sismica per l'acquisizione di dati sito-dipendenti, in quelle aree dove sono frequenti terremoti di bassa e/o media intensità. A tal fine risulta di fondamentale importanza la conoscenza del modello sismo-stratigrafico della porzione di terreno su cui è installata la rete di registrazione sismica. La fase finale del progetto vedrà pertanto la definizione di profili di velocità mono e bidimensionali, attraverso tecniche d'*array* sismico. In particolare i modelli di velocità verranno realizzati attraverso l'utilizzo congiunto di due tecniche di analisi:

1. Metodo di inversione della curva di dispersione delle onde di superficie stimata mediante tecnica di autocorrelazione spaziale (*SPAC*), basata sullo studio delle proprietà di correlazione spaziale del rumore registrato a più stazioni. Le velocità di propagazione delle onde S viene determinata a partire dalle proprietà di dispersione delle onde di superficie.
2. Metodo di inversione delle misure HVSR basato su (i) una procedura numerica per la determinazione del profilo teorico della curva HVSR associata ad una determinata configurazione stratigrafica, (ii) una procedura di ricerca automatica dei parametri del modello di partenza (*Vs, h, ϱ, ν*), per il *best fit* tra curva teorica e sperimentale.

L'utilizzo di entrambe le tecniche riduce sensibilmente il livello di non univocità delle inversioni. Partendo, infatti, dal modello di velocità stimato dallo studio delle caratteristiche di dispersione delle onde di superficie, è possibile così risalire alle stratigrafie capaci di riprodurre le curve HVSR.

Bibliografia

Bard P. Y.; 1997: *Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies*. Proc. Advanced study coarse on seismic risk "SERINA", 21-27 September, Thessaloniki, Greece.

Bard P. Y., Duval A., Lebrun B, Lachet C., Riepl J., Hatzfeld D.; 1997: *Reliability of the H/V technique for effects measurements: an experimental assessment*. 7th International conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering, July 19-24, Istanbul, Turkey.

Episensor; 2005: *Force Bilance Accelerometer Model FBA ES-T.* User Guide, Document 301900, Revision D, October 2005 (http://www.kinemetrics.com).

Konno K., Ohmachi T.; 1998: *Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors*. In Bull. Seism. Soc. Am. 88, pp. 228-241.

Lennartz electronic GmbH Documentation; 2006: *LE-xD Seismometer Family (doc 990-0003)*. Lennartz electronic GmbH (http://www.lennartz-electronic.de).

Nakamura, Y.; 1989: *A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface*. Quarterly Rept. RTRI, Japan, 30.

Nanometrics Inc. Documentation; 2007: Taurus Portable Seismograph User Guide (part 15148R5). Nanometrics Inc. (http://www.nanometrics.ca)

Nogoshi, M., Igarashi T.; 1971: *On the amplitude characteristics of microtremors (part 2)*. J. Seism. Soc. Jpn. 24, 26-40.

Peterson J.; 1993: *Observations and modeling of seismic background noise*. U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 93-322.

LA SCHEDA CARTIS PER LA CARATTERIZZAZIONE TIPOLOGICO- STRUTTURALE DEI COMPARTI URBANI COSTITUITI DA EDIFICI ORDINARI. VALUTAZIONE DELL'ESPOSIZIONE IN ANALISI DI RISCHIO SISMICO

G. Zuccaro[1,2], M. Dolce[1,3], D. De Gregorio[2], E. Speranza[3], C. Moroni[3]

[1] Dipartimento di Ingegneria Strutturale per l'Ingegneria e l'Architettura, Università degli Studi Federico II, Napoli, Italy

[2] Centro Studi PLINIVS del Centro Interdipartimentale LUPT Raffaele d'Ambrosio, Università Federico II, Napoli, Italy

[3] Dipartimento della Protezione Civile Nazionale, Roma, Italy

Introduzione. Le analisi di rischio a larga scala (nazionale e regionale) nei riguardi di fenomeni naturali quali eventi sismici, vulcanici ed idrogeologici necessitano della valutazione qualitativa e quantitativa degli elementi esposti (popolazione, edifici, infrastrutture, ecc.). Esse costituiscono il fondamento per la messa a punto di politiche razionali di mitigazione dei rischi. Un esempio di utilizzazione delle analisi di rischio a livello nazionale lo si ritrova nei criteri di distribuzione dei fondi tra le regioni per la prevenzione del rischio sismico, stanziati dall'art.11 della Legge 77/2009.

Le metodologie attualmente in uso per la valutazione della vulnerabilità degli edifici utilizzano diversi approcci (osservazionali, meccanici, ibridi), e possono essere applicate a basi di dati di esposizione degli edifici che contengono informazioni di diverso livello di dettaglio sulle caratteristiche costruttive che possono influire sulla vulnerabilità fisica degli edifici. A livello nazionale l'inventario del patrimonio edilizio è riferito essenzialmente alla base di dati del censimento dell'ISTAT, le cui informazioni sulle suddette caratteristiche sono estremamente scarne (periodo di costruzione, numero di piani e materiale strutturale). Le incertezze sulle stime della vulnerabilità sismica, e quindi del rischio, sono perciò molto elevate, sia per la povertà delle informazioni disponibili, sia per la complessità del problema della valutazione, per la cui soluzione si ricorre, come detto, ad approcci diversi.

Nel corso degli ultimi anni si è rafforzata l'esigenza da parte del Dipartimento della Protezione Civile (DPC) di migliorare le stime di vulnerabilità e rischio riferite ad ambiti più o meno estesi, fino alla scala Nazionale.

In questa prospettiva si collocano, nell'ambito del Progetto triennale ReLUIS 2014-2016, svolto dal consorzio "Rete dei Laboratori Universitari di Ingegneria Sismica" e finanziato dal DPC, le attività di studio e ricerca in corso della Linea "Inventario delle tipologie strutturali ed edilizie esistenti", dell'Area Tematica "Temi territoriali".

La linea di ricerca suddetta ha come obiettivi: lo sviluppo di una metodologia sistematica per la valutazione dell'esposizione a scala territoriale sulla base delle caratteristiche tipologico-

strutturali degli edifici ordinari; la messa a punto di una banca dati (contenente informazioni di carattere tipologico- strutturale degli edifici ordinari italiani) a disposizione dei ricercatori allo scopo di approfondire le conoscenze sulla vulnerabilità sismica, innanzitutto, e nei confronti di altri fenomeni naturali, quali eruzioni vulcaniche ed eventi idrogeologici.

Il concetto fondamentale che si vuole porre in essere è l'utilizzazione delle notevoli conoscenze tecniche presenti sul territorio e derivanti dalla pratica professionale. Tali conoscenze, purtroppo, restano patrimonio esclusivo dei singoli tecnici e non contribuiscono alla crescita delle conoscenze comuni, e quindi anche al miglioramento degli strumenti operativi quali le analisi di vulnerabilità e di rischio. Purtroppo tali conoscenze non sono facilmente estraibili e omogeneizzabili, così da potere essere tradotte in basi di dati consultabili ed elaborabili, se non attraverso un meticoloso processo di estrazione e omogeneizzazione non automatizzabile.

Una prima messa a punto di una procedura di estrazione delle informazioni sulle caratteristiche edilizie a livello locale per gruppi di edifici ovvero comparti del territorio comunale fu fatto attraverso il protocollo di intervista descritto in Dolce *et al*. (2002). Metodologie analoghe sono state poi applicate in diversi progetti pilota, così da testarne la validità e la praticabilità (VALDASO, 2010).

Gli obiettivi anzidetti sono perseguiti, nel Progetto ReLUIS, attraverso le seguenti successive fasi:

1. messa a punto di una scheda di 1° livello, denominata CARTIS (e del relativo manuale per la compilazione), finalizzata al rilevamento delle tipologie edilizie ordinarie prevalenti nell'ambito di zone comunali o sub-comunali (dette "comparti), caratterizzate da omogeneità del tessuto edilizio per età di primo impianto e/o tecniche costruttive e strutturali;
2. sviluppo dell'architettura di un software (*client web application*) per l'immissione dei dati contenuti nella scheda CARTIS in apposito database di studio in cui archiviare le informazioni raccolte per consentire l'esecuzione delle future elaborazioni da parte dei ricercatori ReLUIS;
3. attività di raccolta dati, attraverso la compilazione della scheda CARTIS, per un campione rappresentativo dei comuni italiani;
4. popolamento del database atto a conservare in modo organizzato le informazioni ottenute dalla compilazione della scheda CARTIS;
5. sviluppo di una metodologia sistematica per la valutazione dell'esposizione a scala territoriale sulla base delle caratteristiche tipologico- strutturali degli edifici ordinari (ottenute dall'attività di compilazione della scheda CARTIS) e dei dati ISTAT;
6. definizione di una tassonomia delle tipologie edilizie rappresentative per ambiti geografici;
7. prime analisi per la definizione di un inventario delle curve di vulnerabilità esistenti in letteratura o derivanti da nuovi studi, associabili alla tassonomia di cui al punto precedente;
8. eventuale proseguimento delle attività di raccolta dati attraverso la compilazione della scheda CARTIS.

Lo studio di caratterizzazione tipologico- strutturale nasce con l'intento di indagare sul panorama costruttivo nazionale, individuando sotto il profilo qualitativo caratteristiche costruttive locali. Sull'intero territorio nazionale, infatti, le tecniche costruttive si sono differenziate nel corso dei secoli, in ragione di culture e condizionamenti locali, che in taluni casi hanno notevolmente inciso sulle caratteristiche e sulla qualità della costruzione, determinando sostanziali differenze anche in termini di risposta nei riguardi dei fenomeni naturali.

I dati raccolti attraverso la scheda CARTIS consentono, attraverso opportune elaborazioni, di fornire indicazioni per una regionalizzazione delle funzioni di vulnerabilità sismica attualmente impiegate indifferentemente su tutto il territorio nazionale. Inoltre essi possono consentire anche

la valutazione di funzioni di vulnerabilità nei riguardi di ulteriori fenomeni naturali, quali eventi idrogeologici e/ o eruzioni vulcaniche.

La Scheda. La Scheda di 1° livello CARTIS ha come obiettivo la CARatterizzazione TIpologico- Strutturale dei comparti urbani.

I "comparti" sono aree omogenee che si caratterizzano per la presenza, al loro interno, di edifici omogenei dal punto di vista tipologico- strutturale e per età di costruzione.

La scheda si riferisce ai soli edifici ordinari, quali quelli, prevalentemente per abitazioni e/o servizi. Si tratta, per lo più, di edifici multipiano, caratterizzati da struttura in muratura o in c.a. intelaiato o a setti, con dimensioni contenute in termini di altezze d'interpiano e interasse tra gli elementi strutturali verticali. Sono perciò escluse dalla caratterizzazione tipologie riconducibili a beni monumentali (edifici religiosi, palazzi storici, ecc.), a strutture speciali, (capannoni industriali, centri commerciali, ecc.) o strategiche (ospedali, scuole, caserme, prefetture, sedi di protezione civile, ecc.), le cui caratteristiche non rientrano in quelle degli edifici ordinari.

Per ciascun Comune investigato, la scheda è compilata da un esperto di una delle Unità di Ricerca afferenti al Consorzio ReLUIS, che si avvarrà del contributo di conoscenza del territorio desunto con l'ausilio di un'intervista ad un tecnico locale afferente ad un Ente Pubblico (Regione, Provincia, Comune, Comunità montana, Genio Civile) e/o ad un tecnico che svolga professione privata nell'area oggetto di studio.

La scheda CARTIS mette a frutto la lunga esperienza sviluppata nella schedatura degli edifici nelle valutazioni del danno e dell'agibilità effettuata con la scheda AeDES, sebbene i contenuti sostanziali siano diversi, ed è divisa nelle quattro sezioni seguenti:

1. Sezione 0 per l'identificazione del Comune in esame e dei Comparti in esso individuati. Essi andranno opportunamente perimetrati su mappa (da allegare alla scheda), tracciandone i confini (Fig. 1);

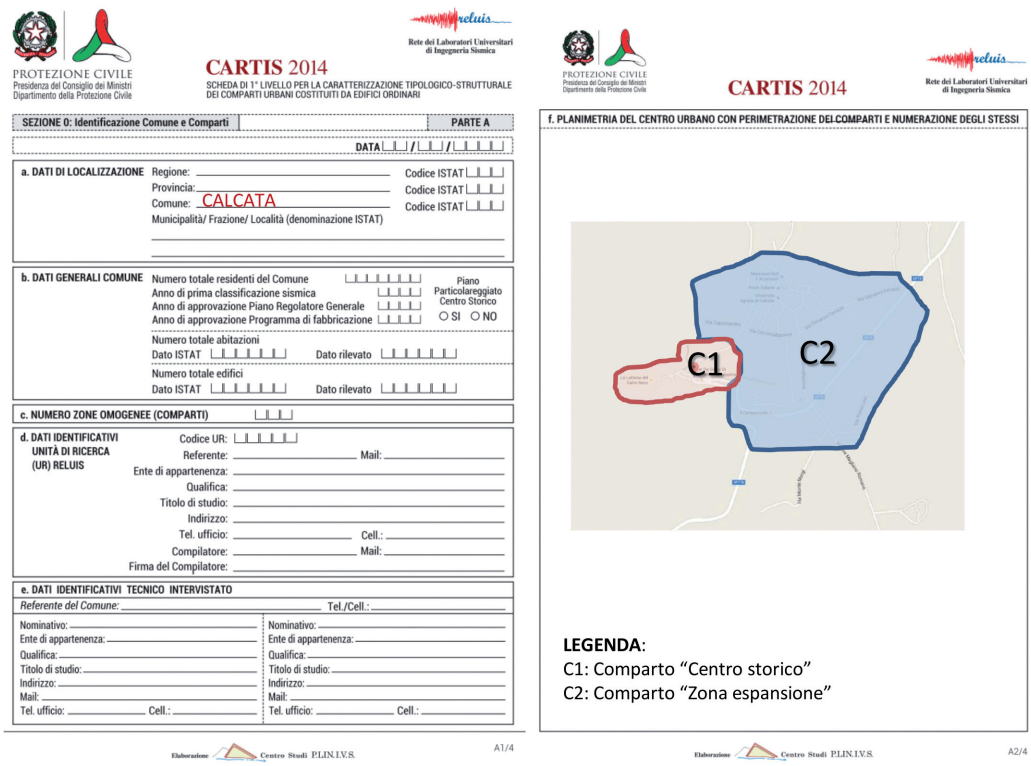


Fig. 1 – Scheda CARTIS. Sezione 0. Perimetrazione dei comparti.

2. Sezione 1 per l'identificazione di ciascuna delle tipologie prevalenti caratterizzanti il generico Comparto dell'assegnato Comune;
3. Sezione 2 per l'identificazione delle caratteristiche generali delle tipologia in esame;
4. Sezione 3 per la caratterizzazione degli elementi strutturali della tipologia in esame.

L'individuazione delle tipologie prevalenti in ciascun comparto sarà condotta con particolare riferimento ai seguenti campi, presenti nelle Sezioni 2 e 3, ritenuti fondamentali nella caratterizzazione di un differente comportamento sismico: numero piani totali; età della costruzione; caratteristiche della muratura; caratteristiche dei solai; caratteristiche delle volte; caratteristiche delle strutture miste; qualifica della struttura in cemento armato; presenza di giunti di separazione; presenza di telai in una sola direzione; presenza di tamponature al piano; caratteristiche della copertura; interventi strutturali eseguiti sulla tipologia.

La compilazione della scheda deve seguire un percorso nel quale le informazioni siano acquisite dal compilatore con spirito critico, avvalendosi delle notizie ricavate attraverso le "interviste". E' opportuno che il compilatore esegua uno o più sopralluoghi per avere una prima idea dell'ambito territoriale in esame e per riscontrare sul campo la correttezza delle informazioni acquisite, cominciando dalla stessa rispondenza dei "confini" assegnati ai comparti e delle caratteristiche ipotizzate per gli stessi. E' consigliabile che almeno uno dei sopralluoghi sia condotto congiuntamente all'intervistato, così che le eventuali incongruenze possano essere immediatamente risolte.

La compartimentazione del territorio comunale in esame deve essere affrontata tenendo conto di informazioni derivanti da indagini storiche, di tipo bibliografico e documentario, che consentano di definire le varie fasi costruttive dell'edificato, e da queste implicitamente trarre delle indicazioni per la compartimentazione definitiva. Alle fonti bibliografiche e documentarie, si possono aggiungere quelle cartografica e catastale. Utile la consultazione di foto aeree e foto satellitari, anche utilizzando i più moderni strumenti messi a disposizione attraverso il WEB.

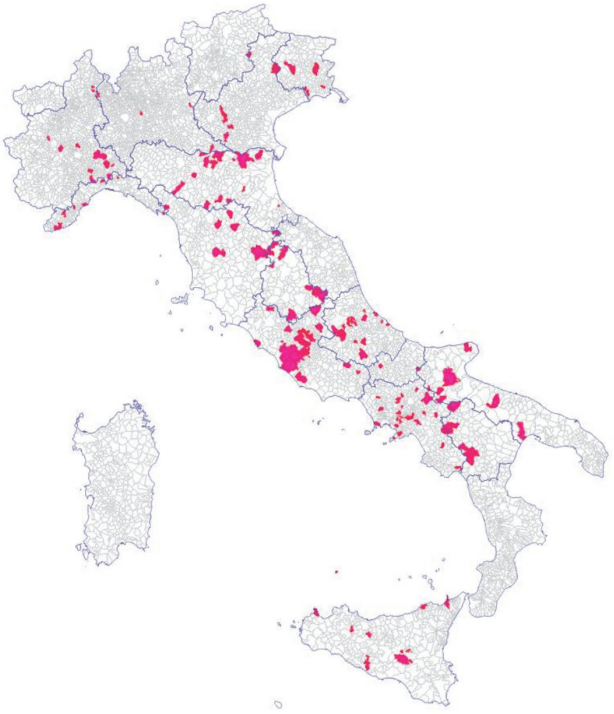
Infine, si sottolinea come nella scheda vadano riportate esclusivamente le informazioni effettivamente reperite attraverso le interviste o comunque da fonti affidabili e complete, e non quelle dedotte al solo fine di compilare la scheda in tutte le sue parti. Dunque, devono essere riportate esclusivamente le informazioni di cui si ha buona "certezza", ovviamente nei limiti dell'affidabilità dell'interlocutore che le ha fornite e dei riscontri che il compilatore è riuscito a effettuare. I campi lasciati vuoti indicheranno l'assenza di informazione affidabile sul relativo parametro.

È importante precisare che qualunque dubbio relativo alle modalità di compilazione della scheda deve essere fugato nell'ottica del suo obiettivo principale, ossia la valutazione della risposta sismica della tipologia in esame.

Stato d'avanzamento del progetto. Dopo una necessariamente lunga fase di messa a punto della scheda, che ha incluso anche una sperimentazione sul campo e l'indispensabile feedback per il miglioramento della scheda, e di sviluppo del *client web application* (fasi 1 e 2), si sta ora procedendo alla raccolta dei dati sul campo (fase 3). Allo stato attuale, le unità di ricerca afferenti alla rete ReLUIS, che collaborano alla raccolta dati attraverso la compilazione della scheda CARTIS sono 25. I Comuni in esame sono 218, distribuiti sull'intero territorio nazionale (Fig. 2). Allo scopo di rendere il campione rappresentativo, i comuni sono stati scelti opportunamente in accordo con la distribuzione percentuale dei Comuni italiani raggruppati dall'ISTAT per zona altimetrica e classe demografica (ISTAT, 2001).

Obiettivi e sviluppi futuri. La scheda CARTIS si inquadra nell'ambito dello sviluppo di una metodologia sistematica per la stima statistica dell'esposizione del patrimonio edilizio residenziale sul territorio nazionale.

Come noto, l'esposizione rappresenta in termini quantitativi e/o qualitativi l'estensione dei differenti elementi antropici che caratterizzano una certa area geografica (persone, edifici, infrastrutture, attività e beni mobili), le cui condizioni e/o funzionamento possono essere danneggiati, alterati o distrutti a causa del verificarsi dell'evento sismico.



NUMERO COMUNI PER REGIONI	
Abruzzo	18
Basilicata	12
Campania	36
Emilia Romagna	18
Friuli Venezia Giulia	11
Lazio	28
Liguria	8
Lombardia	5
Molise	1
Piemonte	15
Puglia	8
Sicilia	11
Toscana	9
Umbria	10
Veneto	14

Fig. 2 – Comuni attualmente ina fase d'esame attraverso la compilazione della scheda CARTIS.

In tale contesto, la valutazione dell'esposizione del patrimonio edilizio residenziale può essere proposta in termini di analisi di "inventario caratterizzato" della popolazione di edifici residenziali, da ottenersi attraverso la valutazione su base statistica della distribuzione degli edifici ordinari, raggruppati per classi di vulnerabilità sismica, a scala territoriale (quale unità spaziale minima di riferimento potrebbe essere assunta una griglia a maglie quadre di lato 500 m).

A completamento dello studi, il progetto fornirà informazioni utili al raggiungimento dei seguenti risultati:

1. migliorare la conoscenza del patrimonio edilizio ordinario italiano (ad oggi basata quasi esclusivamente sulla caratterizzazione fornita da ISTAT di soli tre parametri, età, tipologia della struttura verticale e numero di piani), attraverso l'individuazione di ulteriori caratteristiche, strutturali e non strutturali, che incidano sulla vulnerabilità a livello territoriale (ad esempio, per comparti, a livello comunale, ovvero per regioni e/o per aree omogenee economicamente, socialmente, ecc.) con l'obiettivo di costituire un inventario comune, utilizzabile per valutazioni di rischio e di impatto per qualsivoglia modello di vulnerabilità. La conoscenza di tale patrimonio sarà opportunamente strutturata in modo da raccordarsi ai livelli conoscitivi della microzonazione sismica e, se possibile, consentire in prospettiva un utilizzo incrociato tra i due parametri (vulnerabilità, effetti locali di sito);
2. definire una tassonomia delle tipologie edilizie rappresentative per ambiti geografici, sulla base delle conoscenze acquisite di cui al punto precedente, in modo da poter essere condivise con la comunità scientifica, che potrà sviluppare autonomamente curve di vulnerabilità, a partire dalla medesima base dati, così come è avvenuto in passato per la base dati ISTAT. L'organizzazione della tassonomia dovrà opportunamente raccordarsi ad altre analoghe iniziative internazionali;

3. definire un inventario delle curve di vulnerabilità esistenti in letteratura o derivanti da nuovi studi (con qualsiasi specifico approccio, statistico- empirico, meccanico-numerico, combinato o altro), associabili alla tassonomia;
4. per le curve inventariate di cui al punto precedente, sviluppare successivamente un'attività di valutazione critica e confronto, soprattutto tra curve afferenti alla medesima tassonomia strutturale derivate da autori e/o attraverso metodi di analisi diversi (ad esempio, analisi dinamica non lineare, statica non lineare, ecc.);
5. identificare le necessità di ricerca nell'ambito della definizione della base dati per la vulnerabilità del patrimonio costruito italiano relativo a tipologie non ordinarie (es., curve di vulnerabilità per cui non esistono informazioni di letteratura a supporto o che necessitino di approfondimenti, come per gli edifici industriali);
6. sviluppare modelli di vulnerabilità che rispondano a esigenze diverse da quelle dell'analisi del singolo evento, ad esempio modelli stato-dipendente con cumulo del danno, da impiegarsi in analisi a breve termine (i.e., sequenze sismiche o sciami) e che tengano conto (ove rilevante ai fini della vulnerabilità sismica) di problemi di invecchiamento;
7. valutare diverse politiche di mitigazione del rischio attraverso interventi sulle costruzioni a varie scale, con considerazioni di vincoli (es., budget) nella definizione degli interventi;
8. sviluppare strumenti accessori necessari all'analisi di rischio sismico a scala territoriale, ad esempio legati agli effetti di sito (tenendo conto del processo di microzonazione a larga scala avviato dal DPC) e/o di vicinanza alla sorgente sismica, nonché alle frane sismo-indotte, che possano essere integrabili tra le analisi di pericolosità e i modelli di vulnerabilità appena elencati.

Ringraziamenti. Gli autori ringraziano le venticinque Unità di Ricerca della Linea "Sviluppo di una metodologia sistematica per la valutazione dell'esposizione a scala territoriale sulla base delle caratteristiche tipologico/strutturali degli edifici", che hanno collaborato alla redazione della versione finale della scheda CARTIS attraverso una proficua attività di sperimentazione della stessa sul territorio.

Bibliografia

Stante l'elevato numero di riferimenti bibliografici necessari, si è preferito limitare la bibliografia ai riferimenti essenziali di tipo istituzionale.

SSN-GNDT (1998). Manuale per la gestione tecnica nei Com, Versione 1.5, Agosto 1998.

CD Multimediale MEDEA (2001). Manuale di Esercitazione sul Danno Ed Agibilità per edifici ordinari in muratura. Edito da CAR Progetti srl per il Dipartimento della Protezione Civile.

Dolce, M., Zuccaro, G., Papa, F. (2002). Protocollo d'intervista. Dipartimento della Protezione Civile.

Modello di Caratterizzazione tipologica a Scala Nazionale. Convenzione con il Servizio Sismico Nazionale - conv. N.163 del 11/12/2000. Rapporto Finale - Roma Giugno 2002.

AeEDES 05/2000/bis (2002). Scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica. Dipartimento della Protezione Civile - Roma.

Manuale AeDES (2002). Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica (AeDES). SSN-GNDT. Edito dal Dipartimento della Protezione Civile - Roma, pubblicato in allegato al DPCM del 5 maggio 2011, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 113 del 17 maggio 2011 (Supplemento ordinario n. 123).

CD Multimediale MEDEA (2004). Manuale di Esercitazione sul Danno Ed Agibilità per edifici ordinari in cemento armato. Edito da CAR Progetti srl per il Dipartimento della Protezione Civile.

AeDES 06 (2008). Scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica. Dipartimento di Protezione Civile. Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3753 del 6 aprile 2009 e DPCM del 5 maggio 2011, pubblicato nella Gazzetta Ufficiale n. 113 del 17 maggio 2011 (Supplemento ordinario n. 123).

VALDASO (2010). Scheda per la perimetrazione e la descrizione dei comparti edilizi della Valdaso. Dipartimento della Protezione Civile - Roma.

VU (2012). Scheda di analisi speditiva della Vulnerabilità dell'insediamento Urbano. Dipartimento della Protezione Civile - Roma.

AeDES 07 (2013). Scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica e relativo manuale. Decreto del Presidente del Consiglio dei Ministri 8 luglio 2014, G.U. n. 243 del 18/10/2014, allegati B e C.

Manuale AeDES, 2° edizione (2014). Manuale per la compilazione della scheda di 1° livello di rilevamento danno, pronto intervento e agibilità per edifici ordinari nell'emergenza post-sismica (AeDES). Dipartimento della Protezione Civile. Roma. In corso di stampa.

ISTAT, 2001. 14° Censimento generale della Popolazione e delle Abitazioni. http://dawinci.istat.it/).

ISTAT, 2011. 154° Censimento della Popolazione e delle Abitazioni. http://www.istat.it/it/censimento-popolazione/censimento-popolazione-2011).

LA CONOSCENZA DEL RISCHIO SISMICO ATTRAVERSO GLI STUDI DI MICROZONAZIONE SISMICA DELLA REGIONE TOSCANA: RISULTATI, STRUMENTI E METODOLOGIE PROPOSTE PER LA PIANIFICAZIONE TERRITORIALE

M. Baglione, V. D'Intinosante, P. Fabbroni
Settore Sismica, Regione Toscana, Firenze, Italia

Introduzione. L'Ufficio Prevenzione Sismica della Regione Toscana è impegnato, come è noto, ormai da diversi anni nella mappatura sismica del territorio regionale e nello specifico nella programmazione, realizzazione e validazione di indagini e studi di Microzonazione Sismica (di seguito MS).

In particolare, le attività di MS, rivestono una notevole importanza soprattutto nella pianificazione territoriale, in quanto forniscono uno strumento conoscitivo di base per la stima della pericolosità sismica locale, anche al fine di stabilire gerarchie di pericolosità utili per la programmazione di interventi di riduzione del rischio sismico a varie scale, orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti, definire gli interventi ammissibili in una determinata area, programmare le indagini e i livelli di approfondimento, stabilire orientamenti, modalità e priorità di intervento nelle aree urbanizzate.

Per questi motivi, la Regione Toscana ha deciso a partire dal 2011, con l'approvazione del Regolamento Regionale D.P.G.R. 53/R del 25/10/2011 (attualmente in corso di revisione), di rendere obbligatori per i Comuni gli studi di Microzonazione Sismica, introducendo tali attività all'interno della revisione degli strumenti urbanistici comunali (Piano Strutturale e/o Regolamento Urbanistico). Tale scelta ha permesso, tra l'altro, di poter raccogliere e/o acquisire in maniera graduale ed omogenea sul territorio una mole notevole di informazioni sui terreni caratterizzata prevalentemente da indagini geotecniche e geofisiche.

Gli studi di MS sono stati avviati in Toscana, già a partire dal 1997 (Ferrini *et al*., 2007) con il Programma di Valutazione Effetti Locali (denominato Programma VEL) e hanno recentemente subito una forte accelerazione grazie ai finanziamenti nazionali previsti con l'Attuazione dell'articolo 11 della legge 24 giugno 2009, n. 77 e successivamente attuate con l'OPCM 3907/2010 e s.m.e i.

Allo stato attuale, infatti, la Regione Toscana dispone di studi di MS di livello 1 (già approvati e/o in corso di approvazione) su circa 140 Comuni, pari al 60% del totale. Di questi Comuni ve ne sono 12 che possiedono anche studi approfonditi di livello 3, mentre gli studi di MS di livello 2 devono essere ancora avviati.

E' importante anche sottolineare, come molti di questi Comuni dispongano già di studi particolarmente approfonditi, grazie alla presenza di una mole di informazioni importante prodotta nel corso dell'ultimo decennio nell'ambito del Programma Regionale VEL (rilievi geologici di dettaglio, n. 1050 linee di sismica a rifrazione, n. 500 sondaggi con relative prove Down-Hole e n. 220 prove dinamiche di laboratorio sui campioni di terreno).

Ciò ha permesso quindi di poter definire, per numerosi Comuni, un modello geologico-tecnico di sottosuolo 2D-3D mediante la suddivisione ragionata degli spessori di coperture

associati a ciascuna microzona, delle loro geometrie ma anche delle proprietà meccaniche (Vs) desunte dall'elevato quantitativo di indagini geognostiche prodotte e/o raccolte.

Nell'ambito del presente documento si intende illustrare gli elementi di novità fin qui prodotti e gli strumenti che verranno realizzati a breve dalla Regione Toscana, finalizzati ad un miglioramento dei livelli di conoscenza degli studi di MS di livello 1, 2 e 3.

Definizione della metodologia per il passaggio dagli studi di microzonazione sismica di livello 1 a quelli di livello 2. Il passaggio da uno studio di MS di livello 1 al successivo livello 2, rappresenta un aspetto piuttosto delicato e proprio per questo necessita di debite ed opportune valutazioni preliminari. Sintetizzare e schematizzare le operazioni da effettuare in questa fase non è cosa ovvia in quanto le attività da compiere potranno subire una notevole differenziazione in funzione del grado di attendibilità dello studio di livello 1 dal quale si parte.

Nel caso si disponga di uno studio di MS livello 1 che definisca in maniera corretta il modello geologico s.l. dell'area, il passaggio al livello 2 risulterà pressoché automatico e dipenderà quasi esclusivamente dalla corretta applicazione degli abachi litostratigrafici; pertanto, molte perimetrazioni presenti nella cartografia delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS) resteranno invariate suddividendo (laddove sussistano i requisiti di applicabilità degli abachi) zone a diverso fattore di amplificazione, calcolato in funzione delle stratigrafie rappresentative delle varie microzone omogenee.

Nel caso, invece, di uno studio di MS di livello 1, connotato da una non sufficiente completezza nella definizione del modello geologico s.l., si renderà necessaria, prima dell'applicazione degli abachi, una profonda revisione dello studio. Si comprende, pertanto, quanto sia importante in fase di impostazione del lavoro effettuare una valutazione preliminare sull'attendibilità dello studio di MS di livello 1 di cui si dispone.

Con Del. G.R.T. n. 144 del 23/02/2015 la Regione Toscana ha definito i principali criteri per il passaggio da uno studio MS1 ad uno studio MS2; questi consistono nella valutazione dell'Idoneità dello studio di MS di livello 1 per il passaggio al livello 2 mediante una serie di attività (v. diagramma di flusso in Fig. 1) finalizzate a verificare il grado di attendibilità dello studio di livello 1.

Di seguito, a supporto del suindicato diagramma di flusso, viene fornita una disamina dei principali aspetti riguardanti il processo di controllo. Il percorso logico prevede l'effettuazione di una serie di verifiche di congruenza suddivise in tre fasi principali:

a) Verifica formale di congruenza tra le sezioni geologico-tecniche che definiscono il modello geologico 2D della zona e la cartografia MOPS che di fatto rappresenta una ricostruzione 3D dello stesso modello geologico. In corrispondenza delle tracce di sezione le

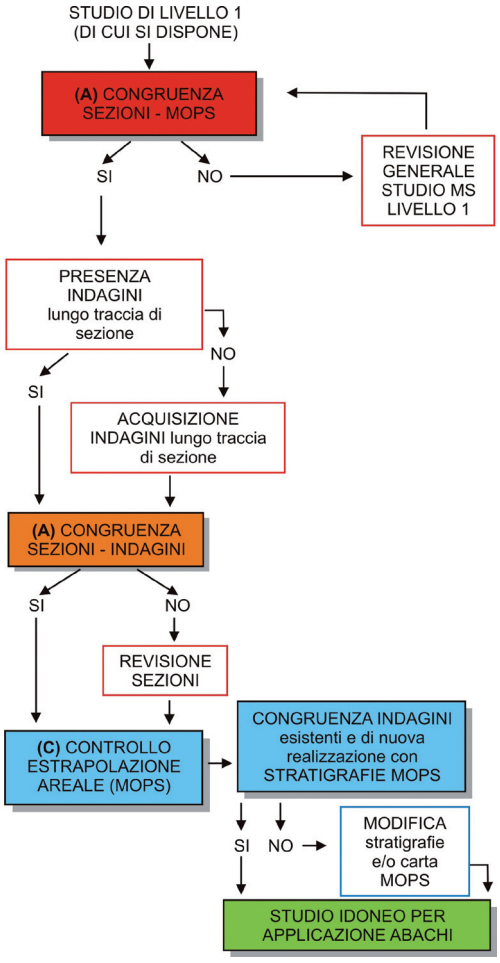


Fig. 1 – Diagramma di flusso per il passaggio da uno studio di MS di livello 1 a uno studio di livello 2.

informazioni contenute nei due elaborati devono necessariamente essere congruenti; se così non fosse si renderà necessaria una revisione generale dello studio;

b) Verifica di congruenza tra le sezioni geologico-tecniche e le risultanze delle indagini: dopo aver verificato, secondo quanto riportato al punto precedente, la congruenza formale degli elaborati, si passa a valutare la corrispondenza del modello riportato nelle sezioni con le reali caratteristiche sismostratigrafiche dell'area, eseguendo un confronto con i dati di indagine disponibili. Informazioni utili in chiave stratigrafica possono infatti essere fornite oltre che dalle indagini dirette presenti (stratigrafie), dall'utilizzo congiunto di metodologie di indagine geofisica sia in tecnica attiva che in tecnica passiva; le prime in grado di fornire con una buona attendibilità l'andamento del parametro Vs e le seconde (nello specifico HVSR) in grado di fornire indicazioni riguardo alla frequenza di risonanza dei depositi (f_0). L'analisi combinata dei dati, permette di risalire in maniera indiretta a informazioni basilari quali la presunta profondità dell'orizzonte risonante. Ovviamente, per poter eseguire un confronto è necessario anzitutto che le indagini siano presenti e che queste siano attendibili e di buona qualità. Quindi, dopo aver effettuato una valutazione critica delle indagini disponibili ed aver verificato la presenza dei predetti parametri (Vs e f_0), si passa a verificare il grado di attendibilità delle sezioni utilizzando le indagini presenti lungo la traccia di sezione. E' necessario, in linea di massima, infatti che per ogni sezione siano disponibili sia indagini per la stima del parametro Vs, sia indagini per la stima degli spessori delle coperture presenti. Nel caso non siano presenti indagini idonee sarà necessario eseguire indagini di nuova realizzazione al fine di completare la ricostruzione in termini sismostratigrafici del modello geologico s.l. Solo dopo aver verificato la correttezza del modello realizzato sarà possibile passare alla fase successiva;

c) Controllo estrapolazione areale del modello geologico tecnico 2D riportato nelle sezioni: verifica della congruenza tra le indagini (sia esistenti che di nuova realizzazione) con le stratigrafie peculiari delle varie microzone omogenee. Qualora le indagini disponibili non offrano una copertura areale sufficientemente omogenea, si procederà con l'acquisizione di ulteriori dati (Vs e f_0) necessari come chiavi di ingresso per l'applicazione degli abachi.

Nel caso in cui le verifiche puntuali confermino l'adeguatezza delle scelte compiute in sede di estrapolazione areale, lo studio di livello 1 si può ritenere pronto per l'applicazione del livello successivo; in caso contrario sarà necessario provvedere ad una revisione della perimetrazione delle MOPS e/o dei modelli litostratigrafici peculiari di ciascuna microzona.

Procedura utilizzata per la redazione degli abachi di secondo livello. Nell'ambito degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS, 2008) viene suggerito agli enti preposti di dotarsi di abachi per la caratterizzazione quantitativa dei fenomeni di amplificazione attesa nelle zone "stabili suscettibili di amplificazione" per le quali un approccio semplificato possa avere significato (situazioni litostratigrafiche caratterizzate da alternanza di formazioni lungo superfici di discontinuità con buona approssimazione piane e orizzontali). In pratica si tratta di realizzare delle tabelle nelle quali ad un insieme di valori assunti da parametri considerati diagnostici e ad un particolare livello di pericolosità sismica siano associati univocamente valori attesi dell'amplificazione del moto sismico (FA ovvero "Fattore di Amplificazione") rispetto ad un terreno di riferimento.

La Regione Toscana, nell'ambito di un Accordo di Collaborazione Scientifica stipulato con il Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente dell'Università degli Studi di Siena, ha provveduto alla realizzazione di uno studio scientifico finalizzato alla redazione di abachi regionali per la quantificazione dell'amplificazione sismica dovuta a fenomeni di tipo litostratigrafico mediante procedure semplificate.

Obiettivo di questi abachi è fornire indicazioni utili alla realizzazione di carte di microzonazione sismica (MS) di livello 2 per le aree per le quali gli approcci di tipo semplificato abbiano senso.

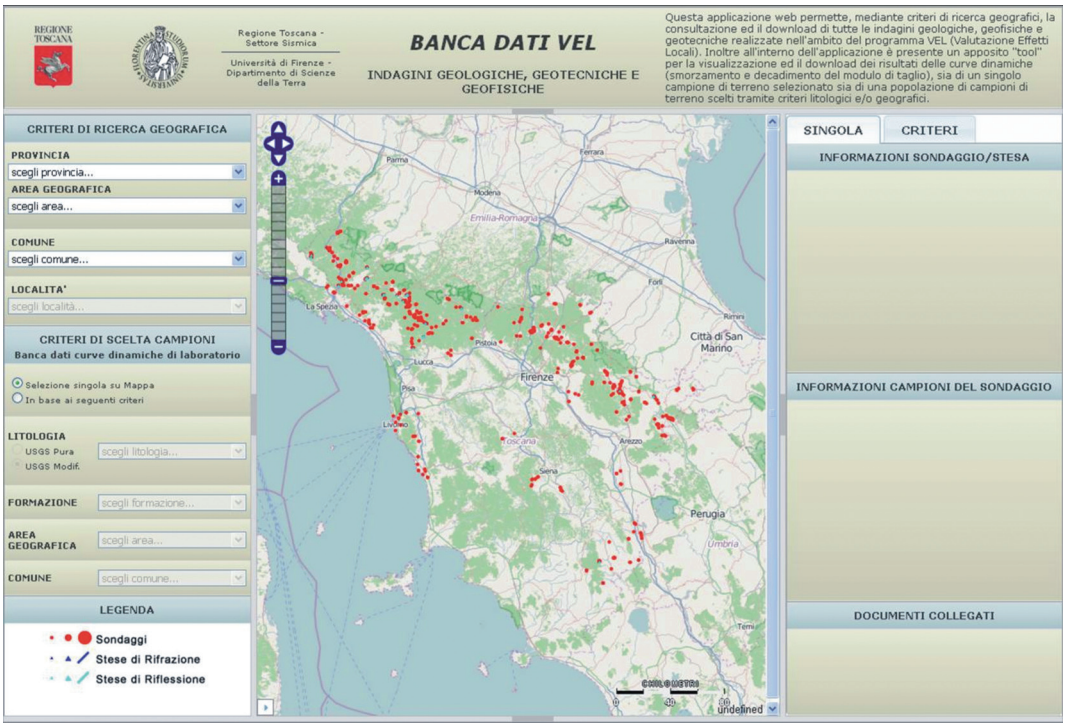


Fig. 2 – Interfaccia relativa all'applicativo Web-GIS per la consultazione delle indagini geognostiche.

Alcune Regioni hanno già da tempo provveduto a dotarsi di questo strumento a partire da metodologie differenti ma comunque congruenti per quanto riguarda il tipo di risultati attesi e le modalità di impiego.

La procedura adottata allo scopo si discosta in maniera significativa da quelle adottate per le Regioni Lombardia e Lazio ed è affine (anche se non identica) a quella a suo tempo utilizzata dalla Regione Emilia-Romagna. La procedura ha avuto come scopo quello di valorizzare il grande patrimonio informativo messo a disposizione dalla Regione Toscana come esito di passate attività di indagine e caratterizzazione della risposta sismica locale (progetti VEL e DOCUP fra il 1996 al 2006) ed allo stesso tempo fornire agli operatori presenti sul territorio uno strumento versatile e specificamente applicabile nelle diverse situazioni lito-stratigrafiche presenti nel territorio regionale.

L'obiettivo fondamentale della procedura è quello di fornire stime statisticamente valide e ragionevolmente conservative del fattore di amplificazione atteso nelle diverse situazioni litostratigrafiche presenti in Toscana ed in particolare nelle aree a maggiore pericolosità sismica. Inoltre, queste stime devono poter essere fornite a partire da un numero ristretto di osservabili, relativamente agevoli da determinare sperimentalmente e comunque rappresentativi delle diverse situazioni presenti.

A partire da questi vincoli, è stata definita la procedura sinteticamente illustrata in Albarello 2014 e approvata con Del. G.R.T. n. 144 del 23/02/2015.

Per una più completa descrizione della procedura utilizzata, si faccia riferimento alla relazione finale dello studio, consultabile al link: *http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/03normativa/microzonazione/microzonazione_regionale/specifiche/index.htm*.

Sviluppo nuovo portale WEB-GIS per la visualizzazione/consultazione indagini geognostiche per la MS. L'obiettivo finale è quello di poter giungere alla realizzazione di un sistema informativo sui terreni completo, mediante l'informatizzazione, lo sviluppo di banche

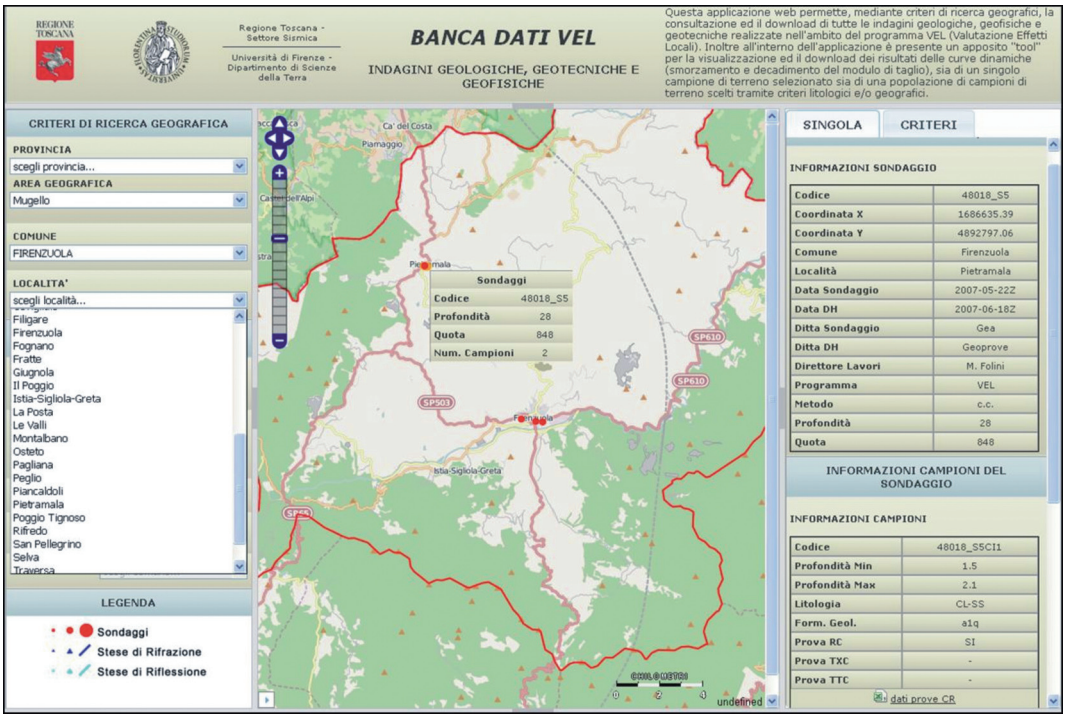


Fig. 3 – Visualizzazione delle indagini (a destra) e delle informazioni derivate da esse (in basso a destra).

dati relative alle indagini geognostiche e alle cartografie tematiche, la gestione, l'aggiornamento e la pubblicazione su web**.** Il sistema informativo così realizzato consentirà a tutti gli utenti esterni (principalmente enti locali, professionisti e imprese) l'accesso ad un patrimonio di conoscenza di notevole interesse che potrà essere utilizzato per le attività progettuali e/o di studio delle varie aree. L'Ufficio Prevenzione Sismica della Regione Toscana, nell'ambito delle attività decennali relative al Programma VEL e ultimamente con il programma relativo alle indagini e studi per la MS, ha raccolto una ingente mole di informazioni relative ai rilievi geologici di dettaglio e alle indagini geologiche, geofisiche e geotecniche nei vari siti di indagine.

Al fine di pervenire ad una modalità di visualizzazione e di consultazione più dinamica dei dati, è stata avviata a partire dal 2012 una collaborazione con il Dip.to di Scienze della Terra dell'Università di Firenze finalizzata alla costruzione di una applicazione Web-GIS (Fig. 2) che consenta una maggiore interattività e maggiori funzionalità per l'utente finale.

Mediante tale applicazione è possibile effettuare la consultazione delle indagini geognostiche (sondaggi geotecnici e linee sismiche) sia mediante criteri di ricerca geografica (per macroarea geografica, provincia, comune, località), sia per posizionamento sulla cartografia di base.

Alla selezione dell'elemento sulla mappa, sia per un sondaggio che per una stesa sismica, le informazioni relative stoccate nel database vengono mostrate a video. Le informazioni base (codice, profondità, quota e n° campioni per i sondaggi, codice, lunghezza e presenza di tomografia per le stese sismiche) vengono mostrate direttamente tramite una finestra di popup. Le informazioni di dettaglio vengono invece mostrate a destra (Fig. 3).

Nella parte alta vengono mostrati i dati diretti, cioè le informazioni legate al singolo elemento stoccate nel database. Nel caso di interrogazione di un sondaggio, vengono create due colonne: la prima con le informazioni relative al sondaggio, la seconda con le informazioni relative ai campioni effettuati durante i sondaggi.

Nella parte bassa vengono presentati i collegamenti per potere scaricare i dati derivati dal sondaggio o dalla stesa sismica, cioè gli eventuali documenti, in formato .pdf, della stratigrafia, delle prove down-hole, delle analisi di laboratorio o l'eventuale documentazione fotografica.

Una ulteriore funzionalità dell'applicazione consiste nella possibilità di poter ricavare le curve di degrado medie di un gruppo di campioni, individuate mediante criteri di ricerca per litologia, formazione geologica, area geografica e/o comune. Tale strumento è di estrema importanza per chi opera nell'ambito delle analisi di risposta sismica locale.

Conclusioni. Gli studi di MS hanno subito negli ultimi anni un forte impulso in toscana, sia grazie ai finanziamenti nazionali previsti, sia grazie alle norme regionali che hanno garantito la loro applicabilità in ambito urbanistico.

A partire dal 2011 infatti gli strumenti urbanistici comunali possiedono, all'interno dei loro quadri conoscitivi, studi di microzonazione di dettaglio che consentono di definire ed individuare il quadro di pericolosità sismico del territorio comunale.

Tale quadro di conoscenza sarà finalizzato a garantire le condizioni di fattibilità dal punto di vista sismico per la fase di pianificazione territoriale.

Bibliografia

Albarello D., Peruzzi G., 2014: Abachi regionali per amplificazioni litostratigrafiche finalizzati alla redazione di carte di microzonazione sismica di livello II. Disponibile in http://www.rete.toscana.it/sett/pta/sismica/01informazione/formazione/pubblicazioni/microzonazione/02_ps_locale/02_cap10.htm

Decreto del Presidente della Giunta Regionale 25 ottobre 2011, n.53/R: Regolamento di attuazione dell'articolo 62 della legge regionale 3 gennaio 2005, n.1 (Norme per il governo del territorio) in materia di indagini geologiche. Regione Toscana.

Delibera di Giunta Regionale del 23 febbraio 2015, n. 144 – Approvazione nuove specifiche tecniche per la redazione degli studi di Microzonazione Sismica e abachi litostratigrafici regionali per la redazione di studi di MS di livello 2

Ferrini M., Baglione M., Calderini F., D'Intinosante V., Danise S., Di Lillo R., Fabbroni P., Iacomelli S., Rossi M., Stano S. Calosi E.; 2007: Le attività della Regione Toscana per la valutazione degli effetti locali dei terreni: il programma regionale V.E.L. XII Congresso Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia", Pisa 10-14 giugno 2007.

ICMS - Gruppo di lavoro MS.; 2008: Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, 3 vol. e DVD.

THE SURVEYS ON SEISMIC RISK PERCEPTION ARE REALLY USEFUL TO MITIGATE RISK?

M. Crescimbene[1], F. La Longa[1], R. Camassi[2], N.A. Pino[3], V. Pessina[4], L. Peruzza[5], L. Cerbara[6], C. Crescimbene[6]

[1] INGV – Roma 1, Roma, Italy
[2] INGV – Bologna, Italy
[3] INGV – Napoli, Italy
[4] INGV – Milano, Italy
[5] INOGS Trieste, Italy
[6] CNR-IRPPS – Roma, Italy

Introduction. Studies of risk perception examine the judgments that people make when they are asked to characterise and evaluate hazardous activities and technologies (Slovic, 1987). Risk perception is a cognitive process involved in several daily activities that orients people's behaviours on the impact of uncertain events This process is both individual and collective, it selects and interprets signals related to direct observations or information received from others. Some researches highlighted that in many cases there is a difference between subjective risk perception and objective evaluation (Slovic, 1992, 2000).

There are two main approaches in studying risk perception, the realistic and the constructivist. The realistic approach considers the perception of risk very close to the probability that an actual event occurs; in this meaning, it would be sufficient to have more information in order to have a better perception of risk. The constructivist approach thinks the risk is not "objective", but subjective and socially constructed. To understand risk perception it is necessary to consider a number of social, psychological and cultural ambits, as well as interaction among them (Wachinger and Renn, 2010). In our opinion, in agreement with the constructivist approach, seismic risk perception does not depend on the actual value of the seismic risk but there are others factors influencing it.

In the specific case of seismic risk, the role of people perception is very important, especially in the absence of clear communication strategies. The clarity of the language used by mass media, scientists and decision-makers in communicating seismic risk to people is essential for a proper knowledge and awareness. A more thorough discussion of these aspects can be found in our recent publications (Crescimbene *et al.,* 2015; Crescimbene and La Longa, 2015).

The surveys on the seismic risk perception in Italy. Within the DPC-INGV project S2 2012 and 2014 - Constrain Observation into seismic hazard - a research activity was funded to assess seismic risk perception in Italy. In the first year (2012-2013) a questionnaire was built to assess seismic risk perception, with a particular attention to compare hazard perception with the hazard as defined by science and by law (namely hazard "by law"). The questionnaire was managed by web (www.terremototest.it). Until July 31, 2014 over 8,500 answers were collected (Crescimbene *et al.,* 2014). In the second research period (2014-2015), we implemented the questionnaire with a session dedicated to collect information on the seismic vulnerability of the houses of the interviewees. Furthermore, to achieve a statistically significant sample at national level, we conducted a CATI survey (Computer Assisted Telephone Interview) on over 35,000 people to obtain a statistical sample of 4,012 people. The present paper presents the principal findings of both, web and CATI survey.

Methodology. The Seismic Risk Perception Questionnaire (SRP-Q) is designed by semantic differential method (Osgood, 1957), using opposite terms on a Likert scale to seven points (Likert, 1932). The questionnaire allows the scores of five risk indicators to be obtained: Hazard, Exposure, Vulnerability, People and Community, Earthquake Phenomenon. The values 1 to 4 indicate low scores of perception, on the contrary, values greater than 4 up to 7 (the maximum value of the scale) indicate higher scores of perception.

In the past S2-2012 DPC-INGV Project, the questionnaire on the perception of seismic risk was built and tested. Up to July 2014, over 8,500 questionnaires were collected via web (the questionnaire can be filled at: http://terremototest.it.). Statistical analysis carried out on this data set showed a good reliability of the items that compose the indicators of Hazard, Exposure and Vulnerability. Indeed, the assessment of the Cronbach alpha values (Cronbach, 1951) showed good values for the Hazard (=0.86) and Vulnerability (=0.94) indicators. On the contrary, Exposure indicator had an insufficient Cronbach alpha value (=0.52). It was necessary to execute a factorial analysis named Principal Component Analysis (Bolasco, 1999) in order to identify two latent variables, that may be reduced to "tangible" or "intangible" elements of the territory considered. The items of Exposure indicators were grouped in these two variables, and a new computing of Cronbach alpha was executed, obtaining values greater than 0.70.

The review of the questionnaire was made after the meeting held in September 2014 at the DPC. During the meeting the questionnaire was distributed and discussed. After the meeting there have been some slight modifications to the questionnaire. The main change concerned question 4. The former question "In case of an earthquake, how would you describe the *institutions* and the people around?", was changed in "In case of an earthquake, how would you describe the *community* and the people around?". With respect to the previous version, minor changes were made on the closed-ended questions and on the comparison between earthquake and other natural risk.

During the above mentioned meeting at the DPC, a new aspect was considered: how to find real vulnerability data of private houses to be compared with perception data? For this reason it was decided to implement the questionnaire with a section dedicated to collect information about the vulnerability of the interviewee's house. In collaboration with DPC, ReLUIS and INGV Milan, the following questions were included in the questionnaire: structural typology of the building; age of building; number of floors; structural context of the building; maintenance state. Our intent was to compare information on house received by the interviewee with his perception of vulnerability.

The questionnaire was designed to be completed on the web or to be pencilled. For this reason it was necessary to adapt it for a telephone interview.

The adaptation concerns:

- the repositioning of the questions on personal data at the end of the interview, when attention could be lower than at the beginning;
- the repetition of the Likert scale values for all items of the questionnaire during the interview;
- the conversion of the web's informal language, into the formal language typical of telephone interviews.

A preliminary test to check the understanding and the keeping of the questionnaire was carried out on over 50 people with good results, one month before the survey launching (December 2014).

Once the telephone survey was completed (March 2015), the revised questionnaire was published on the web at www.terremototest.it. However, the responses to the online users were not yet implemented. The web answer page produces, as in the previous version, a comparison between the hazard perception score and the hazard by law for seismic zone, and does not consider the other risk factors. Furthermore, the answer page contains some general information about the vulnerability and seismic risk mitigation. The aspect, concerning the communication and education of risk, requires a thorough discussion between the different actors of the research, that are DPC, INGV and engineers. Once the process will be completed, we plan to replace the current answer page with a dedicated website containing results of perception and insights regarding the seismic risk reduction.

Sampling. Basically, the types of surveys are broadly categorised into two groups: according to instrumentation and to the span of time involved. The types of surveys according to instrumentation include the questionnaire and the interview. On the other hand, the types of surveys of the second group contain both cross-sectional and longitudinal surveys. The most important methodological steps of a survey include to:

- identify and select potential sample members;
- contact sampled individuals and collect data from those who are hard to reach (or reluctant to respond);
- evaluate and test questions; select the mode for posing questions and collecting responses;
- train and supervise interviewers;
- check data files for accuracy and internal consistency;
- adjust survey estimates to correct for identified errors.

In the first year of research (2012-2013) the survey was conducted via web on a random sample.

In the second research year we executed a cross-sectional study on a statistical sample of the Italian population in a fixed-time, using the CATI technique.

CATI technique is one of the most used in statistical surveys because it assures the acquisition of accurate and standardised data set, reducing the time needed to process data. In addition, the CATI technique, compared to other ones, makes possible to reach almost all population groups.

Using the stratified sampling method we identified a sub-populations of 4,000 people within an overall population, with specified characteristics. The criteria adopted were: Geographic Area; Gender; Age; 475-yr return period Peak Ground Acceleration (PGA) of residence area.

The first three criteria are generally used in statistical surveys, while the introduction of a new seismic indicator represents a relevant change in this version of the survey. In the first year of our research we chosen to refer to the seismic zones indicated in the national seismic classification (Gruppo di Lavoro MPS 2004, Opcm n. 3274; Stucchi *et al*. 2011) because we considered that the seismic zone concept could be better understood by general public. Instead, in the present version we refer to PGA values (OPCM 3519/06, 28 April 2006) that are not influenced by regional modification processes. For this reason, when we refer at previous data analysis, the hazard related to the seismic zones is named hazard "by law", i.e. reported to the regional legislation.

The CATI survey was conducted by phone by the operators of the charged company. The numbers and features of the survey are shown in Tab. 1.

Tab. 1 - Numbers and features of the CATI survey.

Target population	Resident population in Italy, 18-80 years, of both sexes belonging to any social condition.
Method of sampling	Nationally representative, random sample of the Italian population stratified by gender, age, geographical area, PGA.
Territorial extension of the survey	Throughout the national territory
Method of information collection	Telephone interviews - C.A.T.I. technique
Numerical consistency of the sample of respondents	Full interviews: 4,012
Number of non-respondents and replacements made	Waste / non-respondents / non-quota: 35,919
Date or period when the survey was carried out	07/01/2015- 09/03/2015

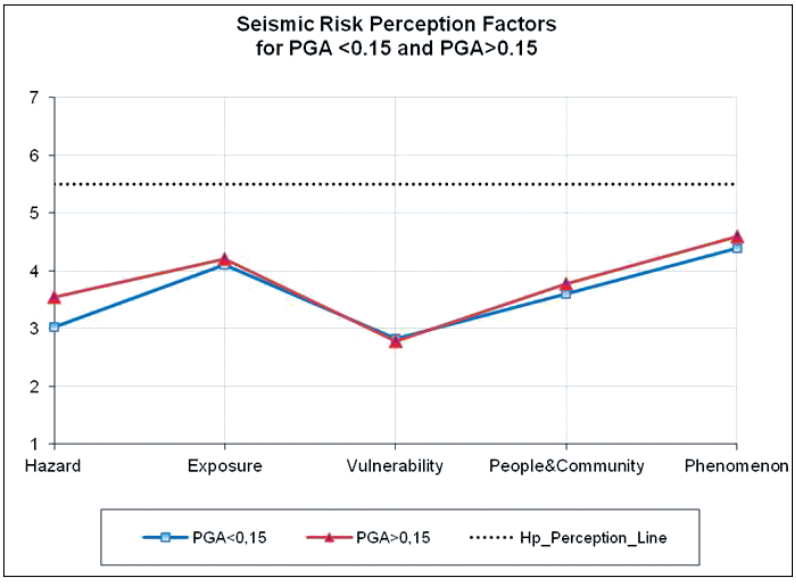


Fig. 1 – Seismic risk perception factors for PGA <0.15 and PGA>0.15.

Findings. A representation of the CATI survey data is proposed in Fig. 1. The graph shows the mean scores of the factors divided into two subgroups for PGA>0.15 (red line) and PGA<0.15 (blue line). The black dotted line indicates a hypothetical perception level in case of PGA>0.15.

Means and standard deviations are shown in Tab. 2 according to questionnaire factors and PGA.

Tab. 2 - Means and standard deviations for factors and PGA.

Questionnaire Factors	PGA<0.15		PGA>0.15		General	
Mean	StDev	Mean	StDev	Mean	StDv	
Hazard	3.03	1.053837	3.53	1.225083	3.23	1.153096
Exposure	4.11	1.587015	4.18	0.814899	4.14	0.776802
Vulnerability	2.83	1.251397	2.77	1.359365	2.80	1.296184
People and Community	3.60	1.099334	3.76	1.190593	3.66	1.139365
Phenomenon	4.39	0.682505	4.57	0.818415	4.46	0.746004
Total	3.59	1.158801	3.76	1.261732	3.66	1.204460

Furthermore, we compare data collected on the web (N=8,572) with data of the CATI survey (N=4,012), as shown in Fig. 3. As a whole, the data collected on the web have higher perception scores than the CATI survey data. Tab. 3 reports the differences between CATI survey and Web data sets.

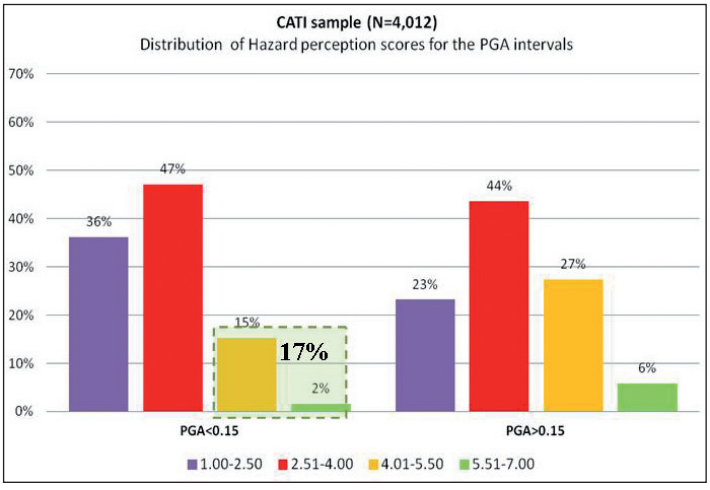


Fig. 2 – Distribution in classes of Hazard perception values for the PGA intervals.

Tab. 3 - Differences between means of the CATI and the web survey.

	Hazard	Exposure	Vulnerability	People & Community	Phenomenon
CATI [PGA<0.15]- Web data Zone 3-4	-0.58	-0.41	-1.55	-0.84	-0.58
CATI [PGA>0.15]- Web data Zone 1-2	-1.26	-0.19	-0.83	-0.54	-0.76

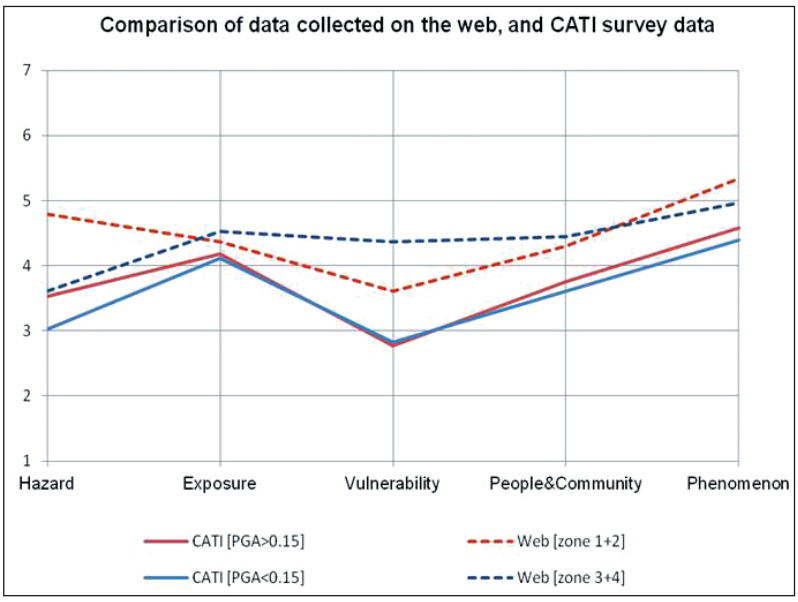


Fig. 3 – Comparison of data collected on the web and CATI survey data (mean values).

Discussion. According to our interpretation the risk perception seems be underestimated for all factors. In particular seismic Vulnerability factor scores are extremely low (2.77 per PGA<0.15; 2.83 per PGA>0.15) and moreover they are contrariwise than expected. When we will have processed house information data of the respondents, we will comment better these scores of (physical) vulnerability. We will be able to know if these scores are low because the respondents' houses are safe, or on the contrary, these scores show a low vulnerability perception.

Research on risk perception aims to aid risk analysis and policy-making by providing a basis for understanding and anticipating public responses to hazards and improving the communication of risk information among people, technical experts, and decision-makers.

Those who deals with seismic risk need to understand how people think about and respond to this risk. Without such understanding, well-intended policies may be ineffective. (Slovic, 1987). For these reasons we believe that comparing the perception factors with the "real factors" of seismic risk, is a crucial point. Risk perception research without a comparison with reality is a pure intellectual exercise. Since the first year of our research we produced a comparison between seismic hazard and perception of hazard.

In this research, we are committed to complete the comparison with the factors of Exposure and Vulnerability. About the considered difficulties to obtain data on the vulnerability of private buildings, we have introduced in the questionnaire a new section dedicated to Vulnerability, with the aim to collect real data on interviewee's houses (see Paragraph Questionnaire Update). These data are being processed by INGV-Milan, aiming to compare them with the vulnerability perception data. INGV-RM1 is working on tangible and intangible assets data in order to obtain a synthetic Exposure value to compare with Exposure perception data.

Other data collected by the questionnaire regard Earthquake information level, Sources of information, Earthquake occurrence with respect to other natural hazards, participation at risk reduction activities and level of involvement.

The results relating to Earthquake Information show that 6% of the sample thinks to be informed "very much", 33% "somewhat", the remaining 61% is divided between "slight" (38%) and "not at all" (23%).

The data collected on information sources indicate that television (37.44%) is clearly the most important source of information, the Internet (20.88%) and newspapers (22:46%) are left behind by 15 points or more.

As regards the data on the occurrence of natural hazards other than earthquakes show that flooding (36%) and landslides (29%) are considered the most frequent other natural hazards.

Regarding the participation at risk reduction activities, only 4.71% of the sample declare to have attended an initiative of education or awareness, however this little part of the sample has a high level of involvement in these initiatives (82%).

Conclusions. The CATI survey carried out on a statistical sample (N=4,012) and the data collected on the web (N=8,575) represent a good reference basis of the seismic perception of Italian population. Soon we will be able to complete the interpretation and comparison of scores of perception with all indicators of risk. This important advancement was possible by introducing in the questionnaire some questions on the characteristics of the house related to its physical seismic vulnerability. These data should allow us to compare the perception of the vulnerability with the vulnerability data reported by respondents.

Similarly, we are already working in order to compare the other indicators considered in the questionnaire: Exposure; People & Community and Phenomenon.

Furthermore, as regards the comparison with the data of Hazard, we are able to make reference both to seismic zones and to the intervals of PGA.

The work done in these two years of research has initiated a permanent observatory on the perception of the risk of earthquakes in Italy. At the web site www.terremototest.it, the data on seismic risk perception are continuously collected. CATI survey and the web data sets, collected in these two years, represent a good data base to assess possible change on seismic risk perception because of seismic sequences or swarm, or to make comparison between a specific subgroup of population, with respect to the national seismic risk perception scores.

We plan to complete the observatory on the seismic risk perception in Italy by implementing the web site with a section dedicated to the answers online. This part will be organised to provide a response to each individual questionnaire and provide information on the whole risk perception data in our country.

In fact, after about 3 years since our first research proposal on this issue, we still think that analysis of risk perception data is able to produce useful indications to design seismic risk reduction activities. The processing of the data collected on the seismic risk perception will give us detailed information on the national territory useful to launch campaigns of awareness and improve risk reduction.

References

S. Bolasco, Analisi multidimensionale dei dati. Metodi, strategie e criteri d'interpretazione, 1999, Roma, Carocci.

M. Crescimbene, F. La Longa, (2015) Terremoti: tra percezione e realtà, pp. 227-244

In Terremoti, Comunicazione, Diritto. Riflessioni sul processo alla "Commissione Grandi Rischi", a cura di A. Amato, A. Cerase, F. Galadini – Franco Angeli Editore pag.227-244 ISBN 978-88-917-1271-4.

M. Crescimbene, F. La Longa, R. Camassi, N.A. Pino, (2015). The Seismic Risk Perception Questionnaire. In: Peppoloni Silvia and Giuseppe Di Capua (Eds.) Geoethics: the Role and Responsibility of Geoscientists 2015, Geological Society, London, Special Publications, 419, ISBN 978-1-86239-726-2, pp. 69-77.

M. Crescimbene, F. La Longa, R. Camassi, N. A. Pino, L. Peruzza (2014) What's the Seismic Risk Perception in Italy? - pp 69-75 . In Engineering Geology for Society and Territory – Volume 7 Education, Professional Ethics and Public Recognition of Engineering Geology, Part II Geoethics and Natural Hazards: Communication, Education and the Science-Policy-Practice Interface. Editors: Giorgio Lollino, Massimo Arattano, Marco Giardino, Ricardo Oliveira, Silvia Peppoloni. ISBN 978-3-319-09302-4 ISBN 978-3-319-09303-1 (eBook) DOI 10.1007/978-3-319-09303-1 Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London Library of Congress Control Number: 2014946956 Springer International Publishing Switzerland 2014. http://hdl.handle.net/2122/9286.

Cronbach, L.J. (1951) Coefficient alpha and the internal structure of tests, Psychometrika, Vol.16, n.3, 297-334.

Gruppo di Lavoro MPS (2004). Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici.

Likert, R. 1932. Technique for the measure of attitudes. Arch. Psycho., Vol. 22 N. 140.
Osgood, C.E., Suci, G., & Tannenbaum, P. (1957) The measurement of meaning. Urbana, IL: University of Illinois Press.
Slovic, P. (1987) Perception of risk. Science 236: 280–285.
Slovic, P. (1992) Perceptions of risk: reflections on the psychometric paradigm. In S. Krimsky & D. Golding (eds), Social Theories of Risk: 117–152. Westport/London: Praeger.
Slovic, P. (2000). The perception of risk. London: Earthscan Publications, Ltd.
Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M., Boschi E. (2011) - Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code. Bull. Seismol. Soc. Am. 101(4), 1885–1911. DOI: 10.1785/0120100130.
Wachinger, G., Renn, O. (2010): Risk Perception and Natural Hazards. CapHaz-Net WP3 Report, DIALOGIK non-profit Institute for Communication and Cooperative Research, Stuttgart (available at: http://caphaz-net.org/outcomes-results/CapHaz-Net_WP3_Risk-Perception.pdf).

Indice degli autori

A

Acunzo G. 45
Albarello D. 113, 148, 154
Alvarez J.L. 170
Amadori A. 211
Auletta G. 246, 258
Azzaro R. 5

B

Baglione M. 154, 287
Barani S. 129, 196
Barberi G. 5
Barnaba C. 216
Bedon C. 222
Blumetti A.M. 190
Bonfanti P. 30
Bottero D. 196
Bramerini F. 53
Branca S. 142

C

Caballero L.F. 170
Cacosso A. 258
Camassi R. 292
Campolunghi M.P. 163
Castenetto S. 53
Cerbara L. 292Cocina O. 5
Colombi A. 230
Comerci V. 190
Compagnoni M. 62, 68
Contessi E. 216
Contrafatto D. 275
Costa G. 183
Crescimbene C. 292
Crescimbene M. 292

D

Dadomo A. 30
D'Alema E. 129
D'Amico S. 5, 122
d'Attoli M. 239
De Ferrari R. 129, 196
De Gregorio D. 281
Del Gaudio V. 75
Del Monaco F. 81
Diez Zaldivar E.R. 135
Di Giulio G. 86
Di Manna P. 190
D'Intinosante V. 93, 101, 154, 287
Ditommaso R. 246, 258
Dolce M. 281
Durante F. 81, 201

F

Fabbroni P. 154, 287
Felicetta C. 122
Ferretti G. 196
Fidani C. 11
Fioravante V. 211
Fiorini N. 45
Forte E. 183
Francescone M. 148

G

Gallipoli M.R. 135
Gee R. 5
Gentile F. 30, 35
Gherardi F. 30
Ghinelli A. 211
Girardi M.R. 216
Giretti D. 211
Goretti A. 15
Grimaz S. 265
Gruppo di Lavoro Abachi 109
Gruppo di Lavoro Fivizzano 93, 101
Gualandi A. 22
Gualerzi D. 239
Guerrieri L. 190

I

Iacovino C. 246, 258
Italiano F. 30

L

La Longa F. 292
Langer H. 5, 142
Lanzano G. 122
Laurenzano G. 135
Lenti L. 177
Leoni G. 190
Lombardo S. 5, 142
Longo E. 142
Lovati S. 129
Lugari A. 22
Lunedei E. 113, 148
Luzi L. 122

M

Macerola L. 81, 201
Martelli L. 135, 211
Martinelli G. 30
Martino S. 177
Mascandola C. 129
Maselli V. 183
Massa M. 129
Massolino G. 252
Merryman Boncori J.P. 22
Messina A. 275
Milana G. 201
Morassi A. 222
Moratto L. 135
Mori F. 45
Moroni C. 281
Mossucca A. 246
Mucciarelli M. 135, 252
Munda S. 62

N

Naso G. 45, 53
Navi F. 239
Nigro A. 246, 258
Nigro D.S. 246, 258
Nocentini M. 201

O

Occhi A. 239
Occhi M. 239
Ordaz-Schroeder M.G. 5

P

Pace B. 5
Pacor F. 15, 122
Pallara E. 230
Panzera F. 5, 142
Paolucci E. 148
Papasidero M.P. 148
Paratore M. 275
Patanè D. 275
Pergalani F. 62, 68
Peruzza L. 5, 15, 292
Peruzzi G. 148, 154
Pessina V. 292
Pezzo G. 22
Pierotti L. 30
Pieruccini P. 148
Pileggi D. 154
Pino N.A. 292
Ponzo F.C. 246, 258
Priolo E. 135
Puglia R. 122

R

Rapisarda S. 275
Razzano R. 163
Rebez A. 252
Riggio A. 30, 35
Rivera Z.C. 170
Romanelli M. 135
Roversi M. 230
Russo E. 122

S

Sabetta F. 45
Salvi S. 22
Sandron D. 252
Santangelo S. 201
Santulin M. 30, 35, 129, 170, 265
Saraò A. 5
Scarascia Mugnozza G. 177

Semblant J.F. 177
Serpelloni E. 22
Slejko D. 170, 265
Speranza E. 281
Stabile T.A. 135
Suarez M.L. 5

T

Tallini M. 81, 201
Tamaro A. 30, 35, 265
Tolomei C. 22
Tusa G.5
Tuvè T. 5

V

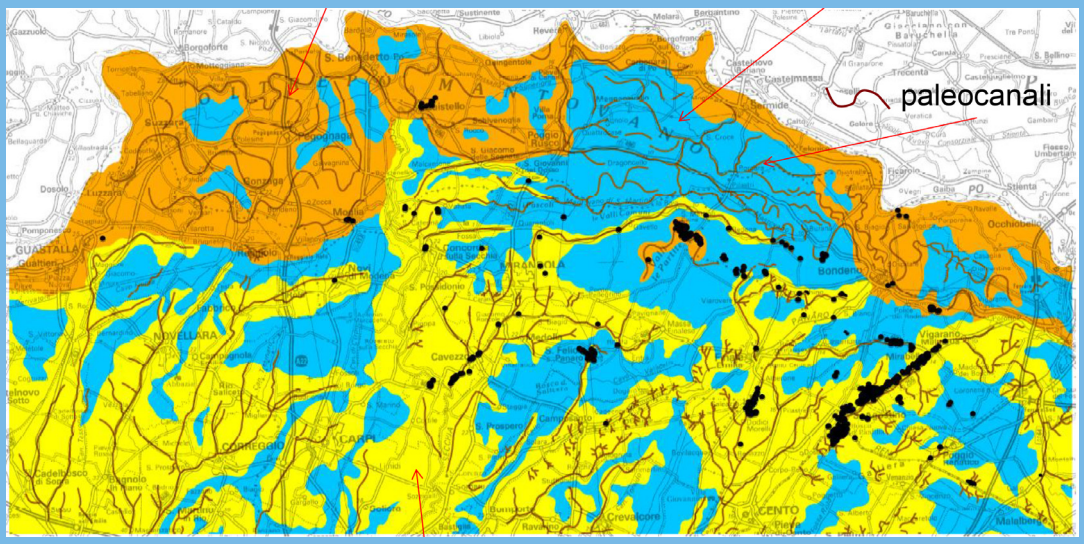
Varone C. 177
Vittori E. 190

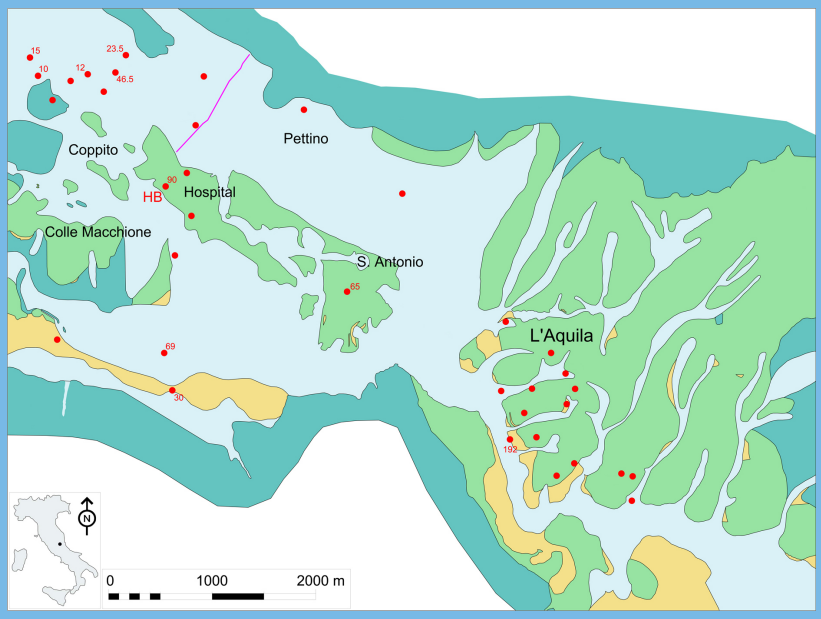
W

Working Group 2014 INGV-DPC Project S2-Task2 122

Z

Zoppè G. 183
Zuccarello L. 275
Zuccaro G. 281





con la sponsorizzazione di:

EAGE EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS SEZIONE ITALIANA

15° Convegno Nazionale

CODEVINTEC
Tecnologie per le Scienze della Terra

misure meccaniche

volume ISBN 978-88-940442-6-3

raccolta ISBN 978-88-940442-4-9