

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. Mascandola¹, S. Lovati¹, M. Santulin¹, E. D'Alema¹, S. Barani², R. De Ferrari², M. Massa¹

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 danneggiamento 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 di fornire un profilo di V_s 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 V_s 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

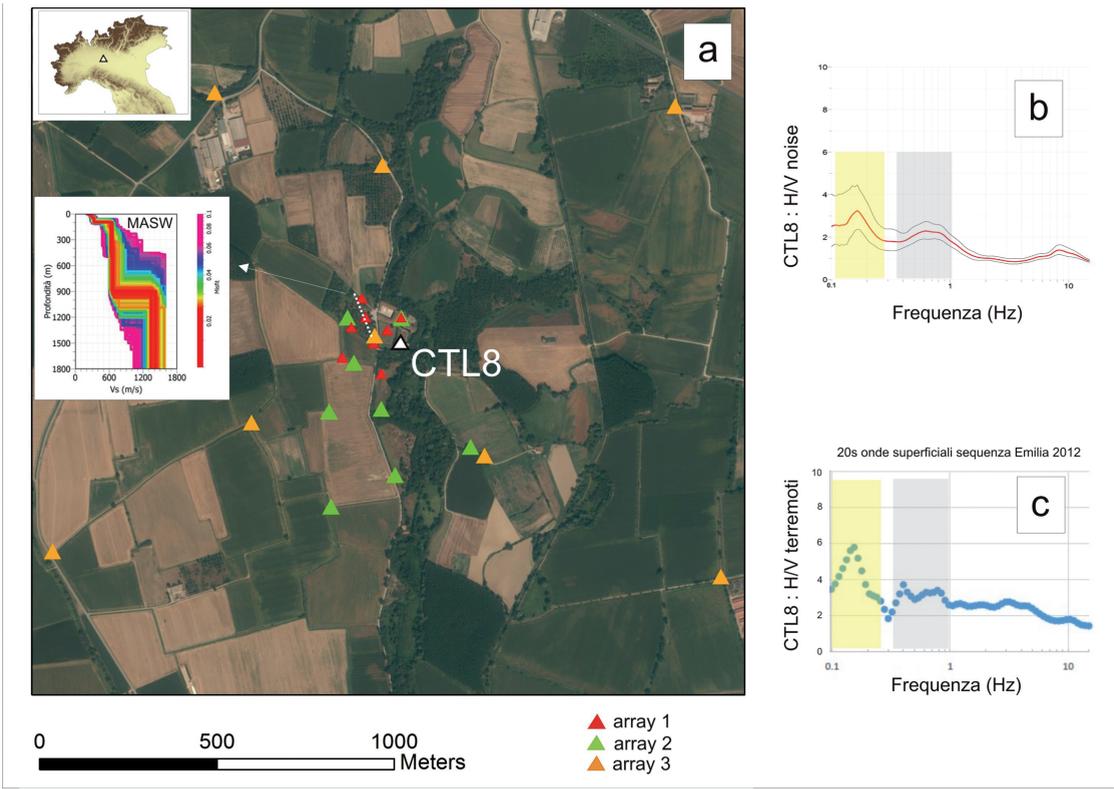


Fig. 1 – a) Inquadramento dell’area di studio e ubicazione delle stazioni che compongono i tre array sismici: i triangoli rossi indicano le stazioni dell’array con raggio minore, in verde quelle dell’array con raggio intermedio ed in arancio quelle dell’array con raggio maggiore. Il triangolo bianco 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 (\pm 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 $ML \geq 5.0$ registrati dall'accelerometro installato a CTL8, durante la sequenza emiliana del 2012 (Luza *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:

$$B(t) = 1/N \sum_{j=1}^N \omega_j(t + r_j \cdot s) \tag{1}$$

dove N sono le stazioni sismiche e $r_j \cdot s$ 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 ($s-s_0$), con s_0 la slowness reale (incognita) e s una qualunque altra slowness.

$$B(t) = 1/N \sum_{j=1}^N \omega_j(t + r_j \cdot (s - s_0)) \tag{2}$$

Se si utilizza la slowness corretta (s_0), $s-s_0=0$ 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:

$$E(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} B^2(t) dt = \int_{-\infty}^{+\infty} [1/N \sum_{j=1}^N \omega_i(t + r_j \cdot (s - s_0))]^2 dt \tag{3}$$

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:

$$E(\omega, k_0 - k) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} |\overline{w(\omega)}|^2 \cdot |\overline{C(k_0 - k)}|^2 d\omega \tag{4}$$

dove $w(\omega)$ è la trasformata di Fourier del sismogramma $w(t)$ e $|\overline{C(k_0 - k)}|^2 = \left| \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{i\omega r_j (k_0 - k)} \right|^2$ 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:

$$\Phi(r, \phi) = \langle u(x, y, z)u(x + r \cos \phi, y + r \sin \phi, t) \rangle \quad (5)$$

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:

$$\Phi(r, \phi) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) \cos \left[\frac{\omega r}{c(\omega)} \cos(\vartheta - \phi) \right] d\omega \quad (6)$$

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:

$$\Phi(\omega) = P(\omega_0) \delta(\omega - \omega_0) \quad (7)$$

dove $P(\omega_0)$ è la power spectral density e δ è la funzione di Dirac. La funzione di correlazione spaziale $\Phi(r, \phi)$, filtrata attorno alla frequenza ω_0 , può quindi essere scritta nella forma:

$$\Phi(r, \phi, \omega_0) = \frac{1}{\pi} P(\omega_0) \cos \left[\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)} \cos(\vartheta - \phi) \right] \quad (8)$$

Considerando l'Eq. 8, il coefficiente di correlazione spaziale normalizzato $\rho(r, \phi, \omega_0)$ può essere scritto nella forma:

$$\rho(r, \phi, \omega_0) = \frac{\Phi(r, \phi, \omega_0)}{\Phi(0, \phi, \omega_0)} \quad (9)$$

Utilizzando sensori spaziatati regolarmente a una distanza r da una stazione centrale, la media azimutale della funzione $\Phi(r, \phi, \omega_0)$ può essere scritta:

$$\overline{\Phi(r)} = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty \Phi(\omega) J_0 \left(\frac{\omega r}{c(\omega)} \right) d\omega \quad (10)$$

dove J_0 è la funzione di Bessel di ordine zero. Per un'onda filtrata attorno a ω_0 , la media del coefficiente di correlazione spaziale $\overline{\rho(r, \omega_0)}$ è:

$$\overline{\rho(r, \omega_0)} = J_0 \left(\frac{r \omega_0}{c(\omega_0)} \right) \quad (11)$$

L'Eq. 11 permette di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh $c(\omega_0)$ fittando i valori sperimentali $\overline{\rho(r, \omega_0)}$ con quelli teorici della funzione di Bessel, calcolata per diverse combinazioni di r , ω_0 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).

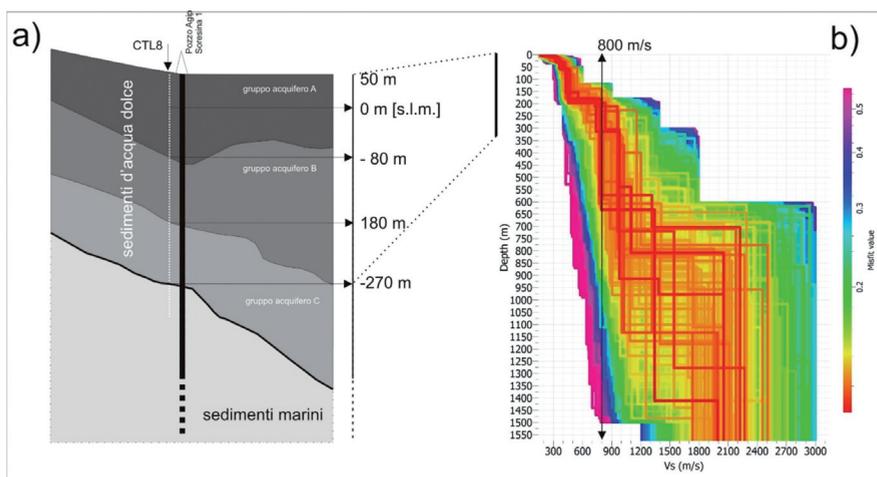


Fig. 2 – a) Un estratto semplificato della geometria degli acquiferi relativi all'area in studio con indicata la posizione del pozzo Agip Soresina (Regione Lombardia, Eni Divisione Agip, 2002); b) modello di v_s ottenuto dall'inversione congiunta delle curve di dispersione degli array sismici e della 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 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

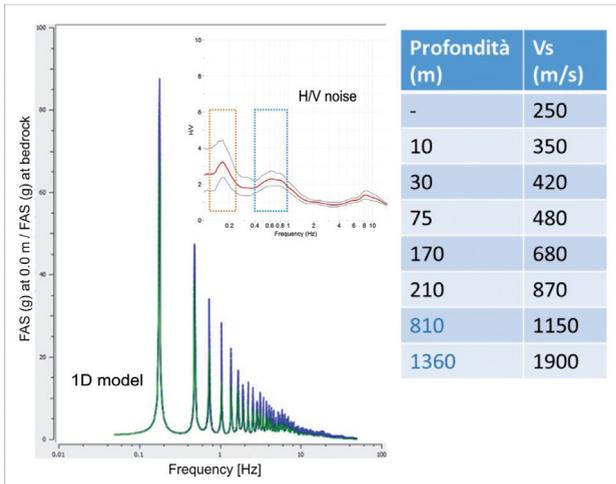


Fig. 3 – Funzione di trasferimento 1D (a sinistra) calcolata con il modello indicato nella tabella a destra (in blu sono indicate le modifiche apportate al modello di partenza riportato in Fig. 2). Per confronto con la funzione di trasferimento, nel riquadro in alto è riportata la curva di amplificazione 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 $M_L \geq 5$ 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. *Bollettino 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.