

Il Terremoto dell'Aquila del 6 aprile 2009: alcune lezioni per migliorare la stima della pericolosità nelle aree near-field per i forti terremoti italiani

Mario Luigi Rainone¹, Giovanna Vessia^{1,2}, Patrizio Signanini¹

¹Dipartimento di Ingegneria e Geologia. Via dei Vestini 31, 66013 Chieti Scalo (CH)

²Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI), Via Amendola 122/I, 70126 Bari (BA)

Keywords: pericolosità sismica,, caratterizzazione sismica, microtemori, metodo Nakamura.

ABSTRACT

Questo contributo mette in evidenza alcuni limiti insiti nelle metodologie adottate per la valutazione della pericolosità sismica in Italia emersi a seguito dei recenti forti terremoti tra cui il terremoto del 2009 dell'Aquila. Questi sono caratterizzati da condizioni near-field ed elevate differenze nei picchi di accelerazione al suolo (PGA) misurate in siti vicini. I punti critici evidenziati nell'articolo sono: (1) l'uso delle curve di attenuazione in aree "near field" utilizzate nel metodo di Cornell per il calcolo della pericolosità sismica di base su tutto il territorio italiano; (2) la mancanza di un sistematico approccio multidisciplinare per la caratterizzazione sismica dei depositi superficiali. Alcune "best practices" negli studi di caratterizzazione della risposta sismica locale tratte da esperienze internazionali ed italiane sono state proposte per rendere aderenti alle recenti osservazioni le stime di pericolosità sismica.

1 INTRODUZIONE

Il terremoto dell'Aquila, la cui scossa principale è avvenuta il 6 aprile 2009 alle 3:32 a.m, ha mostrato nuovamente al paese quanto può essere dannoso in ambiente urbano un terremoto superficiale di media magnitudo ma per il quale non si è preparati. Tale evento ha mostrato caratteristiche tipiche dei terremoti italiani, ovvero Magnitudo locale non molto elevata (5.9 M_L) e profondità ipocentrale ridotta (8.3km). Inoltre, caratteristiche tipiche della sismicità dell'area, sono state lo sciame sismico a partire da novembre 2008 culminato nell'evento del 6 aprile 2009 di cui si è occupata anche la magistratura per il mancato allarme dato alla popolazione.

Di seguito si mettono in evidenza alcuni punti critici degli studi di pericolosità sismica in condizioni near-field condotti in Italia, offrendo alla comunità scientifica alcune riflessioni derivate dal recente terremoto dell'Aquila.

2 LA PERICOLOSITA' SISMICA DELL'AQUILA PRE-EVENTO 2009

Il 6 aprile 2009, la cittadinanza dell'Aquila ed i suoi dintorni hanno pianto 306 morti, e più di 60000 persone si sono ritrovate senza casa a causa del gran numero di palazzi e strutture che sono state distrutte o fortemente danneggiate. Alcuni errori importanti sono stati commessi prima del 2009 nella definizione della pericolosità sismica dell'area quali:

1) la pericolosità sismica di base della città dell'Aquila, condotta secondo il metodo di Cornell (1968) denominato analisi probabilistica di pericolosità sismica (PSHA) adottata mediante il Decreto Ministeriale DM 14 gennaio 2008, aveva ridotto la classe sismica della città dell'Aquila dalla classe 1 alla classe 2. Tale riduzione corrispondeva ad assumere il valore di PGA su suolo rigido ridotto da 0.35g a 0.25g. Da quattro stazioni sismiche installate nelle vicinanze della città dell'Aquila, le registrazioni accelerometriche della scossa principale hanno mostrato PGA comprese tra 0.36g e 0.64g su suolo mediamente rigido (categoria B di suolo);

2) prima del terremoto del 2009 all'Aquila, il catalogo dei Forti Terremoti Italiani riportava

delle tracce documentali di terremoti avvenuti nella Valle dell'Aterno con caratteri simili a quelli dell'evento del 2009 all'Aquila (DBMI11 da Locati et al. 2011). La Tabella 1 riporta eventi con area epicentrale aquilana che hanno prodotto effetti in termini di intensità al sito dell'Aquila tra 6 e 9. Si può notare che nel 1461 e 1703 due eventi di intensità epicentrale 10 hanno prodotto all'Aquila effetti di Intensità 9: 242 anni sono passati tra questi due eventi. L'evento del 2009

con epicentroaglia di Paganica (5.7km da L'Aquila), ha prodotto a L'Aquila una intensità IX a 306 anni dall'evento del 1703. Queste ricorrenze temporali è cosa nota che non siano delle casualità. Inoltre, la mappa delle massime intensità risentite sul territorio italiano (Boschi et al. 1995, Figura 1a) mostrava intensità sismiche di grado X-XI pari a quella registrata dopo la scossa del 6 aprile (Galli e Camassi 2009).

Tabella 1. Sismicità storica a L'Aquila (<http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>).

Intensità L'Aquila (MCS)	Anno Mese Giorno Ora	Area epicentrale	Intensità epicentrale (MCS)	Magnitudo Momento (Mw)
9	1349 09 09	Aquilano	9	5.88 ±0.31
9	1461 11 27 21:05	Aquilano	10	6.41 ±0.34
9	1703 02 02 11:05	Aquilano	10	6.72 ±0.17
8	1315 12 03	Castelli de L'Aquilano	8	5.57 ±0.34
7-8	1791 01	L'Aquila	7-8	5.35 ±0.34
7	1762 10 06 12:10	Aquilano	9	5.99 ±0.34
7	1786 07 31	L'Aquila	6	4.94 ±0.36
7	1958 06 24 06:07	L'Aquila	7-8	5.21 ±0.11
6-7	1750 02 01	L'Aquila	6-7	4.93 ±0.34
6-7	1916 04 22 04:33	Aquilano	6-7	5.10 ±0.25

3) Le analisi di pericolosità sismica non erano state accompagnate da studi di risposta sismica locale e di microzonazione sismica che avrebbero evidenziato effetti di amplificazioni locali dovute a condizioni geomorfologiche e litotecniche.

3 PERICOLOSITA' SISMICA E LEGGI DI ATTENUAZIONE

Sin dal terremoto del Friuli del 1976, a seguito del quale sono stati condotti i primi studi italiani di microzonazione sismica, è risultato subito evidente che i forti terremoti si ripetono in precise aree del paese (DBMI11 da Locati et al. 2011). Sebbene si possano registrare diverse Magnitudo in corrispondenza di diversi tempi di ritorno, il pionieristico lavoro di Signanini et al. (1983) mostrò che gli effetti di amplificazione sismica locale possono incrementare di 2-3 volte l'ampiezza dell'Intensità sismica (espressa nella scala Mercalli-Cancani-Sieberg MCS).

In seguito, Boschi et al. (1995), Midorikawa (2002) e Paolini et al. (2012) hanno indicato nelle mappe di massima intensità macrosismica risentita derivate dai cataloghi storici sismici, gli strumenti di base per la scelta delle aree a maggiore pericolosità sismica da sottoporre a studi di microzonazione sismica di dettaglio. Considerando un inutile spreco di denaro la realizzazione di studi di microzonazione uniformemente su ampie porzioni di territorio, essi ritengono che la selezione debba essere fatta in base alla localizzazione puntuale dei forti terremoti storici.

Pertanto, un criterio da utilizzare per stabilire la priorità nelle attività di microzonazione sismica di dettaglio potrebbe essere basato sulle aree sismiche che hanno patito ripetute distruzioni e morti nel passato, individuate mediante le mappe di massima Intensità Sismica risentita (Figura 1) Boschi et al. (1995). La mappa in Figura 1 è stata tracciata considerando gli eventi sismici occorsi nel periodo 1DC – 1992 che superavano il VI grado della scala MCS. La scelta di rappresentare queste intensità è normalmente utilizzato per

evidenziare quelle aeree dove gli eventi sismici hanno prodotto effetti in ambiente urbano che vanno da danneggiamenti severi a collassi. Sulla base della mappa, i recenti forti “inattesi terremoti” dell’Aquila nel 2009 e dell’Emilia Romagna nel 2012 sarebbero stati predetti (Figura 1).

Una possibile spiegazione alle fuorvianti analisi di pericolosità di base finora effettuate sul territorio nazionale è legata all’uso delle leggi di attenuazione del moto al suolo (GMPE) per valutare l’attenuazione con la distanza epicentrale dei picchi di accelerazione al suolo rigido (PGA). Infatti, la definizione degli andamenti spaziali delle GMPE, mostrano alcuni problemi di rappresentatività soprattutto in aree near-field in Italia. Infatti, se da un lato, la PGA è un parametro poco rappresentativo dell’intero segnale sismico che si propaga, dall’altro definire i valori di riferimento delle PGA è un’attività molto incerta. Le incertezze sono connesse alla modellazione della sorgente, alle puntuali amplificazioni prodotte da geometrie superficiali e sepolte dei depositi terrigeni ed ai contrasti di impedenza sismica tra bedrock e strati deformabili che raggiungono la superficie. Le PGA realmente registrate, infatti, mostrano dispersioni elevate intorno alle tendenze medie al variare della distanza sito-sorgente. Recenti studi condotti da Faccioli (2012), mostrano in Figura 2, l’ampissima incertezza mostrata dai valori di PGA relative alle curve GMPE basate sul database ITACA 2010 (Luzi et al. 2009) degli strong-motion italiani, registrati su suolo rigido con velocità media a 30m di profondità $V_{S30}=900\text{m/s}$.

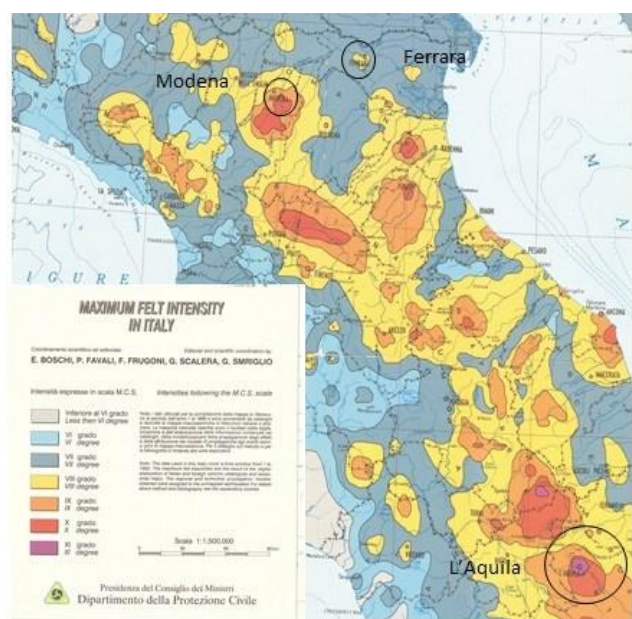


Figura 1. Mappa delle massime intensità risentite in Italia (Da Boschi et al. 1995, modificato).

Si può facilmente osservare che per distanze corrispondenti alle condizioni near-field (fino a 20km di distanza dalla faglia Rf), l’elevata dispersione nei valori di PGA, suggeriscono: (1) di non considerare affidabili le curve GMPE, (2) che la V_{S30} non è un indicatore discriminante sui valori di PGA in condizioni near-field.

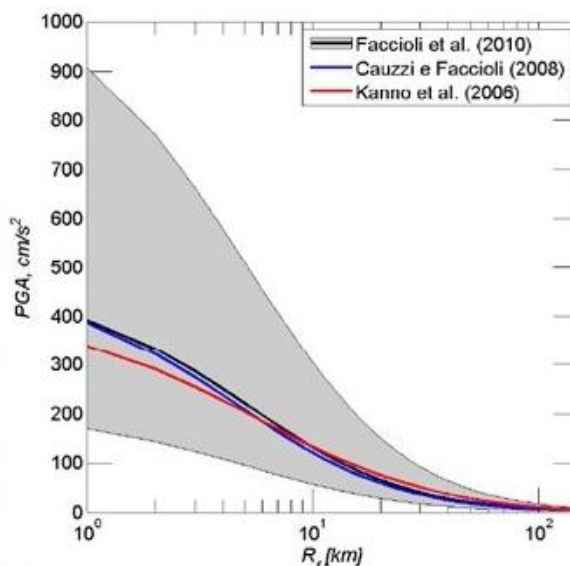


Figura 2. Leggi di attenuazione del picco di accelerazione al suolo (PGA) rispetto alla minima distanza dalla faglia (da Faccioli 2012); in grigio la banda di incertezza della legge di attenuazione calcolata da Faccioli (2010).

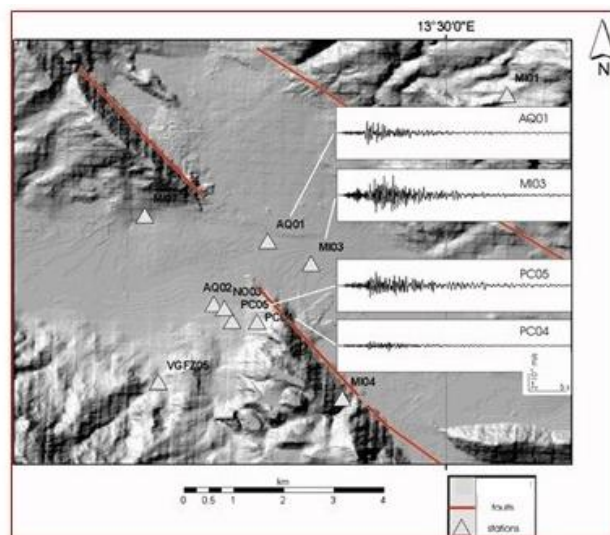


Figura 3. Valle dell’Aterno, settore di Onna: la topografia è indicata in toni di grigio, le registrazioni si riferiscono alla scossa di assestamento “aftershock” di Magnitudo $M_l=3.2$ (Est-Ovest, calcolate dalle code delle registrazioni “weak motions”).

Recentemente, Faccioli (2013) ha proposto curve GMPE costruite sulla base delle registrazioni del forte evento dell’Emilia Romagna del 2012. Egli ha affermato la validità delle GMPE derivate dai valori delle PGA

registrati in occasione di singoli eventi sismici in aree di limitata estensione. Tale validità è tuttavia confermata solo per distanze superiori a 20km. Quindi, esiste un fondato dubbio sulla possibilità di costruire leggi di attenuazione della PGA nei primi 10-20km. Le registrazioni confermano il dubbio (Lanzo et al. 2010, Bergamaschi et al. 2011, Di Giulio et al. 2011).

Infatti, esse mostrano che i valori di PGA sono distribuiti in modo variabile intorno alla sorgente e si incrementano bruscamente dove affiorano sedimenti soffici su bedrock rigidi e geometrie sommerse a forma di bacini/valli riempite di depositi recenti poco cementati (Figura 3).

4 METODI PER LA RICOSTRUZIONE DELLA GEOLOGIA SUPERFICIALE NELLE MICROZONAZIONI SISMICHE

In riferimento al livello 1 degli studi di microzonazione sismica, previsti dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (DPC 2008), si deve ricordare che il riconoscimento delle litologie nelle successioni stratigrafiche, delle giaciture e delle geometrie sepolte devono considerarsi indispensabili per poter poi effettuare le analisi di II e III livello.

L'approccio multidisciplinare è l'unico che può garantire il raggiungimento di due obiettivi: (1) incrementare il dettaglio sulla risposta dei sedimenti a diversi regimi di scuotimento sismico, (2) calibrare le indagini indirette che impiegano le "curve di dispersione" o "le curve di propagazione" per ricostruire le proprietà sismiche dei depositi superficiali. Per ottenere una stima realistica in chiave geologico-tecnica di quei territori "near-field" ovvero vicini alla sorgente sismica ed interessati dalla propagazione delle onde, devono essere condotte indagini in sito sia dirette che indirette quali le indagini geofisiche, geotecniche e geologiche.

Con riferimento ai microtremori, il livello 1 di microzonazione sismica definisce le aree a comportamento sismico omogeneo (MOP) mediante il parametro "frequenza propria del sito". Queste frequenze proprie sono calcolate mediante il metodo Nakamura (1898) applicato alle misure di rumore ambientale. Le ipotesi alla base della procedura di Nakamura, sono:

- i microtremori sono generati da sorgenti locali;

- le sorgenti superficiali di microtremori non influenzano le sorgenti in profondità;

- la componente verticale del moto non è influenzata dall'amplificazione locale negli strati superficiali soffici.

Il metodo Nakamura, quindi, presuppone che i microtremori siano delle onde di Rayleigh che si propagano in un semispazio infinito di terreno soffice responsabile dell'amplificazione locale. Il metodo Nakamura, come mostrato in Figura 4, è applicato a quattro spettri nel dominio delle frequenze, di cui due orizzontali (H_S , H_B) e due verticali (V_S , V_B) relativi allo strato soffice sovrastante quello rigido. Per tale ragione il metodo Nakamura è anche chiamato il metodo H/V.

Il vantaggio di questo metodo è quello di separare il contributo della sorgente da quello del percorso per arrivare al sito in termini del contenuto in frequenza dei segnali mediante il rapporto delle componenti del segnale registrato. Tale approccio supera così il problema della selezione del sito di riferimento.

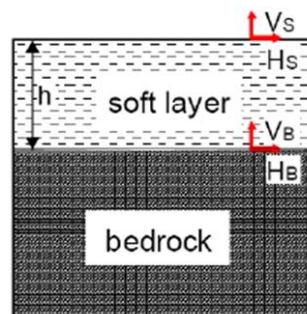
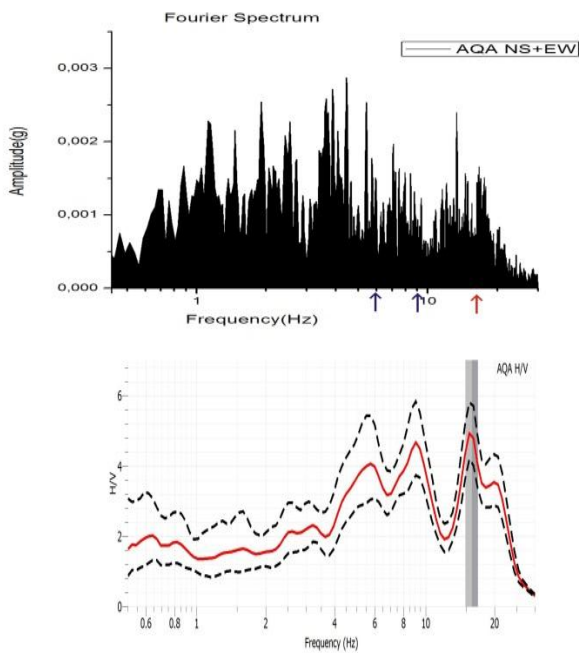


Figura 4. Modello di riferimento per il metodo Nakamura: V_S ed H_S sono le componenti verticale ed orizzontale del moto in superficie; V_B e H_B sono le componenti verticale ed orizzontale del moto al bedrock.

Tra i metodi empirici, il rapporto H/V delle vibrazioni ambientali (microtremori) è probabilmente uno dei più comuni approcci utilizzati per ricavare informazioni sulle frequenze proprie del sito ed è raccomandato negli studi di microzonazione sismica di livello 1 in Italia. Vessia et al. (2015) hanno mostrato come ripetendo negli stessi punti geografici le misure di microtremori ma con operatori differenti e dispositivi diversi, nella Valle dell'Aterno spesso i rapporti H/V calcolano frequenze proprie del sito differenti.

Inoltre, gli autori scriventi ritengono che vada riconsiderata l'utilità dei microtremori nel calcolo delle frequenze proprie del sito nel livello 1 di microzonazione. Infatti, non solo non è garantita la ripetitività delle misure di rumore ma è anche rilevante comprendere se mediante i microtremori si misurano effettivamente delle grandezze da mettere in relazione alla risposta del sito alle sollecitazioni indotte dalle onde strong motion.



a)

Figura 5. Coppie di spettri di Fourier e rapporti H/V calcolati in occasione della scossa principale del terremoto del 6 aprile 2009 a l'Aquila, nella stazione accelerometrica AQA.

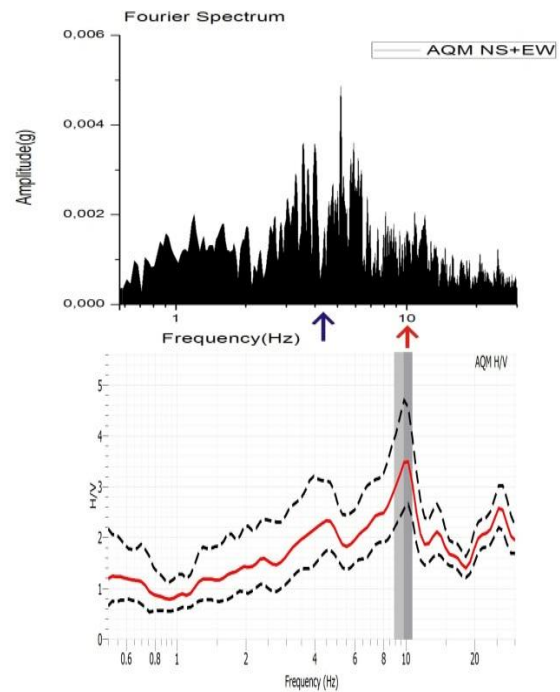


Figura 7. Coppie di spettri di Fourier e rapporti H/V calcolati in occasione della scossa principale del terremoto del 6 aprile 2009 a l'Aquila, nella stazione accelerometrica AQM.

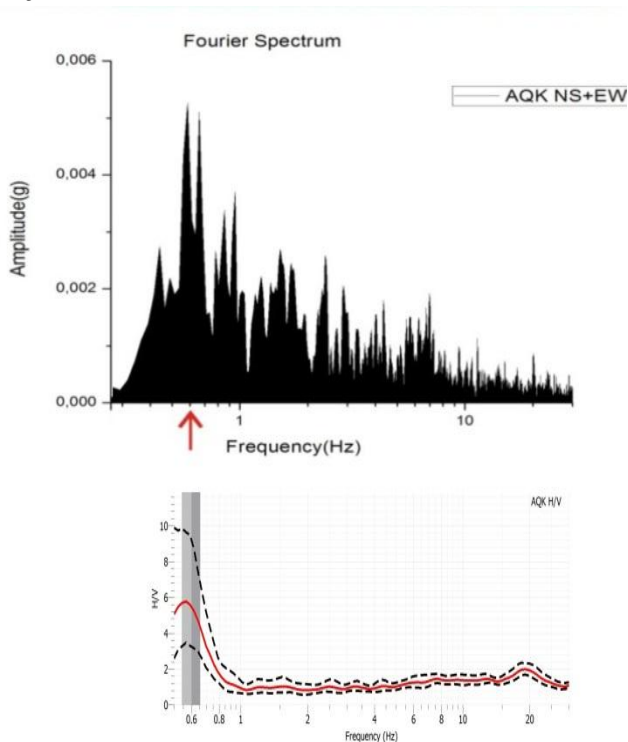


Figura 6. Coppie di spettri di Fourier e rapporti H/V calcolati in occasione della scossa principale del terremoto del 6 aprile 2009 a l'Aquila, nella stazione accelerometrica AQK.

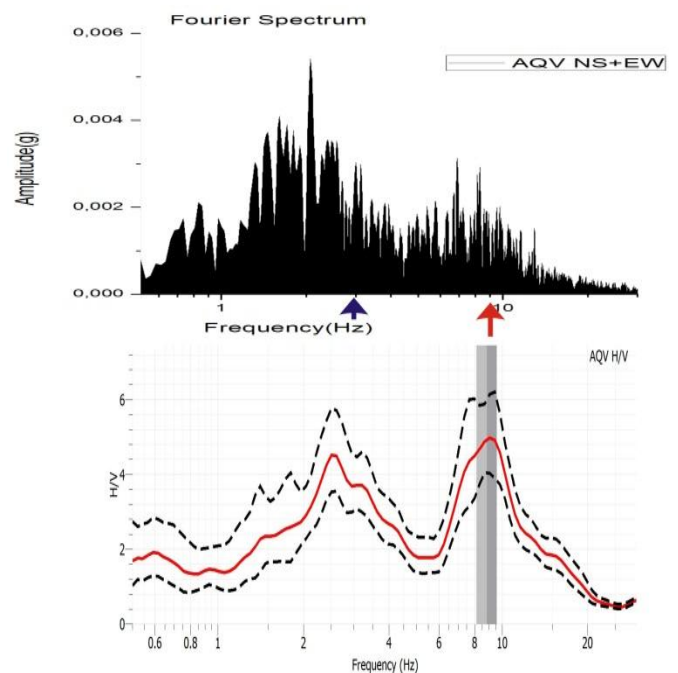


Figura 8. Coppie di spettri di Fourier e rapporti H/V calcolati in occasione della scossa principale del terremoto del 6 aprile 2009 a l'Aquila, nella stazione accelerometrica AQV.

Le Figure 5-8 presentano il confronto tra i picchi di frequenza presenti negli spettri di Fourier e quelli calcolati con il rapporto H/V, ottenuti dalle porzioni weak motion delle

registrazioni della scossa principale del terremoto dell'Aquila 2009. Infatti, le porzioni finali delle registrazioni della scossa principale del 6 aprile 2009 sono state considerate weak motion e registrate dalle quattro stazioni considerate AQA, AQK, AQM ed AQV situate nei pressi dell'Aquila (Figura 9).

Come si può notare, nessuno dei picchi di frequenza predetti dal rapporto H/V corrispondono ai picchi degli spettri di Fourier delle registrazioni weak motion. L'unica eccezione è costituita dalla stazione AQK. Tuttavia, tale risultato non può essere conosciuto in anticipo.

Inoltre, i picchi del rapporto H/V corrispondono a frequenze naturali maggiori di quelle osservate sulle registrazioni naturali in tutti tranne nel caso del weak motion alla stazione AQK. Dal confronto effettuato, si può quindi dire che nel caso del territorio aquilano il metodo Nakamura (1) spesso calcola più di un valore di picco corrispondente a diverse frequenze naturali. Inoltre (2) i picchi sono influenzati da molti fattori, specialmente in ambiente urbano che non sono facilmente eliminabili mediante dei filtri applicati alle misure e rendono le misure di rumore non ripetibili; (3) i picchi del rapporto H/V non sono generalmente correlabili alle frequenze amplificate né nel caso dei segnali naturali strong motion, né di quelli weak motion. Quindi, l'uso delle misure di rumore per le attività di microzonazione sismica non dovrebbe essere incoraggiato, anzi dovrebbe essere evitato specialmente in assenza di altre indagini geofisiche che le validino. Alla stessa conclusione sono giunti D'Intinosante et al. (2007) lavorando in alcuni siti della Garfagnana settentrionale. Essi concludono il loro lavoro sperimentale sull'uso del metodo di Nakamura, finalizzato alla caratterizzazione sismica della risposta di sito, in questo modo: *“Pertanto, in base alle suddette considerazioni, l'utilizzo di misure di rumore sismico nei siti oggetto di studio (centri urbani, aree industriali) può essere destinato alla ricostruzione speditiva della distribuzione delle frequenze caratteristiche nei vari punti di misura, ma soltanto a seguito della taratura fornita da una dettagliata ricostruzione dell'assetto geologico-geomorfologico a scala di dettaglio sia tramite rilievo di superficie, sia per mezzo di metodologie multidisciplinari di esplorazione del sottosuolo (procedura operativa peraltro già avviata dalla Regione Toscana). E' inoltre consigliato un confronto dei risultati ottenuti tramite rumore ambientale con le funzioni di trasferimento derivate attraverso l'applicazione di tecniche a singola stazione*

(H/V) o a stazione di riferimento (H/H_{ref}) basate sull'analisi di terremoti”.

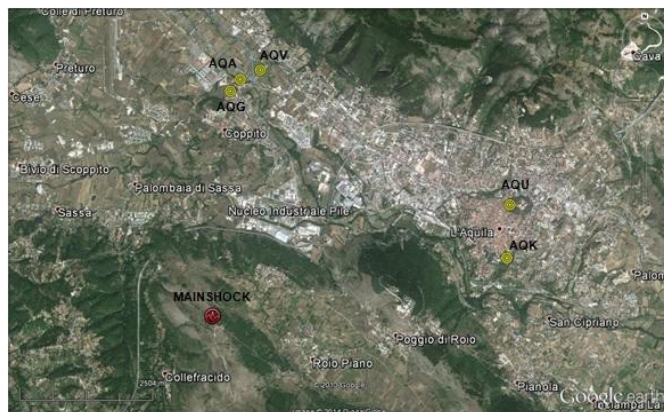


Figura 9. Localizzazione delle quattro stazioni accelerometriche che hanno registrato la scossa principale del 6 aprile 2009. In rosso è localizzato l'epicentro.

CONCLUSIONI

In questo lavoro, sono stati evidenziati alcuni punti deboli (1) nella definizione della pericolosità di base in aree near-field e (2) nella caratterizzazione dei siti per gli studi di microzonazione di livello 1 in aree near-field. Alcuni suggerimenti sono stati avanzati relativamente (1) alla scelta delle porzioni di territorio nazionale da microzonare a livello 3; (2) alla metodologia per la calibrazione delle GMPE in aree near-field ed (3) all'opportunità dell'uso dei microtrempi per definire la frequenza propria al sito.

Le proposte avanzate dagli autori della nota sono focalizzate sulle aree “near-field” che in Italia risultano quelle prevalentemente danneggiate dai forti terremoti “tipici” del nostro territorio nazionale.

REFERENCES

- Bergamaschi, F., Cultrera, G., Luzi, L., Azzara, R.M., Ameri, G., Augliera, P., Bordoni, P., Cara, F., Coglianò, R., D'alema, E., Di Giacomo, D., Di Giulio, G., Fodarella, A., Franceschina, G., Galadini, F., Gallipoli, M.R., Gori, S., Harabaglia, P., Ladina, C., Lovati, S., Marzorati, S., Massa, M., Milana, G., Mucciarelli, M., Pacor, F., Parolai, S., Picozzi, M., Pilz, M., Pucillo, S., Puglia, R., Riccio, G., Sobiesiak, M., 2011. Evaluation of site effects in the Aterno river valley (Central Italy) from aftershocks of the 2009 L'Aquila earthquake. *Bulletin of Earthquake Engineering*, **9**, 697–715.
- Boschi, E., Favali, F., Frugoni, F., Scalera, G., Smriglio, G., 1995. *Massima Intensità Macrosismica risentita in Italia* (Mappa in scala 1:1.500.000).
- Cauzzi, C., Faccioli, E., 2008. Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records. *J. Seismol.*, **12**, 453–475, DOI 10.1007/s10950-008-9098-y.

- Cornell, C.A., 1968. Engineering Seismic Risk Analysis. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **58**(5):1583-1606.
- Dipartimento di Protezione Civile (DPC) e Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome (2008). Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica. www.protezionecivile.gov.it/jcms/it/view_pub.wp?contentId=PUB1137
- Di Giulio, G., Marzorati, S., Bergamaschi, F., Bordoni, P., Cara, F., D'alema, E., Ladina, C., Massa, M. ed il Gruppo dell'esperimento L'Aquila 2011. Local variability of the ground shaking during the 2009 L'Aquila earthquake (April 6, 2009 Mw 6.3): the case study of Onna and Monticchio villages", *Bulletin of Earthquake Engineering*, **9**, 783-807.
- D'Intinosante, V., Ferrini, M., Eva, C., Ferretti, G. 2007. Valutazione degli effetti di sito mediante l'utilizzo di rumore ambientale in alcuni siti ad elevata sismicità della Toscana Settentrionale (Garfagnana e Lunigiana). Atti del XII Convegno ANIDIS, Pisa, 10-14 giugno.
- Faccioli, E., Bianchini, A., Villani, E., 2010. New ground motion prediction equations for $T > 1$ s and their influence on seismic hazard assessment. *Proceedings of the University of Tokyo Symposium on Long-Period Ground Motion and Urban Disaster Mitigation*, March 17-18.
- Faccioli, E., 2012. Relazioni empiriche per l'attenuazione del moto sismico del suolo. *Appunti di lezione*.
- Faccioli, E., 2013. Recent evolution and challenges in the seismic hazard analysis of the Po Plain region, Northern Italy. *Bull. Earthquake Eng.*, **11**, 5-33, DOI 10.1007/s10518-012-9416-1.
- Kanno, T., Narita, A., Morikawa, N., Fujiwara, H., Fukushima, Y., 2006. A new attenuation relation for strong ground motion in Japan based on recorded data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **96**(3), 879-897.
- Galli, P., Camassi, R. (editors) 2009. *Rapporto sugli effetti del terremoto aquilano del 6 aprile 2009*. Rapporto congiunto DPC-INGV, 12 pp. <http://www.mi.ingv.it/eq/090406/quest.html>.
- Lanzo, G., Di Capua, G., Kayen, R.E., Kieffer, D.S., Button, E., Biscontin, G., Scasserra, G., Tommasi, P., Pagliaroli, A., Silvestri, F., d'Onofrio, A., Violante, C., Simonelli, A.L., Puglia, R., Mylonakis, G., Athanasopoulos, G., Vlahakis, V., Stewart, J.P., 2010. Seismological and geotechnical aspects of the Mw=6.3 l'Aquila earthquake in central Italy on 6 April 2009. *International Journal of Geoengineering Case histories*, <http://casehistories.geoengineer.org>, **1**(4), 206-339.
- Locati, M., Camassini R., Stucchi, M. (a cura di), 2011. *DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano*. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>, DOI: 10.6092/INGV.IT-DBMI11
- Luzi, L., Hailemichael, S., Bindi, D., Pacor, F., Mele, F., 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.
- Midorikawa, S., 2002. Importance of damage data from destructive earthquakes for seismic microzonation. Damage distribution during the 1923 Kanto, Japan, earthquake. *Annals of geophysics*, **45**(6), 769-778.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.*, **30**(1), 25-33.
- Paolini, S., Martini, G., Carpani, B., Forni, M., Bongiovanni, G., Clemente, P., Rinaldis, D., Verrubbi, V., 2012. The May 2012 seismic sequence in Pianura Padana Emiliana: hazard, historical seismicity and preliminary analysis of accelerometric records. *Special Issue on Focus - Energia, Ambiente, Innovazione: the Pianura Padana Emiliana Earthquake*, 4-5, parte II, 6-22.
- Signanini, P., Cucchi, F., Frinzi, U., Scotti, A., 1983. Esempio di microzonizzazione nell'area di Ragogna (Udine). *Rendiconti della Soc. Geol. Italiana*, **4**, 645-653.
- Vessia, G., Rainone, M.L., Signanini, P., 2015. *Earthquakes and their impact on society. Section: Lessons learned from recent earthquakes. Chapter 9: Working strategies for addressing microzoning studies in urban areas: lessons from 2009 L'Aquila earthquake*. Publisher: Springer. ISBN: 978-3-319-21752-9.