

resulted in a slight but systematic overestimation of the measured soil classes. Therefore, the proposed map can be more suitable for large-scale seismic risk studies, despite it is not a substitute of seismic microzonation and local site response analyses.

**Acknowledgments.** This research was funded by the Italian Civil Protection Department RELUIS project 2010–2013, RS2 Task 2.1, 2.2 “Definition of geological models and site amplification for impulsive earthquakes near-source”.

### Reference

- Allen T.I., Wald D.J. (2007). Topographic slope as a proxy for seismic site-conditions ( $V_{S30}$ ) and amplification around the globe. <https://doi.org/10.3133/OFR20071357>
- EC08, Eurocode 08. (2003). CEN. European Committee for Standardization. Eurocode 8: design provisions for earthquake resistance of structures 2003.
- Forte G., Chioccarelli E., De Falco M., Cito P., Santo A., Iervolino I. (2019). Seismic soil classification of Italy based on surface geology and shear-wave velocity measurements. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 122 (2019) 79–93. <https://doi.org/10.1016/j.soildyn.2019.04.002>.
- ItBC, Italian Building Code (2008). CS.LL.PP. Decreto Ministeriale: norme tecniche per le costruzioni, *Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana*, n. 42, 20 febbraio, Suppl. Ordinario n. 8. Ist. Polig. e Zecca dello Stato S.p.a., Rome (2018), (in Italian).

## RISPOSTA SISMICA LOCALE DEL THORNDON BASIN DI WELLINGTON (NUOVA ZELANDA)

S. Giallini<sup>1</sup>, A. Pagliaroli<sup>2</sup>, A. Pizzi<sup>2</sup>, M. Moscatelli<sup>1</sup>, A. Kaiser<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto di Geologia Ambientale e Geoingegneria (CNR-IGAG) Area della Ricerca di Roma 1 – Montelibretti, Italy

<sup>2</sup> Università G. d’Annunzio di Chieti-Pescara – Dipartimento di Ingegneria e Geologia (INGEO), Italy

<sup>3</sup> GNS Science, Te Pū Ao, Wellington, New Zealand

**Introduzione.** Il 14 novembre 2016 alle ore 12:00 (NZDT) un terremoto di  $M_w$  7.8 (<https://www.geonet.org.nz/earthquake/2016p858000>), con epicentro nel distretto di Kaikoura, ha colpito l’Isola del Sud della Nuova Zelanda. L’evento ha causato uno scuotimento sismico estremamente elevato, con massime accelerazioni orizzontali (PGA) >1g fatte registrare in prossimità dell’epicentro (Bradley *et al.*, 2017). Pur trovandosi a 250 km di distanza da questo, ingenti danni sono stati registrati a Wellington ed in particolare nella *Central Business District* (nel seguito anche CBD), il quartiere in cui lavora e risiede la maggior parte degli abitanti della capitale (Fig. 1). Al fine di comprendere se e quanto gli effetti di sito hanno contribuito all’elevato risentimento subito dalla città di Wellington, è stato condotto uno studio di risposta sismica locale focalizzato sull’area del CBD e in cui è stato riprodotto lo scuotimento sismico associato al terremoto di Kaikoura 2016.

**Breve Inquadramento geologico dell’area di studio.** La CBD di Wellington sorge all’interno del Thorndon Basin, uno dei principali bacini tettonici della regione. Il bedrock geologico e sismico locale è rappresentato dalle *Greywacke* della *Rakaia Terrane* (AA.VV), successioni di arenarie e peliti deposte da correnti di torbida di mare profondo, tra il Permiano e il Giurassico inferiore. In Fig. 1 si riporta la carta geologica (modificata da Kaiser *et al.*, 2019) a cui si è fatto riferimento per questo studio. La ricostruzione di tre *cross-sections* che attraversano l’area di studio (ubicazione in Fig.1) ha messo in luce una morfologia sepolta tridimensionale del Thorndon Basin. Lungo la direzione NO-SE il Bacino risulta solo parzialmente confinato e presenta un bordo occidentale decisamente ripido (inclinazione ~80°), legato all’attività quaternaria della faglia di Wellington, che ne mette in contatto i sedimenti di riempimento pleistocenici, costituiti tipicamente da limo, sabbie e ghiaie (massima profondità raggiunta di

~140 m), con le *Greywacke* di cui è costituito il Tinakori Hill, il principale rilievo della città (Fig. 1). Lungo una direzione circa trasversale (NNE-SSO) il *Thorndon Basin* presenta invece bordi con pendenze più dolci (rispettivamente 50° e 30°) e minori spessori delle coperture (massima profondità raggiunta circa 100 m).

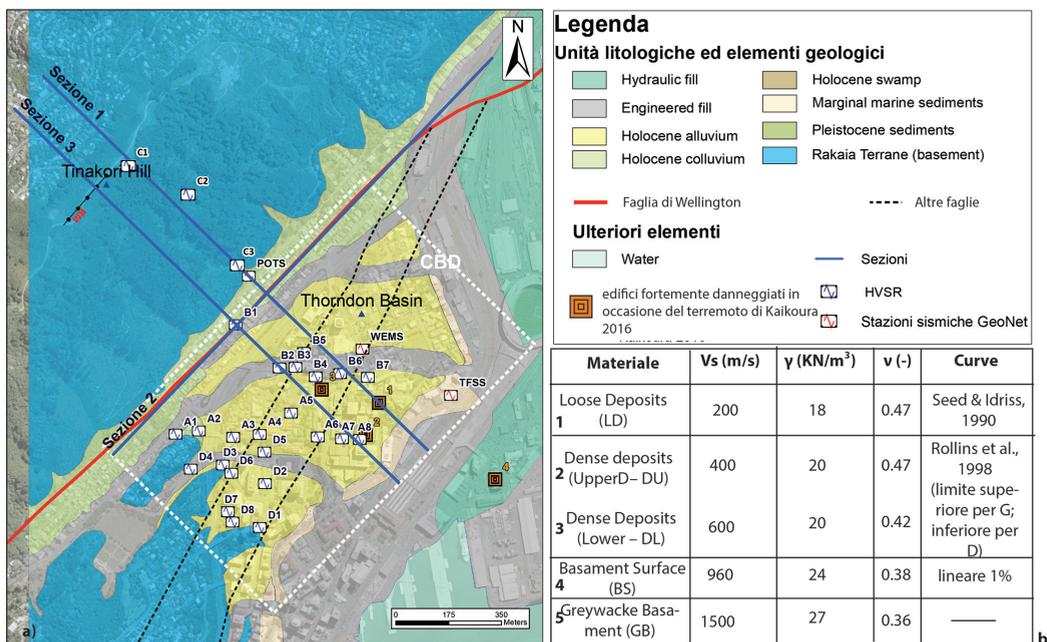


Fig. 1 - a) a sinistra uno stralcio della mappa geologica di Wellington (modificata da Kaiser 2019) con riportate le tracce di sezione e l'ubicazione delle misure di rumore realizzate; in alto a destra la legenda della mappa; b) modello di sottosuolo dell'area in studio, finalizzato alla valutazione della risposta sismica locale: LD: engineered fill/ Holocene alluvium e colluvium; DU e DL: Pleistocene sediments (rispettivamente sabbie di mare basso e sabbie e limi di mare più profondo); BS e GB: Greywacke del Rakaia Terrane a differenti profondità.

**Metodologia: definizione e validazione del modello di sottosuolo.** La definizione del modello di sottosuolo finalizzato alla risposta sismica locale, è stata suddivisa in 2 fasi:

- 1) definizione di un modello di sottosuolo preliminare attraverso: i) raccolta delle indagini pregresse (modello geologico 3D; 1600 stratigrafie di sondaggio, numerose indagini CPT/SPT; foto aeree); ii) realizzazione di indagini integrative (34 misure di rumore sismico, ubicazione in Fig. 1); iii) realizzazione di tre *cross-sections* che attraversano il *Thorndon Basin* (ubicazione in Fig. 1); iv) caratterizzazione delle proprietà fisico meccaniche dei materiali. Nel dettaglio le velocità delle onde di taglio ( $V_s$ ) associate ai diversi materiali sono riprese da Kaiser *et al.* (2019). Per quanto riguarda il coefficiente di Poisson ( $\nu$ ), il peso dell'unità di volume ( $\gamma$ ), il comportamento non lineare in condizioni cicliche, espresso in termini di curve variazione del modulo di taglio normalizzato e dello smorzamento, si è fatto riferimento a dati di letteratura;
- 2) realizzazione del modello di sottosuolo definitivo: la presenza di stazioni sismologiche temporanee poste all'interno dell'area di studio, sia sui depositi di riempimento del bacino (WEMS in Fig. 1) sia su roccia (POTS in Fig.1) ha reso possibile la calibrazione e validazione del modello di sottosuolo attraverso il confronto tra funzioni di amplificazioni sperimentali e numeriche. Adottando infatti la stratigrafia relativa ad un'ideale verticale passante in corrispondenza del sito WEMS, si è calcolata l'amplificazione al sito (A) attraverso analisi numerica lineare 1D (adottando il codice di calcolo STRATA, Kotke

*et al.*, 2013) e applicando come input eventi di bassa intensità registrati dalla stessa stazione POTS ( $PGA \leq 0.004g$ ). La funzione di amplificazione così ottenuta è stata quindi confrontata con la funzione di amplificazione calcolata applicando la tecnica *Standard Spectral Ratio* (SSR) ad un numero sufficientemente alto registrazioni *weak motion* di WEMS e POTS (adottando registrazioni con PGA basse la risposta che si ottiene può essere infatti ritenuta indipendente dall'input sismico usato ed è unicamente caratteristica delle condizioni locali del sito in esame ed in particolare degli spessori e velocità dei materiali che costituiscono il modello di sottosuolo). Avendo valutato la bontà del confronto eseguito in campo lineare fra la risposta sperimentale e numerica 1D, il modello è stato giudicato sufficientemente affidabile. Come ulteriore conferma si è infine validato il modello di sottosuolo tramite simulazione numerica 2D della Sezione 1 (che passa per le due stazioni sismiche impiegate), ponendo ancora una volta come input sismico gli eventi di bassa intensità registrati alla stazione POTS. In Fig.1b si riporta il modello di sottosuolo finale.

**Analisi di risposta sismica locale.** Sono state eseguite analisi numeriche non lineari 2D (mediante il codice agli elementi finiti QUAD4M; Hudson *et al.*, 1994) sulle tre sezioni passanti per il sito di indagine, mentre su alcuni nodi di interesse è stata analizzata la risposta del sito anche con modellazione 1D, per valutare il reale effetto della morfologia sepolta-superficiale (mediante il fattore di aggravio topografico 2D). L'input sismico utilizzato è stato selezionato con la finalità di riprodurre lo scuotimento sismico legato al terremoto di Kaikoura.

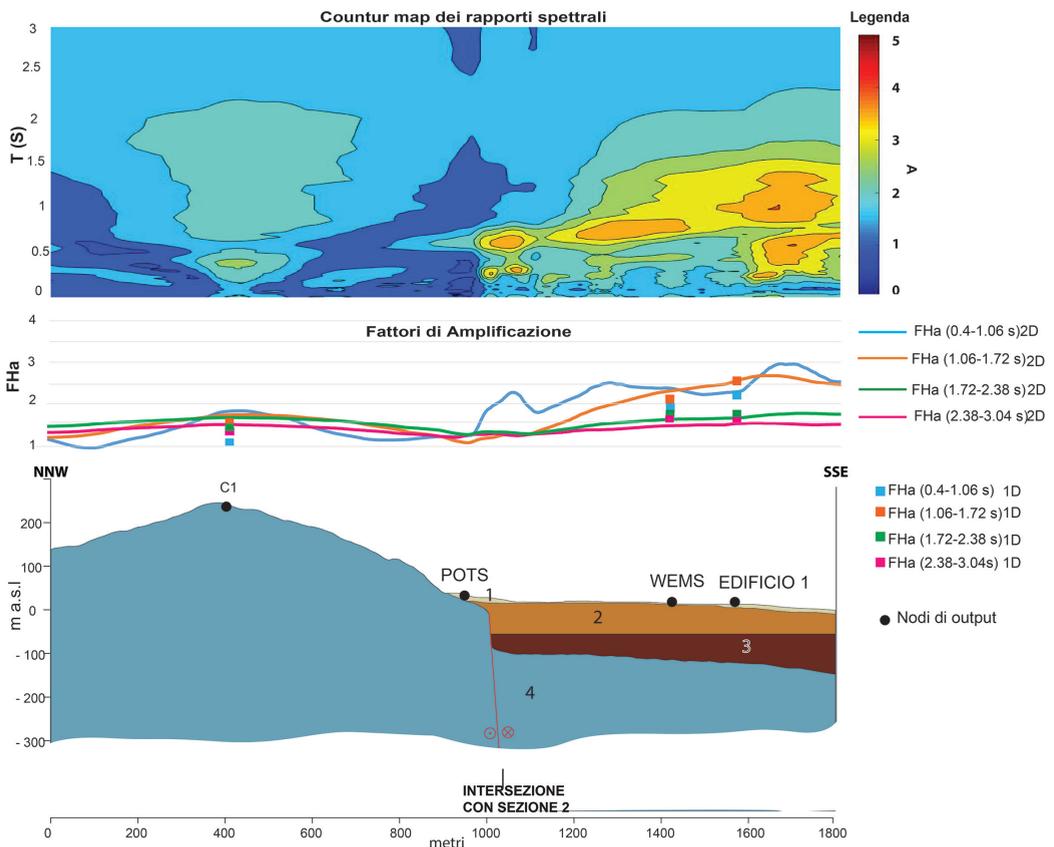


Fig. 2 - Andamento dei Fattori di Amplificazione ottenuti da analisi numeriche 2D e 1D e dei rapporti spettrali lungo la Sezione 1. I numeri inseriti nella sezione geologica fanno riferimento ai materiali del modello di sottosuolo riportato in Fig.1b.

Lo spettro target è stato ottenuto usando la legge di decadimento di McVerry *et al.* (2006) (sviluppata per il contesto sismo-tettonico della Nuova Zelanda) e imponendo, sulla base dei dati di letteratura, i seguenti parametri:  $M=7.8$  e  $R_{epi} = 50$  km (Hamling *et al.*, 2017). Quindi, sono stati selezionati dalle banche dati internazionali (PEER, COSMOS, GeoNET, K-NET) 7 accelerogrammi spettrocompatibili con lo spettro target ottenuto. In Fig. 2 e 3 sono riportati i risultati ottenuti lungo la Sezione 1 e Sezione 2 in termini di fattori di amplificazione (FHa) 2D e 1D e l'andamento dei rapporti spettrali calcolati come rapporto tra gli spettri di risposta in superficie e quelli di input. Sia i fattori di amplificazione che i rapporti spettrali sono valori medi calcolati utilizzando i sette input. I fattori FHa sono calcolati in termini di integrale dello spettro in accelerazione in quattro range di periodi, scelti seguendo la metodologia di Pergalani *et al.* (2019).

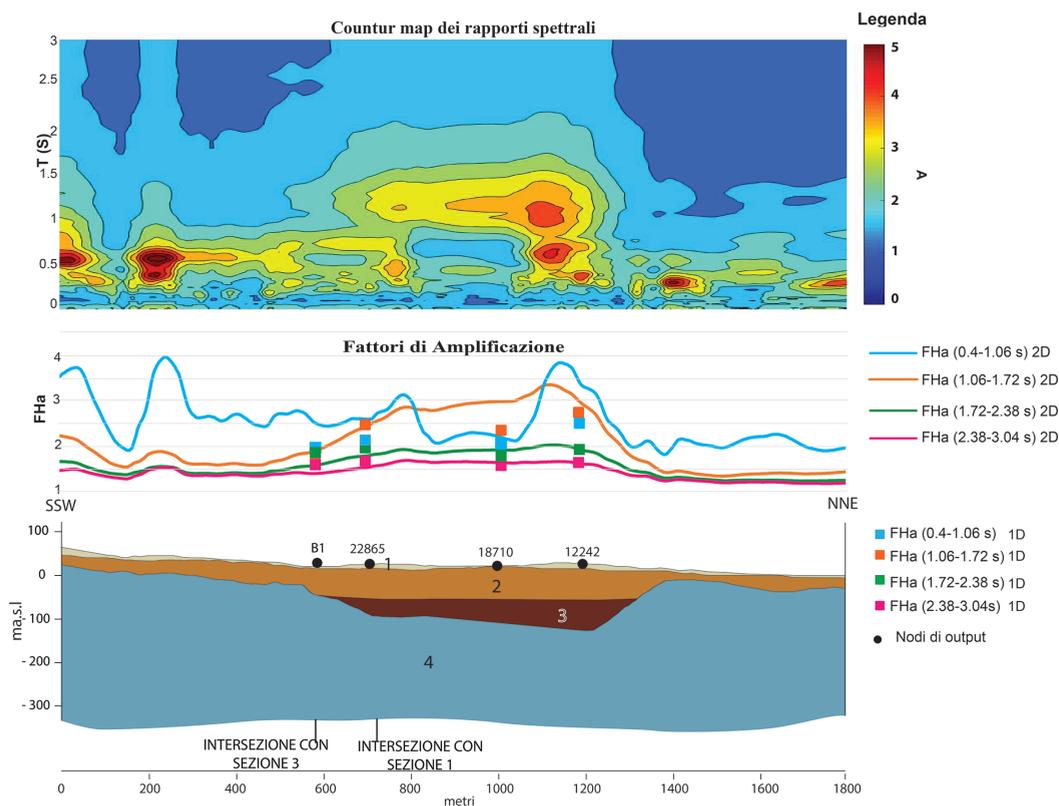


Fig. 3 - Andamento dei Fattori di Amplificazione ottenuti da analisi numeriche 2D e 1D e dei rapporti spettrali lungo la Sezione 2. I numeri inseriti nella sezione geologica fanno riferimento ai materiali del modello di sottosuolo riportato in Fig.1b

**Discussioni e conclusioni.** Dai risultati mostrati nelle Figure 2 e 3, si osserva che la risposta sismica della CBD risulta condizionata, oltre che dagli effetti di sito di tipo stratigrafico, connessi alla presenza dei depositi quaternari di riempimento del bacino (che poggiano al di sopra del bedrock geologico locale), da effetti di sito legati alla sua morfologia sepolta del bacino. Nel dettaglio, facendo riferimento alla Sezione 1 (Fig.2), a circa 50 metri dalla scarpata sepolta creata dalla faglia di Wellington (pendenza~ 80°) si osserva un'amplificazione spettrale  $A \sim 3-4$  a circa 0.6s (e FHa  $\sim 2.5$  nel range di periodi 0.4-1.06s). Per quanto riguarda la Sezione 2 (Fig.3), i risultati delle analisi numeriche mostrano dei picchi di amplificazione ( $A \sim 3-4$  e 4-5 rispettivamente per il bordo SSW e NNE) che si verificano a una distanza maggiore dal bordo,

rispetto quella vista in precedenza (a circa 100 metri dai bordi della valle). Queste osservazioni trovano conferma in Paolucci (2006), secondo cui l'amplificazione massima nel caso di una configurazione *wall-lever* (a cui può essere parzialmente ricondotta la morfologia in Sezione 1) si osserva a distanza di  $0.5 \div 0.7\lambda$  essendo  $\lambda$  la lunghezza d'onda del segnale di input (in questo caso  $\lambda \sim 200m$ ), mentre nel caso di un *wedge system* (Sezione 2) questa avverrebbe a distanze circa uguali a  $0.8 \div 1.0\lambda$ .

Le funzioni di amplificazione eseguite in corrispondenza degli edifici più severamente danneggiati dal terremoto, attraversati dalle Sezioni 1 e 3 (ubicazione in Fig.1), mostrano un primo picco di amplificazione ( $A \sim 4$ ) a una frequenza di  $\sim 1$  Hz e un secondo picco ( $A \sim 2$ ), per range di frequenze più ampi (da 1 a 5 Hz). L'analisi del fattore di aggravio topografico 2D ha invece messo in evidenza come a 1 Hz solo l'edificio 3 risulti influenzato dagli effetti indotti dalla morfologia sepolta, con un picco di circa 2, assente nelle analisi condotte agli edifici 1 e 2. Il picco di amplificazione mostrato dai tre nodi investigati a circa 1 Hz potrebbe quindi essere principalmente dovuto ad effetti di tipo stratigrafico, che tuttavia avvicinandoci al bordo del bacino, si combina con gli effetti amplificativi connessi a quest'ultimo, visibili all'Edificio 3, e quindi dando luogo ad effetti di sito di tipo complesso. Concludendo, la risposta sismica della CBD risulta condizionata da effetti di sito legati sia alla morfologia sepolta del bacino, che agli effetti stratigrafici dovuti alla presenza di depositi pleistocenici di riempimento, al di sopra dei materiali più rigidi che caratterizzano il bedrock geologico locale. Questi hanno verosimilmente causato l'amplificazione del moto del terreno nel lungo periodo ( $T = 1-2$  s), confrontabile con periodo di risonanza degli edifici caratterizzati da un numero di piani ( $\sim 10-20$ ) simile a quelli maggiormente colpiti dal terremoto.

### Bibliografia

- Bradley B.A., Razafindrakoto H.N.T., Nazer M., 2017. Strong ground motion observations of engineering interest from the 14 November 2016 Mw7.8 Kaikoura, New Zealand earthquake. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 50(2): 85–93
- Hamling, I.J., Hreinsdóttir, S., Clark, K *et al.* (26 more authors), 2017. Complex multifault rupture during the 2016 Mw 7.8 Kaikōura earthquake, New Zealand. *Science*, 356 (6334). ISSN 0036-8075
- Hudson M., Idriss I.M., Beikae M., 1994. *QUAD4M: a computer program to evaluate the seismic response of soil structures using finite element procedures and incorporating a compliant base*. Center for Geotechnical Modeling, Department of Civil and Environmental Engineering, University of California Davis, Davis California.
- Kaiser A.E., Hill M.P., Wotherspoon L., Bourignon S., Bruce Z.R., Morgenstem R., Giallini S., 2019. Updated 3D basin model and NZS 1170.5 subsoil class and site period maps for the Wellington CBD: Project 2017-GNS-03-NHRP. GNS Science Consultancy report 2019/01
- Kottke A. R., Wang X., Rathje E. M. (2013). *Technical Manual for Strata*. Geotechnical Engineering Center Department of Civil, Architectural, and Environmental Engineering, University of Texas, 89 pp.
- McVerry G. H., Zhao J. X., Abrahamson N. A., Somerville P. G., 2006. New Zealand acceleration response spectrum attenuation relations for crustal and subduction zone earthquakes. *Bulletin of the New Zealand Society for Earthquake Engineering*, 39(4):1-58, Mar 2006.
- Paolucci R., 2002. Amplification of earthquake ground motion by steep topographic irregularities. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 31: 1831-1853.
- Pergalani F., Pagliaroli A., Bourdeau C., Compagnoni M., Lenti L., Lualdi M., Madiari C., Martino S., Razzano R., Varone C., Verrubbi V. (2019). Seismic microzoning map: approaches, results and applications after the 2016–2017 Central Italy seismic sequence. *Bulletin of Earthquake Engineering*, DOI: 10.1007/s10518-019-00640-1