

Respuesta Dinámica de la Cuenca de Santiago: Modelamiento numérico de un perfil geotécnico unidimensional y bidimensional

D. Pavez ⁽¹⁾, C. Pastén ⁽²⁾, S. Ruiz ⁽³⁾, R. Astroza ⁽⁴⁾, F. Leyton ⁽⁵⁾

(1) Investigador, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – dpavezcarrillo@gmail.com

(2) Profesor Asistente, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile – cpasten@ing.uchile.cl

(3) Profesor Asociado, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile – sruizt@gmail.com

(4) Profesor Asistente, Facultad de Ingeniería y Ciencias Aplicadas, Universidad de los Andes – rastroza@miuandes.cl

(5) Sismólogo, Centro Sismológico Nacional, Universidad de Chile – felipe.leyton.f@gmail.com

Resumen

La cuenca de Santiago presenta una geometría compleja sobre la que habitan más de 6 millones de personas, presentando sectores con altos contrastes de impedancia entre el suelo y la roca basal que pueden evidenciar el fenómeno de efecto de sitio. En particular, en la zona noroeste de la cuenca se han observado daños severos para los terremotos de Valparaíso (1985) y Maule (2010), donde para este último, se alcanzaron intensidades MSK mayores a 8.0. La respuesta dinámica de una cuenca varía dependiendo de la geometría del subsuelo y heterogeneidades laterales debido a que localmente se pueden generar ondas superficiales, las cuales no son capturadas apropiadamente por modelos 1D. Por este motivo, la correcta caracterización de la amplificación dinámica es esencial para mitigar los efectos de futuros terremotos. En este trabajo se utiliza el código 2DFD_DVS para modelar numéricamente, considerando geometrías 1D y 2D, un perfil que cruza la cuenca de Santiago. Los resultados de los sismogramas sintéticos generados en la superficie del modelo muestran que los sectores ubicados en la zona centro-sur, compuestos principalmente de grava de Santiago, presentan leves variaciones entre modelos 1D y 2D debido a la escasa variación lateral en 2D y el suave gradiente vertical de velocidades. Sin embargo, para la zona norte, compuesta por depósitos de suelos finos, el modelo 1D no refleja el comportamiento sísmico del sector, generándose menores amplificaciones con respecto al modelo 2D.

Palabras clave: *Efecto de sitio, Modelamiento numérico 1D y 2D, Sismograma sintético*

Abstract

The Santiago basin, with a population of more than 6 million people, presents a complex geometry and sectors with high contrasts of impedance between the soil and the bedrock that can show the phenomenon of site effect. In particular, in the northwest area of the basin severe damages were observed during the Valparaíso (1985) and Maule (2010) earthquakes, with MSK intensities higher than 8.0 for this latter event. The dynamic response of a basin varies depending on the geometry of the subsoil and lateral heterogeneities because local surface waves, which are not captured properly by 1D models, can be generated. For this reason, the correct characterization of the dynamic amplification is essential for mitigating the effects of future earthquakes. This work uses the 2DFD_DVS code to numerically model, considering 1D and 2D geometries 1D and 2D, a profile that crosses the Santiago basin. The results of the synthetic seismograms generated on the surface of the model show that the sectors located in the central-south zone, composed mainly of Santiago's gravel, present slight variations between 1D and 2D models due to the scarce lateral variation in 2D and the smooth vertical gradient of velocities. However, for the northern zone, composed of deposits of fine soils, the 1D model does not reflect the seismic behavior of the sector, generating smaller amplifications with respect to the 2D model.

Keywords: Site effect, 1D and 2D numerical modeling, Synthetic seismogram

1 Introducción

El efecto de sitio es una de las principales razones por las que un terremoto puede generar grandes pérdidas humanas y económicas. Por esto, se han realizado una gran cantidad de estudios que buscan cuantificar la amplificación sísmica a través de modelos numéricos y físicos [1-6]. Luego de los terremotos de Valparaíso (1985) y Maule (2010), se manifestó un severo nivel de daños localizados principalmente en la zona noroeste de la cuenca de Santiago, producidos principalmente por la geología superficial del sector. Esto dejó de manifiesto que debido al suelo y a la geometría compleja de la cuenca, se generó el fenómeno de efecto de sitio durante ambos eventos, produciéndose amplificaciones del movimiento sísmico en dicha zona de la cuenta, mientras que, en zonas próximas, como construcciones emplazadas en la grava de Santiago, no evidenciaron mayores daños.

Con el rápido desarrollo de computadores de alto rendimiento, los códigos que permiten realizar simulaciones para predecir el movimiento producido por terremotos son una herramienta atractiva sobre todo en países altamente sísmicos. En este sentido, el uso de softwares que modelan la respuesta dinámica unidimensional tienen limitaciones que pueden variar dependiendo de la geometría del subsuelo que se considere en el modelo numérico, existiendo zonas más sensibles a manifestar diferencias en la respuesta en superficie, especialmente las que presentan heterogeneidades laterales, donde localmente se pueden generar ondas superficiales, mayor duración del movimiento, amplificaciones y, en casos particulares, deamplificaciones, con respecto al caso 1D [6-7]. Si bien los modelos bidimensionales siguen presentando simplificaciones con respecto a modelos 3D, las diferencias en términos de resultados son pequeñas, siendo más relevante las características de la excitación [7]. Por otro lado, los softwares comerciales tienen limitaciones con respecto al tamaño del dominio analizado, la geometría del basamento rocoso y la variación de las capas de suelo, imposibilitando la generación de un estudio de grandes dimensiones.

Este trabajo muestra los resultados del modelamiento numérico de un perfil con orientación Norte-Sur, que cruza la Cuenca de Santiago y que considera la variación geométrica en el subsuelo. Para esto, se utiliza el código basado en el método de diferencias finitas, 2DFD_DVS [8-11], desarrollado por el grupo NuQuake (<http://www.nuquake.eu>), el cual simula la propagación de ondas en una estructura heterogénea con una superficie libre plana, sometido a un plano incidente de ondas, y que además permite generar modelos numéricos de 1D y 2D.

2 Marco Geológico y Sismotectónico de la Cuenca de Santiago

La Cuenca de Santiago está ubicada en Chile Central (latitud 33.5°S, longitud 70.7°W) y corresponde a uno de los tres rasgos morfológicos mayores de la zona central [12]. Limitada al norte por los cerros de Chacabuco y al sur en Angostura tiene una extensión norte-sur de 90 km y este-oeste de 40 km, aproximadamente [13]. Estudios gravimétricos evidencian una geometría irregular con profundidades del basamento que varían entre centenas de metros, hasta depocentros que alcanzan los 500 m de profundidad, localizados en Lampa, Peñalolén y Pudahuel. Además, existe una gran cantidad de cerros islas distribuidos en la cuenca, tales como el Santa Lucía, San Cristóbal, Renca, Calán, Lo Aguirre, entre otros [12, 14 y 15].

Leyton et al. [18] resumen 8 unidades que caracterizan la geología superficial de la Cuenca de Santiago. La unidad 1, corresponde a los afloramientos rocosos que rodean la Cuenca y que se encuentran también en los cerros islas. La unidad 2, está constituida por materiales gruesos, con predominio de gravas arenosas de origen fluvial. La unidad 3 está dividida en dos sub-unidades, la primera es la 3a correspondiente a depósitos constituidos por bloques y gravas en una matriz

soportante areno-arcillosa con intercalaciones de arenas, limos y arcillas, y la sub-unidad 3b corresponde a abanicos aluviales. La unidad 4, son depósitos de gravas y bloques en matriz soportante arcillo arenosa. La unidad 5a corresponde a depósitos constituidos por gravas en matriz areno arcillosa y la 5b está formada por arenas finas a gruesas con mezcla de limos y arcillas originados por el estero Lampa. La unidad 6, son depósitos con espesores mayores a 20 m de ceniza volcánica, designado como Ignimbrita Pudahuel. La unidad 7, son limos y arcillas con intercalaciones de gravas, arenas y cenizas, encontrada principalmente en la zona norte de la Cuenca. Finalmente, la unidad 8 son depósitos de granulometría variable entre gravas y limos. Estas unidades son mostradas en la Fig. 1 junto con la respectiva ubicación dentro de la Cuenca.

Los tipos de suelo mencionados anteriormente pueden agruparse en 4 unidades geológicas principales presentes en diferentes sectores y que tienen un marcado comportamiento sísmico (Fig. 1). Estos son, los depósitos de grava de origen fluvial muy competente, con altas densidades y rigidez, los abanicos aluviales menores o conos de deyección, los denominados suelos finos del noroeste de la cuenca, los cuales son limos y arcillas de alta plasticidad y finalmente, en la zona oeste, los estratos de pumicita o Ignimbrita Pudahuel [3 y 16].

Según la investigación de Monge y Astroza [17] y Leyton et al. [18], los daños estructurales producidos por el terremoto de Valparaíso de 1985 (terremoto interplaca, tipo *thrust*, $M_s=7.8$, epicentro frente a las costas de Valparaíso y Algarrobo, específicamente en $33.25^\circ S$, $71.75^\circ W$ y profundidad focal de 40 km) fueron fuertemente influenciados por la geología local. Así, en suelos blandos como limos y arcillas del noroeste de Santiago, se presentaron intensidades MSK-64 sobre 8.0. Lo mismo ocurrió en los depósitos de ceniza volcánica, donde existieron intensidades sobre los 7.5 e incluso 8.5. Esto, junto con la velocidad de onda de corte de los primeros 30 m (V_{s30}) y el período predominante de vibración (T_0) obtenido a través del método de las razones espectrales H/V, muestran que el nivel de daños está asociado a depósitos de suelos con baja rigidez y altos períodos predominantes.

En contraste, los depósitos de grava proveniente de los ríos Mapocho y Maipo, que constituyen en gran parte la unidad II (Fig.1), presentaron intensidades menores, llegando a un grado mínimo 6.0 en la comuna de Las Condes.

Al comparar el terremoto del Maule de 2010 ($M_w=8.8$) con lo reportado para el terremoto de 1985, con respecto a las intensidades sísmicas, es posible notar que en ambos eventos la zona noroeste de la cuenca fue la que sufrió el daño más severo. Del mismo modo, en ambos terremotos las menores intensidades se registraron en las comunas de Las Condes y Vitacura [19]. Esto vuelve a corroborar que la geología local, influye fuertemente en el comportamiento sísmico en superficie.

3 Elaboración de perfil de velocidad NS

Para el modelamiento de la cuenca se seleccionó un perfil que tiene información integrada, con mediciones de razones espectrales H/V, pozos y sondajes con profundidades mayores a 200 m y perfiles de velocidad de onda de corte V_s obtenidos de [20] y mediciones de los autores. La Fig. 1 muestra la ubicación del perfil sobre la geología superficial propuesta por Leyton et al. [18]. La información de la zona norte se obtuvo de Gálvez [21] y las mediciones de razones espectrales H/V de [13].

Para la obtención del nivel del basamento rocoso a lo largo de cada perfil, se utilizaron estudios gravimétricos realizados por Araneda et. al. [12] y González et. al. [14], entre los cuales se evidencia una gran similitud, sobre todo en la zona centro sur de la cuenca. Según el estudio de González et. al.

[14], se encontraron 8 depocentros con profundidades que fluctúan entre los 300 m y 500 m, ubicados en la zona sur de la cuenca, en las áreas de Talagante y Paine, y también en la comuna de Puente Alto. Las mayores diferencias entre ambos estudios se concentran en la zona norte, por lo que el nivel de basamento fue ajustado en este trabajo para que sean consistentes con los resultados de razones espectrales H/V, considerando que la profundidad del basamento rocoso se puede obtener combinando la velocidad de onda de corte promedio y la frecuencia predominante a través de la teoría unidimensional de ondas de corte. En la Fig. 1, se muestran las curvas de nivel del basamento rocoso obtenidas del estudio realizado por González et. al. [14]. Además en la Fig.1, se muestra el detalle del perfil generado por Gálvez [21] y en línea negra la ubicación de este sobre la geología superficial.

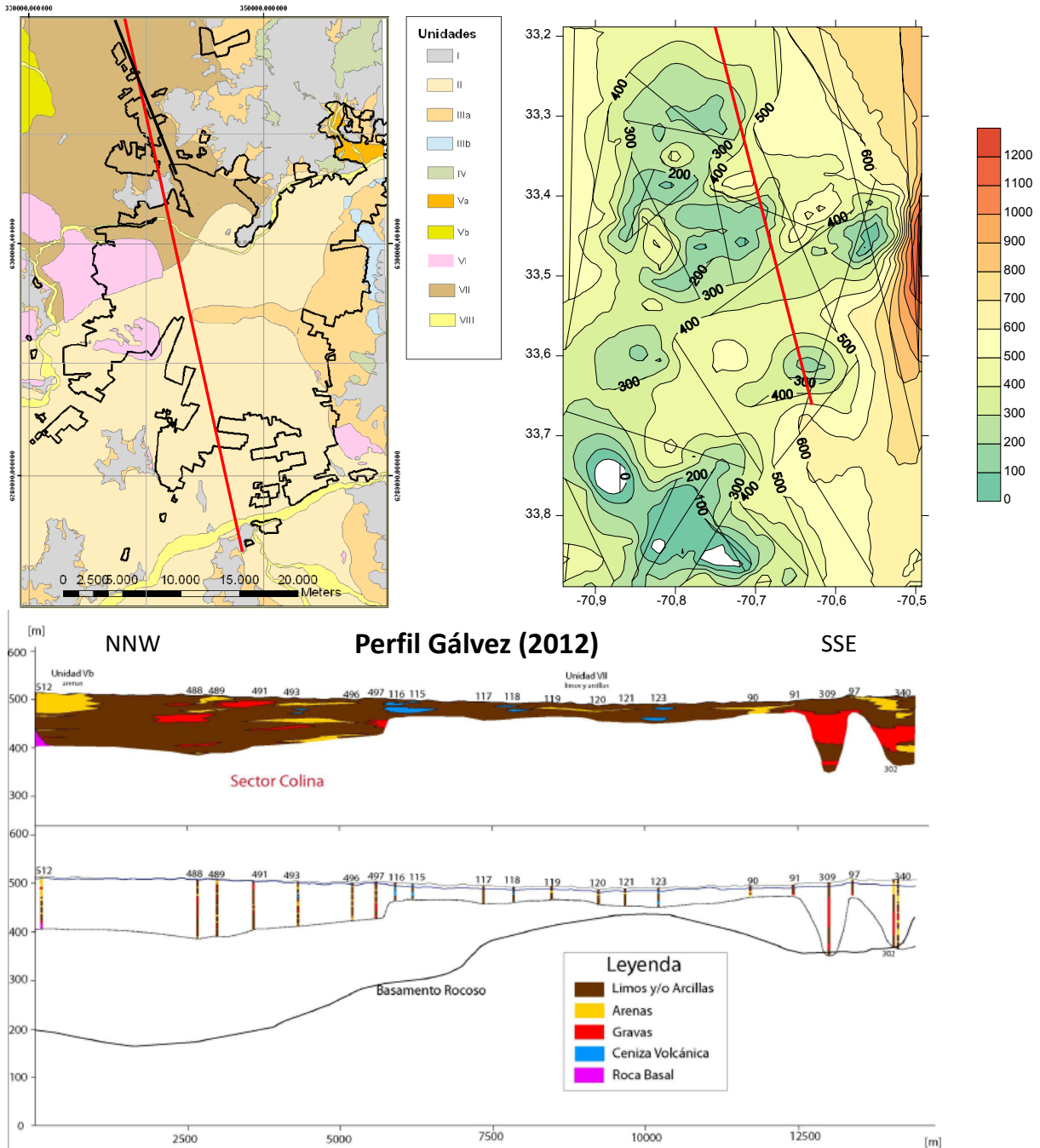


Fig. 1 – Perfil Norte-Sur (en rojo) y Perfil Gálvez (en negro) sobre geología superficial (izquierda) [18], elevación del basamento en m.s.n.m. (derecha) [14], detalle perfil Gálvez [21]

3.1 Caracterización de la zona norte

La zona norte de la cuenca de Santiago está principalmente constituida por suelos finos [3, 13 y 22], con deficiente competencia geotécnica. Tal como se mencionó anteriormente, esta zona experimentó altas intensidades MSK-64 y consecuentemente, los daños más severos durante los terremotos de Valparaíso (1985) y Maule (2010).

Gálvez [21], a través de información obtenida de pozos y sondajes, y con la geología superficial propuesta por Leyton et. al. [18], desarrolló el perfil transversal que se muestra en la Fig. 1 (abajo), en el cual es posible notar que el suelo fino domina esta zona, con intercalaciones de arenas y gravas. Es importante destacar que el nivel de basamento rocoso mostrado en este perfil fue obtenido de Araneda et. al. [12].

Considerando que si bien existen intercalaciones de gravas y arenas en todo el perfil mostrado en la Fig. 1, para este estudio solo se consideran los estratos más importantes en términos de espesores. Estos son los estratos de arena y de grava, detectados en la zona norte y sur del perfil, respectivamente.

Finalmente, debido a que no se cuenta con información para profundidades mayores a 120 m en esta zona, se realiza el supuesto que el suelo fino se desarrolla en profundidad hasta alcanzar el basamento rocoso, dominando todo el sector norte. En este sentido, este trabajo propone un nivel de basamento rocoso, teniendo como base los estudios de Araneda et. al. [12] y González et. al. [14], pero que es ajustado según las mediciones espectrales H/V, como ya se explicó, y por sondajes y pozos que alcanzaron la roca basal.

3.2 Razones espectrales H/V

A través de diferentes mediciones in-situ realizadas a lo largo del perfil Norte-Sur [13, 21 y 23], se reúne la información para generar un perfil integrado. Con esto, se busca en una primera instancia, ajustar y corroborar el nivel de basamento rocoso a las frecuencias predominantes, y luego, generar una comparación entre los resultados de la simulación numérica y lo medido en terreno. La distribución de las mediciones a lo largo del perfil, es mostrada en la Fig 2. Además, en la Fig. 3, se muestran los valores de las frecuencias predominantes de cada medición, junto con la posición que tiene con respecto al perfil NS.

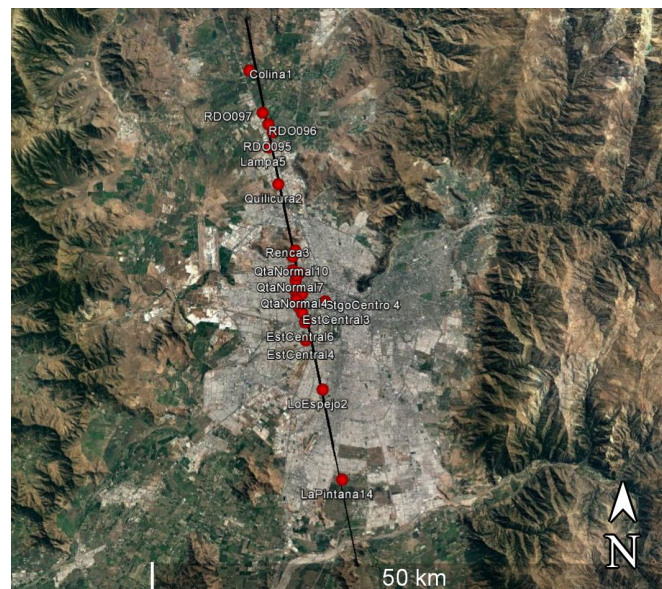


Fig. 2 – Mediciones de razones espectrales en el perfil Norte-Sur

4 Modelo numérico

4.1 Geometría y dominio del modelo

El modelo tiene una longitud de 54 km, comenzando desde las coordenadas geográficas 33.19°S, 70.75°W hasta 33.66°S, 70.64°W, atravesando varias comunas entre las que se encuentran, Colina, Quilicura, Renca, Santiago y La Pintana.

El modelo tiene una profundidad de 10 km, con una grilla definida por un espaciamiento $\Delta h = 5$ m. Esto quiere decir que la máxima frecuencia para la cual se tiene una suficiente precisión es $f = \frac{1}{10} \cdot \frac{300 \text{ m/s}}{5 \text{ m}} = 6.0 \text{ Hz}$, considerando que la longitud de onda mínima debe ser de 10 espaciamientos de grilla. Otros autores como Chavez-García [1] y Moczo et. al. [24], proponen considerar 6 espaciamientos de grilla para obtener un resultado preciso; sin embargo, se optó por un criterio más conservador. En la Fig. 3, se muestran los 400 m más superficiales del modelo generado para la simulación, en la cual se ven las capas de suelo consideradas, la interfaz suelo-basamento rocoso propuesta y las mediciones de H/V.

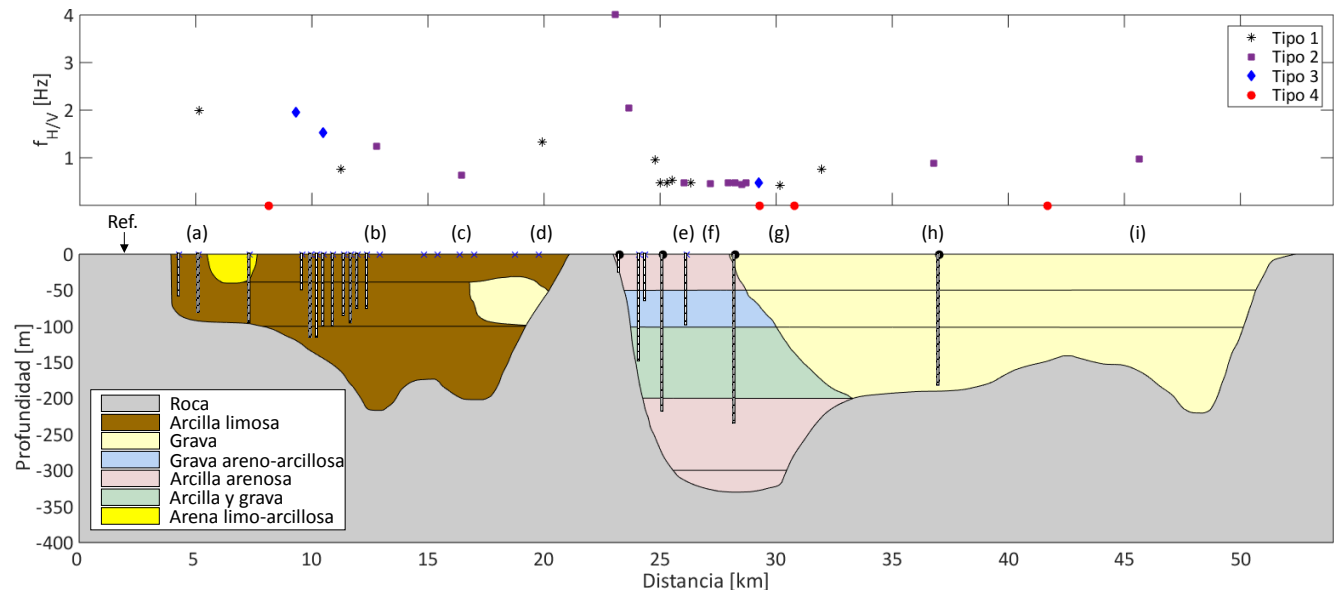


Fig. 3 – Perfil N-S con ubicación de los sondajes y mediciones de razones espectrales H/V. En el panel superior se muestra la frecuencia predominante medidas sobre el perfil. En letras se muestra la ubicación de los receptores ubicados en superficie

Es importante destacar que en la Fig. 3 solo se muestran los sondajes que llegan a profundidades mayores a 50 m y aquellos que alcanzan el basamento rocoso; sin embargo, los de menor profundidad también fueron utilizados como información adicional para la caracterización. Además, las razones espectrales H/V fueron clasificadas en 4 tipos: tipo 1, razones espectrales donde se puede identificar claramente la frecuencia predominante; tipo 2, razones espectrales donde se identifican al menos dos frecuencias predominantes; tipo 3, razones espectrales donde es difícil identificar la frecuencia predominante; y tipo 4, razones espectrales de baja amplitud, típicamente menor que 2 [13].

4.2 Propiedades de los materiales

Las propiedades de los suelos fueron estimadas de acuerdo con estudios realizados por Pastén [13], Bonnefoy-Claudet et. al. [22], Leyton et. al. [18] y Pilz et. al. [3 y 20]. Las velocidades de onda de corte,

densidades y factores de atenuación adoptados en este trabajo se muestran en la Tabla 1. Para determinar los factores de atenuación, se realizó la aproximación utilizada por Maufroy et. al. [25], Makra et. al. [7] y Riga et. al. [26] donde los factores de atenuación para las ondas S y P se calculan en función de la velocidad de onda de corte, según $Q_s = \frac{V_s}{10}$ y $Q_p = 2Q_s$, siendo el factor de atenuación $Q_s = \frac{1}{2\xi}$, con ξ el amortiguamiento del suelo.

Tabla 1 – Propiedades de cada capa de suelo y basamento rocoso

| Capa | Tipo de suelo | ρ [kgf/m ³] | Vs [m/s] | Vp [m/s] | Qs [-] | Qp [-] |
|------|-----------------------|------------------------------|----------|----------|--------|--------|
| 1 | Arena limo arcillosa | 1900 | 500 | 870 | 50 | 100 |
| 2 | Arcilla limosa | 1600 | 300 | 520 | 30 | 60 |
| 3 | Grava | 2100 | 660 | 1150 | 66 | 132 |
| 4 | Arcilla limosa | 1600 | 330 | 570 | 33 | 66 |
| 5 | Arcilla limosa | 1600 | 360 | 620 | 36 | 72 |
| 6 | Grava | 2100 | 600 | 1040 | 60 | 120 |
| 7 | Grava | 2100 | 660 | 1150 | 66 | 132 |
| 8 | Grava | 2100 | 720 | 1250 | 72 | 144 |
| 9 | Arcilla arenosa | 1800 | 400 | 700 | 40 | 80 |
| 10 | Grava areno arcillosa | 2100 | 660 | 1150 | 66 | 132 |
| 11 | Arcilla y grava | 2000 | 550 | 950 | 55 | 110 |
| 12 | Arcilla arenosa | 1600 | 600 | 1040 | 60 | 120 |
| 13 | Arcilla arenosa | 1600 | 640 | 1110 | 64 | 128 |
| – | Basamento rocoso | 2600 | 3000 | 5200 | 300 | 600 |

5 Simulaciones

El software 2DFD_DVS permite simular la propagación de ondas en una estructura heterogénea con una superficie libre plana. El modelo numérico es desarrollado hasta frecuencias de 6.0 [Hz], con la suficiente precisión, según lo mencionado en la sección anterior, esto debido a que una solución de diferencias finitas es una aproximación discreta a la solución real, pudiendo existir diferencias en las velocidades de fase y grupo con respecto a las velocidades reales del medio. Este efecto se denomina dispersión de la grilla [8 y 23]. Para obtener un nivel de precisión apropiado se debe considerar un espaciamiento mínimo de $10\Delta h$ por longitud de onda, criterio que puede diferir dependiendo del modelador.

Como se mencionó anteriormente, la simulación es realizada para dos tipos de geometrías, esto es, un modelo bidimensional, que considera todas las variaciones de la interfaz suelo-roca y de los diferentes estratos de suelo existentes (Fig. 3), y un modelo unidimensional, que tiene las simplificaciones de los softwares típicamente utilizados. Esto quiere decir que el modelo 1D, es una columna que incorpora capas de suelo horizontal, no permitiendo la variación de los estratos ni de la interfaz suelo-basamento rocoso, a lo largo del perfil.

Ya que la respuesta de una estructura 3D depende de muchos parámetros relacionados con la fuente [7], para simplificar la simulación, esta se realizó con un plano incidente de ondas de corte. Es importante destacar que el hecho de realizar una modelación con un plano incidente de ondas de corte es relevante, y es un caso particular de estudio, debido a que se busca cuantificar las diferencias que existen al considerar modelos 1D y 2D y, claramente, no para comparar registros simulados y reales. Por otro lado, se consideraron condiciones de borde absorbentes en todos los límites laterales e inferior del modelo, a manera de evitar que las ondas se reflejen en las paredes. La profundidad del

plano de ondas incidente es de 5 km. El modelo constitutivo considerado es viscoelástico del tipo Maxwell generalizado, el cual permite utilizar un factor de atenuación constante para cada capa de suelo, dentro del rango de frecuencias donde se cuenta con la precisión suficiente.

El input tiempo-senial utilizado para el plano de ondas incidentes es un pulso de Gabor, dado según la Ec. 1.

$$s(t) = e^{-\alpha} \cdot \cos[\omega_p(t - t_s) + \theta] \quad (1)$$

Donde:

$$\alpha = \left[\frac{\omega_p(t - t_s)}{\gamma} \right]^2$$

Los parámetros para obtener el pulso de Gabor son $f_p = \frac{\omega_p}{2\pi} = 0.18 \text{ Hz}$, $\gamma = 0.2$, $\theta = 0.0$ y $t_s = 0.45 \frac{\gamma}{f_p}$.

Es importante destacar que el pulso tiene la misma energía para todo el rango de frecuencias hasta 5.0 Hz. Este rango, es apropiado para este modelo, por los tipos de suelo y profundidad del basamento rocoso, debido a que las frecuencias predominantes buscadas son menores a este valor.

La simulación fue realizada para receptores ubicados en superficie, basamento y afloramiento rocoso. La ubicación es coincidente con las mediciones de razones espectrales H/V, a modo de poder comparar las funciones de transferencia dadas por la simulación, entre superficie-basamento rocoso y las mediciones reales in-situ de tipo 1 y 2. En total, se cuenta con 47 receptores distribuidos en el perfil Norte-Sur.

6 Resultados

Los sismogramas sintéticos generados a partir de la simulación numérica realizada para el perfil Norte-Sur, fueron calculados para ondas SH incidentes y la dirección del movimiento está orientada en el plano del perfil (i.e. componente Norte-Sur), estos son mostrados en la Fig. 4. Se seleccionaron 9 sismogramas representativos, distribuidos a lo largo del perfil, los cuales tienen una duración de 20 s, presentando todos la misma escala para la amplitud del movimiento.

En la Fig. 5, se realiza una comparación entre las funciones de transferencia, con respecto a los respectivos sismogramas ubicados en el basamento rocoso y también para un receptor de referencia (Fig. 3) ubicado en afloramiento rocoso en el sector norte del perfil, para los modelos 1D y 2D, para todos los sismogramas sintéticos vistos en la Fig. 4. Es claro notar que, si bien las frecuencias predominantes de todos los receptores mostrados son aproximadamente iguales, existe una variación en el factor de amplificación, en donde la respuesta 1D subestima las obtenidas por el modelo 2D, para la zona norte y centro de la cuenca. Para la zona donde están emplazados los depósitos de grava (i.e. receptores con letras h e i), las respuestas 1D y 2D son prácticamente iguales. Esto es coincidente con lo esperado, debido a que esta zona presenta un perfil de velocidad creciente con la profundidad y sin intercalaciones de otros tipos de suelo.

Por otro lado, en la Fig. 6, se determina la frecuencia predominante para superficie-basamento rocoso de acuerdo con el cálculo de la función de transferencia. Cada receptor considerado está ubicado en la misma coordenada que las mediciones de razones espectrales, de esta manera es posible comparar los resultados de la simulación para los modelos 1D y 2D, con respecto a las mediciones realizadas. Se le asignó una frecuencia predominante con valor cero, a la función de transferencia que muestra una respuesta plana para el rango de frecuencias confiable, esto es una frecuencia máxima de 5.0 [Hz].

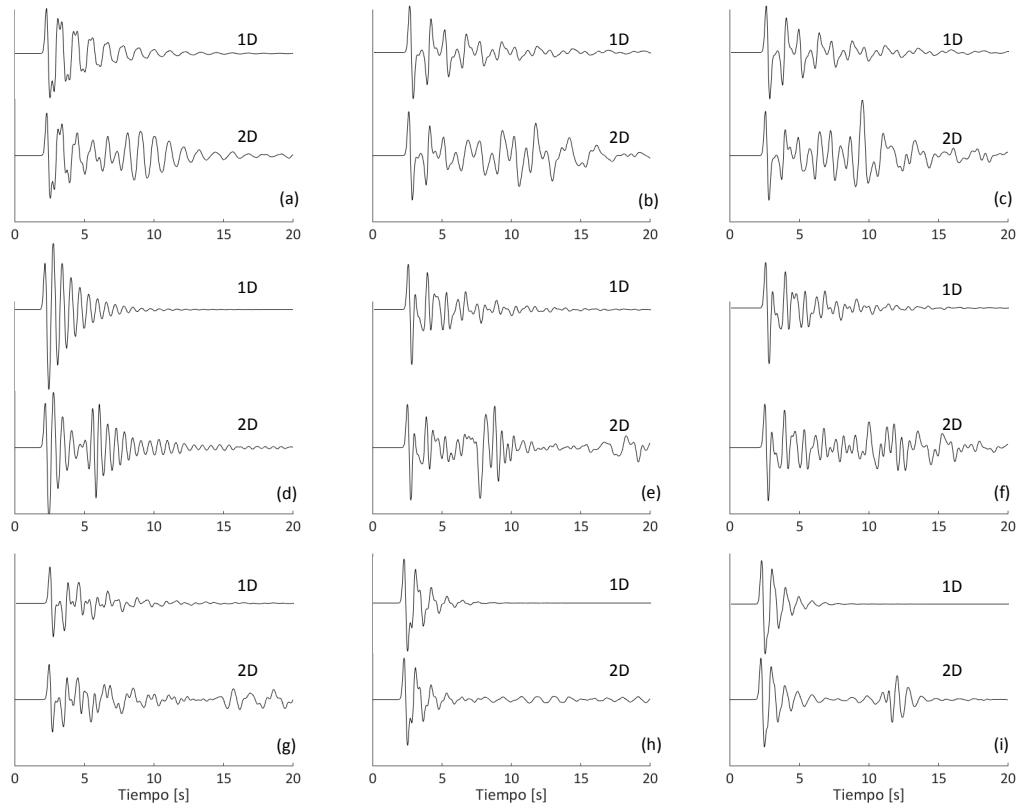


Fig. 4 – Sismogramas sintéticos, comparación entre modelos 1D y 2D con una onda ascendente SH. Las letras indican la posición en el perfil según lo mostrado en la Fig. 3.

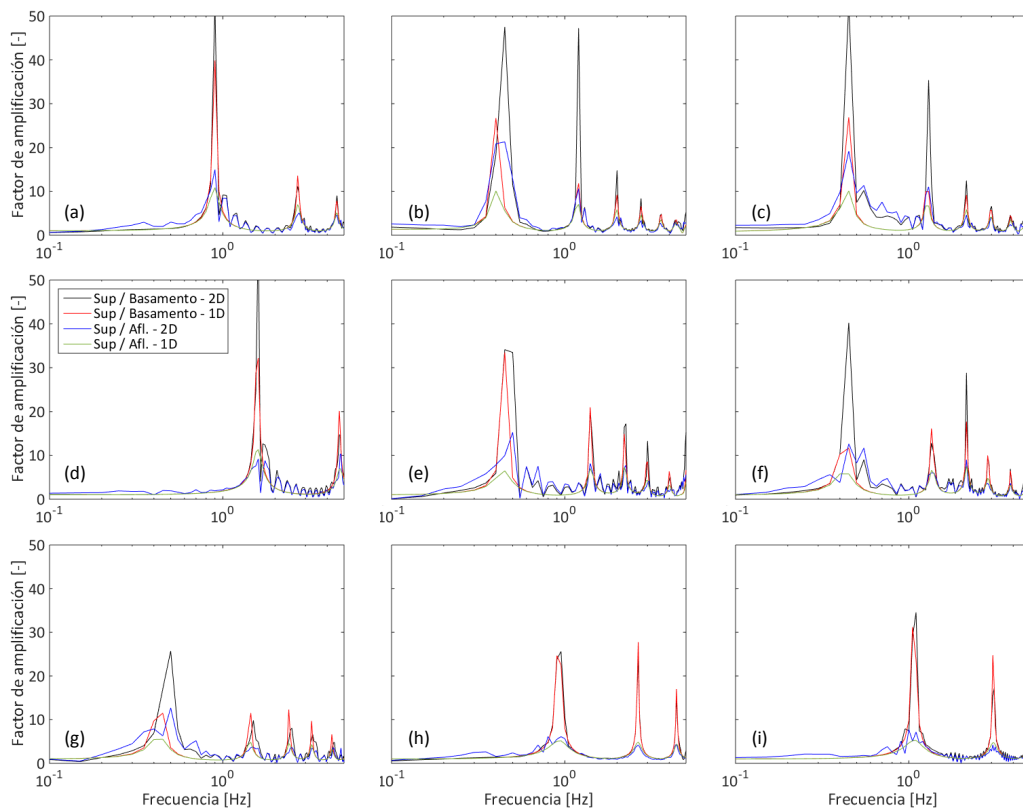


Fig. 5 – Comparación entre funciones de transferencia 1D y 2D

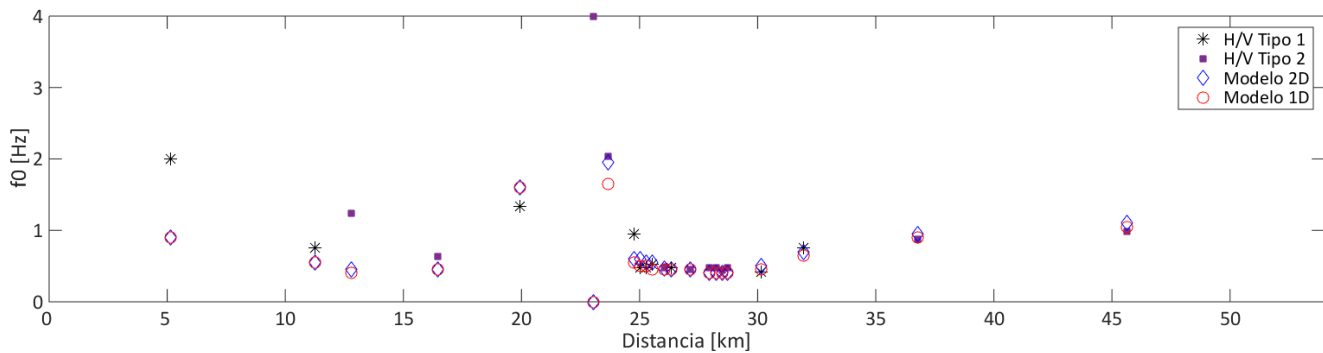


Fig. 6 – Comparación de frecuencias predominantes medidas y simuladas

7 Discusión

Los sismogramas sintéticos generados a través de las simulaciones numérica, muestran una clara diferencia para los casos 1D y 2D, específicamente en la generación de ondas de superficie, especialmente en las zonas norte y centro de la cuenca, donde es posible ver diferencias a partir de los 5 s, aproximadamente. Para la zona centro-sur de la cuenca, compuesta por depósitos de grava, la respuesta 1D y 2D, es prácticamente igual. Para el sismograma registrado por el receptor ubicado en (i), mostrado en la Fig. 4, es posible ver una generación de ondas a partir de los 8 s, que difiere de la respuesta 1D. Esto puede atribuirse a efectos de la geometría de la roca, ya que se encuentra próximo a la borde del modelo.

Las funciones de transferencia, mostradas en la Fig. 5, muestran una clara similitud en términos de frecuencias predominantes de cada zona del modelo. Sin embargo, difieren notoriamente en términos del factor de amplificación, para las zonas norte y centro, donde el modelo 1D subestima la respuesta 2D, incluso hasta en un 100%. Para los depósitos de grava, las funciones de transferencia son prácticamente iguales, tanto en términos de frecuencia, como en los factores de amplificación.

En términos generales, los factores de amplificación disminuyen consistentemente al avanzar desde el sector norte hacia el sur (i.e. desde función de transferencia a hasta i), entregando los menores valores en zonas de grava de Santiago. Al analizar las funciones de transferencia superficie/afloramiento rocoso, es posible ver que el sitio de referencia entrega frecuencias predominantes concordantes con la configuración superficie/basamento rocoso, pero con una clara disminución del factor de amplificación.

Dentro de la comparación de la frecuencia predominante medida y la simulada de la Fig. 6, es posible notar que la respuesta entregada por el modelo es coincidente con lo medido en terreno. Esto de alguna manera valida el modelo numérico en términos de la geometría propuesta para el basamento rocoso y el perfil de velocidades generado. Las mayores diferencias se pueden ver en el receptor (a), donde la frecuencia medida es de 2.0 Hz y la obtenida por la simulación es de 0.9 [Hz]. Esto puede deberse a que la medición no fue realizada exactamente sobre el perfil.

Si bien, la simulación numérica a partir de un plano de ondas incidentes y un pulso de Gabor con un contenido de frecuencias hasta 5.0 [Hz], no es un escenario realista de un terremoto, este tipo de ejercicio es útil para comprender los fenómenos producidos en diferentes zonas, en este caso, de la Cuenca de Santiago. La generación de modelos 1D, típicamente utilizados, presentan limitaciones al realizar un análisis de cuencas con geometrías del subsuelo complejas y una interfaz suelo-basamento rocoso irregular e intercalaciones de diferentes tipos de suelo.

8 Conclusiones

Los sismogramas sintéticos generados a partir de modelos 1D difieren de los 2D, especialmente a partir de los 5 s, ya que los primeros no logran generar ondas superficiales. Si bien, en términos de frecuencias predominantes ambos modelos presentan una gran similitud, esto no sucede al comparar el factor de amplificación producido, ya que la simulación 1D subestima hasta en un 100% lo predicho por un modelo 2D. Los sismogramas sintéticos obtenidos para la zona centro-sur, en depósitos de grava, tienen pequeñas diferencias entre ambos modelos, por lo que un análisis 1D es suficientemente representativo, no así, para la zona norte, en donde se presentan diferencias significativas.

El modelo numérico es validado mediante la comparación de las frecuencias predominantes a lo largo del perfil obtenidas de mediciones in-situ y de las simulaciones. Esto permite decir que, al menos en conjunto, la interfaz suelo-basamento rocoso y el modelo de velocidades propuesto, es consistente con lo real.

A partir de esta validación, se espera generar un modelo de mayor dominio, para poder simular un terremoto intraplaca de profundidad intermedia y así evaluar el movimiento producido en superficie de modo de estimar el nivel de daño que pudiese generar un evento de este tipo.

9 Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo del Laboratorio Nacional de Computación de Alto Rendimiento (NLHPC) de la Universidad de Chile y al grupo NuQuake (<http://www.nuquake.eu>) por permitir el uso del software 2DFD_DVS para esta investigación. C. Pastén agradece el financiamiento de la Vicerrectoría de Investigación y Desarrollo (VID) de la Universidad de Chile a través del Proyecto Enlace con Concurso FONDECYT Regular 2018, ENL34/18.

10 Referencias

- [1] Chávez-García, F.J. 2003. Site effects in Parkway Basin: comparison between observations and 3-D modelling. *Geophys. J. Int.*, 154, 633-646.
- [2] Chaljub, E., Moczo, P., Tsuno, S., Bard, P.-Y., Kristek, J., Kaser, M., Stupazzini, M., Kristekova, M. 2010. Quantitative comparison of four numerical predictions of 3D ground motion in the Grenoble valley, France, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 100(4), 1427-1455.
- [3] Pilz, M., Parolai, S., Stupazzini, M., Paolucci, R., Zschau, J. 2011. Modelling basin effects on earthquake ground motion in the Santiago de Chile basin by a spectral element code. *Geophysical Journal International*, 187(2), 929-945.
- [4] Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Bard, P.-Y., Kristek, J., Moczo, P., De Martin, F., Theodoulidis, N., Manakou, M., Guyonnet-Benaize, C., Hollard, N., Pitilakis, K. 2016. 3D numerical simulation and ground motion prediction: verification, validation and beyond lessons from the E2VP project. *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 91, 53-71
- [5] Kristek, J., Moczo, P., Bard, P.-Y., Hollender, F., Stripajova, S. 2018. Computation of amplification factor of earthquake ground motion for a local sedimentary structure. *Bull Earthq. Eng.*, 16, 2451-2475.
- [6] Stripajova, S., Moczo, P., Kristek, J., Bard, P.-Y., Hollender, F., Sicilia, D., 2018. Extensive numerical study on identification of key structural parameters responsible for site effects. Conference: 16th European Conference on Earthquake Engineering (16ECEE). At: Thessaloniki, Greece

- [7] Makra, K., Chávez-García, F.J., 2016. Site effects in 3D basins using 1D and 2D models: an evaluation of the differences based on simulations of the seismic response of Euroseistest. *Bull Earthquake Eng.* 14, 1177-1194.
- [8] Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., Pazak, P., Balazovjech, M. 2007. The Finite-Difference and Finite-Element Modeling of Seismic Wave Propagation and Earthquake Motion. *Acta Physica Slovaca* 57, 177-406.
- [9] Moczo, P., Kristek, J., Galis, M. 2004. Simulation of planar free surface with near-surface lateral discontinuities in the finite-difference modeling of seismic motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 760-768.
- [10] Kristek, J., Moczo, P. 2003. Seismic wave propagation in viscoelastic media with material discontinuities – a 3D 4th-order staggered-grid finite-difference modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* 93, 2273-2280.
- [11] Kristek, J., Moczo, P., Archuleta, R. J. 2002. Efficient methods to simulate planar free surface in the 3D 4th-order staggered-grid finite-difference schemes. *Studia Geophys. Geod.*, 46, 355-381.
- [12] Araneda, M., Avendaño, M. y Merlo, C. 2000. Modelo gravimétrico de la cuenca de Santiago, etapa III final. IX Congreso Geológico de Chile, Puerto Varas, Chile, 2, 404-408.
- [13] Pastén, C., 2007. Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Geotécnica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- [14] González, F., Maksymowicz, A., Díaz, D., Villegas, L., Leiva, M., Blanco, B., Vera, E., Contreras, S., Cabrera, Daniel., & Bonvalot, S., 2018. Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: A 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. *Basin Research*, 30, 799-815.
- [15] Yáñez, G., Muñoz, M., Flores-Aqueveque, V., & Bosch, A. 2015. Gravity derived depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology*, 42(2), 147-172.
- [16] Lagos, J. 2003. Ignimbrita Pudahuel: caracterización geológico-geotécnica orientada a su respuesta sísmica. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología. Universidad de Chile.
- [17] Monge, J., Astroza, M. 1989. Metodología para determinar el grado de intensidad a partir de los daños. V Jornadas Chilenas de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Vol. 1, pp. 483-49.
- [18] Leyton, F., Sepúlveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., González, L., Ruiz, R., Fonca, C., Herrera, M., Lavado, J. 2010. Zonificación sísmica de la cuenca de Santiago. 10mo Congreso Chileno de Sismología e Ingeniería Antisísmica. Asociación Chilena de Sismología e Ingeniería Antisísmica.
- [19] Vergara, L., 2015. Relación entre las propiedades geológicas y geotécnicas de la cuenca de Santiago y los daños observados en el terremoto del 27 de febrero del 2010. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Geotécnica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- [20] Pilz, M., Parolai, S., Picozzi, M., Wang, R., Leyton, F., Campos, J., Zschau, J. 2010. Shear wave velocity model of the Santiago de Chile basin derived from ambient noise measurements: a comparison of proxies for seismic site conditions and amplification. *Geophysical Journal International*, 182(1), 355-367.
- [21] Galvez, C., 2012. Microzonificación sísmica en los sectores de Lampa y Batuco, Región Metropolitana, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

- [22] Bonnefoy-Claudet, S., Baize, S., Bonilla, L.F., Berge-Thierry, C., Pasten, C., Campos, J., Volant, P., Verdugo, R. 2008. Site effect evaluation in the basin of Santiago de Chile using ambient noise measurements. *Geophysical Journal International*, 176, 925-937.
- [23] Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., Poli, P. 2016. Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise. *Engineering Geology*, 201, 57-66.
- [24] Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., 2014. *The Finite-Difference Modelling of Earthquake Motions Waves and Ruptures*, Cambridge University Press.
- [25] Maufroy, E., Chaljub, E., Hollender, F., Bard, P.-Y., Kristek, J., Moczo, P., Klin, P., Priolo, E., Theodoulidis, N., Iwaki, A., Iwata, T., Etienne, V., De Martin, F., Guyonnet-Benaize, C., Manakou, M., Ptilakis, K. 2015. Earthquake ground motion in the Mygdonian basin, Greece: the E2VP verification and validation of 3D numerical simulations up to 4 Hz, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 00(0), 1–58.
- [26] Riga, E., Makra, K., Ptilakis, K. 2016. Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: a code-oriented parametric study. *Soil Dyn Earthq Eng* 91, 116–132.