



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

**MODELAMIENTO DINÁMICO DE PERFILES GEOTÉCNICOS BIDIMENSIONALES
DE GRAN ESCALA EN LA CUENCA DE SANTIAGO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,
MENCION INGENIERÍA ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y GEOTÉCNICA

DIEGO IGNACIO PAVEZ CARRILLO

PROFESOR GUÍA:
CÉSAR PASTÉN PUCHI

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO RUIZ TAPIA
FELIPE LEYTON FLOREZ
RODRIGO ASTROZA EULUFÍ

Esta tesis fue parcialmente financiada por el proyecto FONDECYT 1190995

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE
MAGISTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,
MENCION INGENIERÍA ESTRUCTURAL, SÍSMICA Y
GEOTÉCNICA

POR: DIEGO IGNACIO PAVEZ CARRILLO

FECHA: 18/08/2020

PROF. GUÍA: CÉSAR PASTÉN PUCHI

**MODELAMIENTO DINÁMICO DE PERFILES GEOTÉCNICOS BIDIMENSIONALES
DE GRAN ESCALA EN LA CUENCA DE SANTIAGO**

La Cuenca de Santiago se ubica en una zona de subducción con permanente actividad sísmica, por lo que ha sido afectada por grandes terremotos a lo largo de su historia, evidenciando amplificación sísmica en ciertos tipos de suelos y sectores. Esta investigación realiza un modelamiento dinámico de 3 perfiles geológicos-geotécnicos que cruzan la Cuenca en orientación Norte-Sur y Este-Oeste, con dimensiones longitudinales desde 45 km hasta 60 km. Cada perfil es construido a partir de estudios gravimétricos actuales, mediciones de ruido ambiental registradas por estaciones banda ancha, razones espectrales H/V y sondajes disponibles. Los perfiles son modelados a través del código basado en el método de diferencias finitas 2DFD_DVS desarrollado por el grupo NuQuake (<http://www.nuquake.eu>), el cual permite simular la propagación de ondas y el proceso de generación de sismos en una estructura bidimensional heterogénea y viscoelástica con una superficie libre plana. Además, el código permite generar modelos numéricos unidimensionales a partir del perfil bidimensional ingresado. Los modelos son perturbados a través de un frente de ondas dado por una función fuente tipo Gabor ubicada a una profundidad de 5.0 km y con una frecuencia máxima de 5.0 Hz. En un modelamiento bidimensional para poder obtener las 3 componentes del sismo, se requieren 3 simulaciones. La primera simulación de tipo P-SV se realiza para las ondas SV, la segunda de tipo SH se ejecuta para ondas SH y la tercera, de tipo P-SV, para ondas de tipo P. Los resultados muestran como la geometría de la Cuenca y el tipo de suelo existente modifica la respuesta en superficie. La zona norte, norponiente y poniente evidencian una gran generación de ondas superficiales que incrementan la duración del movimiento producto de las bajas velocidades de onda de corte de sus suelos y la múltiple interacción de ondas con los afloramientos rocosos. Por otro lado, se verifica el buen comportamiento sísmico de la grava de Santiago, tanto en los sismogramas sintéticos con una duración más corta del movimiento, como en el dominio espectral con razones espectrales prácticamente planas. Los modelos unidimensionales no logran captar las múltiples interacciones de ondas con los afloramientos rocosos, generando sismogramas sintéticos de menor duración que los obtenidos con una simulación bidimensional, en la zona norte, norponiente y poniente. Para depósitos de grava de Santiago, prácticamente no existen diferencias entre simulaciones unidimensionales y bidimensionales. Para la modelación bidimensional, los resultados entregan una buena consistencia entre las curvas de razones espectrales H/V medidas y simuladas. Esto permite concluir que, para la geometría del basamento rocoso considerada, las velocidades de propagación de onda definidas son representativas de los depósitos de la Cuenca.

A mis padres, por su constante apoyo y amor

AGRADECIMIENTOS

Quisiera comenzar agradeciendo a mis padres, Mili y Victor, por todo el amor y apoyo fundamental durante mi vida, en especial durante el desarrollo de este proceso. Por sus palabras de aliento, consejos y comprensión, gracias por preocuparse de que nunca me faltara algo y siempre creer en mí. Por el sacrificio para entregarme siempre lo mejor y por todo lo que me han enseñado. A mi hermano, Felipe, gracias por los buenos momentos vividos, consejos y apoyo en todos estos años. Nada de esto sería posible sin ustedes.

Mi abuela Teresa, presente en todas las etapas de mi vida y la más orgullosa de mis logros, no podría estar más agradecido de que estés a mi lado en estos momentos. A mi tía Ale, por tu cariño incondicional desde que tengo memoria y todos los buenos momentos. A los que nos dejaron en estos años, pero que su recuerdo está siempre presente, mi abuela Marta y Sonia.

A Melissa, por tu apoyo y ayuda durante este tiempo, por tus consejos y tu inagotable motivación y alegría. Por todas las grandes aventuras que hemos vivido y las que vendrán. Gracias por subirme el ánimo en los momentos difíciles y hacer que todo se viera mejor, por creer en mí y acompañarme de manera incondicional.

A mis queridos amigos serenenses que han estado desde siempre, por todas las risas y grandes momentos que logran animar a cualquiera. Qué lindo ver como hemos crecido y que la amistad sigue intacta a pesar de todos los diferentes caminos que cada uno ha tomado.

Todas las grandes personas que conocí en Beauchef y en especial a las personas de la pecera, donde nunca faltaron las risas, buenos momentos y las sacadas de vuelta necesarias dentro de todo el estrés. Gracias por el apoyo de todos, por el conocimiento compartido y la buena onda. No podría mencionarlos a todos aquí, pero agradezco esta gran etapa que compartí con ustedes, me llevo los mejores recuerdos de todo este tiempo.

Profesor César Pastén, gracias por siempre estar presente desde mi llegada al magister. Por confiar en mí para el desarrollo de esta investigación, por todo el tiempo dedicado, las incontables reuniones, consejos, ayuda y preocupación. Al profesor Sergio Ruiz, gracias por siempre darme el tiempo para resolver mis dudas, transmitirme su conocimiento y por todo el apoyo brindado. A los profesores Felipe Leyton y Rodrigo Astroza, por sus valiosos aportes y comentarios durante toda esta investigación.

Al Fondo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (FONDECYT) por financiar este trabajo mediante el proyecto 1190995.

Esta tesis fue parcialmente apoyada por la infraestructura de supercómputo del NLHPC (ECM-02).

¡Gracias totales!

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivo general	3
1.3. Objetivos específicos	3
1.4. Estructura de la tesis.....	3
2. MODELAMIENTO NUMÉRICO EN SISMOLOGÍA	5
2.1. Ecuación de movimiento	6
2.2. Leyes constitutivas y modelos reológicos del continuo	7
2.2.1. Ley constitutiva elástica.....	7
2.2.2. Ley constitutiva viscoelástica.....	8
2.2.3. Modelo de Maxwell generalizado (GMB-EK)	10
2.3. Método de diferencias finitas (FDM).....	13
2.3.1. Formulaciones del esquema de diferencias finitas	15
2.3.2. Grillas de espacio-tiempo	16
2.4. Investigaciones en la Cuenca de Santiago	19
2.4.1. La Cuenca de Santiago	19
2.4.2. Simulaciones realizadas en otras cuencas del mundo	28
3. MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE SANTIAGO ..	37
3.1. Geomorfología de la Cuenca	37
3.2. Unidades geológicas-geotécnicas.....	38
3.2.1. Respuesta sísmica de los diferentes tipos de suelos	42
4. ELABORACIÓN DE MODELOS NUMÉRICOS.....	48
4.1. Red de estaciones temporales.....	48
4.2. Mediciones locales de microvibraciones	50
4.3. Determinación de velocidades de onda	53
4.4. Modelos geológicos-geotécnicos	57
4.4.1. Perfil NS	62
4.4.2. Perfil EW.....	64
4.4.3. Perfil CD	65
4.4.4. Consideraciones generales	66
5. MODELAMIENTO NUMÉRICO DE LOS PERFILES DE LA CUENCA	68
5.1. Caso de estudio y consideraciones.....	68
5.2. Perfil NS.....	71

5.3. Perfil EW	79
5.4. Perfil CD.....	86
6. ANÁLISIS DE RESULTADOS	94
6.1. Sismogramas sintéticos	94
6.1.1. Perfil NS	94
6.1.2. Perfil EW.....	97
6.1.3. Perfil CD	100
6.2. Velocidad de partícula en profundidad	103
6.2.1. Perfil NS	103
6.2.2. Perfil EW.....	107
6.2.3. Perfil CD	111
6.3. Funciones de amplificación	115
6.3.1. Perfil NS	115
6.3.2. Perfil EW.....	120
6.3.3. Perfil CD	123
6.4. Comparación de razones espectrales medidas y simuladas.....	126
6.4.1. Perfil NS	126
6.4.2. Perfil EW.....	128
6.4.3. Perfil CD	130
6.5. Comparación de frecuencias predominantes	132
6.6. Comparación de factores de amplificación.....	139
6.7. Distribución de PGV y daño asociado a terremotos	145
6.8. Factor de agravación relativo a un análisis unidimensional	151
6.8.1. Perfil NS	152
6.8.2. Perfil EW.....	154
6.8.3. Perfil CD	155
6.9. Movimiento de partícula en superficie	157
6.10. Eventos ocurridos en la Cuenca y sus características	159
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	165
7.1. Conclusiones.....	165
7.2. Recomendaciones.....	167
BIBLIOGRAFÍA	169
ANEXOS	174

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1: Volumen V de un sólido continuo encerrado por una superficie S . El volumen Ω con superficie $S\Omega$, es un volumen de control considerado en la derivación de la ecuación de movimiento (Moczo et. al., 2014)	6
Figura 2.2: Esquema y ecuaciones de un modelo de Hooke y Newtoniano en el dominio del tiempo y la frecuencia y su relación tensión-deformación. (a) Hooke y (b) Newtoniano (Moczo et. al., 2014).....	10
Figura 2.3: (a) Esquema de un modelo de Maxwell clásico (MB); (b) Comportamiento de un material en deformación $\varepsilon(t)$ y tensión $\sigma(t)$ con respecto al tiempo en un modelo de clásico de Maxwell. (c) Modelo de Maxwell generalizado modificado por Emmerich & Korn (1987). MB corresponde a un modelo de Maxwell clásico. Los subíndices I y H es el modelo de Maxwell clásico y el resorte adicional, respectivamente (Moczo et. al., 2014)	11
Figura 2.4: Esquema de una grilla convencional, colocada, parcialmente escalonada y escalonada, según la formulación correspondiente. El superíndice “m” corresponde al intervalo de tiempo. (Moczo et. al., 2014)	18
Figura 2.5: Perfil de estudio sobre la Cuenca de Santiago (Toledo, 2008)	20
Figura 2.6: Perfil de estudio y detalle de la malla, donde el color café corresponde a la topografía y el amarillo a la geometría del basamento rocoso (sup.) y frecuencias obtenidas a través del estudio de microvibraciones a lo largo del perfil (mod. Toledo, 2008)	21
Figura 2.7: Modelos de velocidad de onda de corte en la Cuenca de Santiago (Pilz et. al., 2010)	22
Figura 2.8: Dominio adoptado para el modelamiento de la Cuenca de Santiago y detalle de la zona de ruptura (Pilz et. al., 2011).....	24
Figura 2.9: Razones espectrales obtenidas para diferentes zonas de la Cuenca de Santiago para el sismo de abril de 2010 (Pilz et. al., 2011). En color rojo se muestran los HVSR medidos en terreno y en negro los calculados a partir de la simulación.....	25
Figura 2.10: Factor de amplificación de PGV, calculado como la diferencia entre el PGV sin considerar topografía y el PGV con topografía y dividido por el PGV sin topografía (Pilz et. al., 2011)	26
Figura 2.11: Dominio del modelo numérico y propiedades dinámicas (Cortés, 2018)....	27
Figura 2.12: Modelo numérico y consideración de la zona de ruptura (Cortés, 2018) ...	28
Figura 2.13: Geometría del valle de Parkway. Los puntos representan las estaciones ubicadas en el valle (Chávez-García, 2003)	30
Figura 2.14: Comparación entre funciones de transferencia simuladas y observadas, componente NS, para estaciones señaladas en Figura 2.13. La línea gruesa representa el promedio de la función de transferencia observada. La línea delgada muestra la función de transferencia obtenida a través de la simulación (Chávez-García, 2003)	31
Figura 2.15: Modelo de la cuenca de Grenoble utilizado por Chaljub et. al. (2010) para la simulación	32

Figura 2.16: (a) Sismogramas sintéticos de receptor R02 (ver Figura 2.15) para 4 diferentes métodos numéricos. (b) Espectros de respuestas respectivos (Chaljub et. al. 2010).....	33
Figura 2.17: Mapa de contorno de la cuenca de Mydonian, mostrando la profundidad del basamento rocoso. Las cuatro líneas muestran las extensiones del dominio computacional de las secciones utilizadas en el modelamiento (Makra et. al., 2016)....	34
Figura 2.18: Propiedades de los materiales considerados para las 3 capas de sedimentos y la roca basal en el modelo de Mygdonian (Makra et. al., 2016)	34
Figura 2.19: Perfiles bidimensionales utilizados por Makra et. al. (2016) para simular la propagación de ondas en la cuenca de Mydonian	35
Figura 2.20: Comparación de la razón espectral para la estación TST en el centro del sitio (ver Figura 2.17), calculada a partir del registro de un sismo de magnitud Mw 4.4 y la obtenida de simulaciones (Maufroy et. al., 2015)	36
Figura 3.1: Modelo tridimensional de la Cuenca de Santiago (mod. Vergara, 2015)	37
Figura 3.2: Curvas de nivel de la geometría del basamento rocoso; (a) Profundidad del basamento (Araneda et. al., 2000), mod. Vergara (2015) y (b) Espesor de los sedimentos en metros (mod. González et. al., 2018).	38
Figura 3.3: Ubicación de los perfiles sobre geología superficial mod. Leyton et. al., 2010. El contorno negro representa los límites del radio urbano.	41
Figura 3.4: Razones espectrales de registros medidos en estaciones banda ancha. Ejemplo de respuesta plana (tipo 4) esperada en la unidad II. La línea negra sólida representa el promedio de todas las ventanas seleccionadas y la superficie sombreada gris, la desviación estándar.....	43
Figura 3.5: Razones espectrales de campañas locales (Pastén, 2007). Ejemplo de respuesta esperada en la unidad IIIa.; (a) tipo 2 y (b) tipo 4.	43
Figura 3.6: Razones espectrales de registros medidos en estaciones banda ancha. Ejemplo de respuesta esperada en la unidad VII; (a) tipo 1 y (b) tipo 2.	44
Figura 3.7: Interpretación geológica perfil de orientación noroeste-sureste (Gálvez, 2012). La especificación de los sondajes utilizados para la caracterización del perfil se encuentra en Gálvez (2012). La elevación del basamento rocoso fue obtenida a través de Araneda et. al. (2000).	45
Figura 3.8: Razones espectrales de campañas locales (Pastén, 2007). Ejemplo de respuesta esperada en la unidad VI; (a) tipo 1 y (b) tipo 2.	45
Figura 3.9: Perfil A-A' con orientación poniente-oriente y perfil B-B' con orientación nortesur definido por Lagos (2003).....	47
Figura 4.1: Red temporal de estaciones banda ancha instaladas en la Cuenca. En amarillo se destacan las estaciones utilizadas en este trabajo.	48
Figura 4.2: Razones espectrales de estaciones banda ancha. Los símbolos representan los tipos de HVSR. Círculo, tipo 1; Cuadrado, tipo 2; Círculo con X, tipo 4. Los colores representan la amplitud del <i>peak</i> de la frecuencia predominante según escala mostrada.	49

Figura 4.3: Mediciones de microvibraciones sobre perfiles NS (rojo), EW (verde) y CD (celeste).....	51
Figura 4.4: Perfiles de velocidad de onda de corte, zona central, este y sur (Pastén et. al., 2016)	54
Figura 4.5: Velocidades de onda de corte de los primeros 30 m en diferentes unidades de la Cuenca de Santiago (Leyton et. al., 2010)	56
Figura 4.6: Velocidad de onda de corte según tipo de suelo.....	57
Figura 4.7: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil NS. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018) La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.....	59
Figura 4.8: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil EW. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018) La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.....	60
Figura 4.9: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil CD. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018). La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.....	61
Figura 5.1: Función fuente tipo Gabor utilizada para el Estudio A. (a) Dominio del tiempo y (b) Dominio espectral.	70
Figura 5.2: Ejemplo señal en el dominio espectral sin filtrar, filtrada y suavizada para receptor en (a) superficie libre, (b) afloramiento rocoso y (c) función de transferencia calculada como la razón entre el espectro de la superficie libre y el espectro del afloramiento rocoso.....	71
Figura 5.3: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil NS.	73
Figura 5.4: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil NS. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	74
Figura 5.5: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil NS.....	75
Figura 5.6: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil NS.	76
Figura 5.7: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil NS.	77
Figura 5.8: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil NS. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	78

Figura 5.9: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil EW.....	80
Figura 5.10: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil EW. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	81
Figura 5.11: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil EW.....	82
Figura 5.12: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil EW.....	83
Figura 5.13: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil EW.....	84
Figura 5.14: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil EW. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	85
Figura 5.15: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil CD.	88
Figura 5.16: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil CD. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	89
Figura 5.17: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil CD.	90
Figura 5.18: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil CD.	91
Figura 5.19: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil CD.	92
Figura 5.20: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil CD. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.....	93
Figura 6.1: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil NS, a partir de una función fuente tipo Gabor ubicada a 5 km de profundidad. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal, transversal y vertical, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.	96
Figura 6.2: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil NS. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.....	97
Figura 6.3: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil EW. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal SV, transversal SH y vertical SV, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.	99
Figura 6.4: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil EW. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un	

modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.....	100
Figura 6.5: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil CD. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal SV, transversal SH y vertical SV, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.	102
Figura 6.6: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil CD. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.....	103
Figura 6.7: Secciones A', B' y C' en el perfil NS.....	104
Figura 6.8: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil NS. La distancia entre receptores es de 200 m.....	106
Figura 6.9: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil NS. La distancia entre receptores es de 200 m	107
Figura 6.10: Sismogramas ubicados en profundidad en las secciones A', B' y C' señaladas con línea roja en el perfil EW.....	108
Figura 6.11: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil EW. La distancia entre receptores es de 200 m.....	110
Figura 6.12: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil EW. La distancia entre receptores es de 200 m.	111
Figura 6.13: Sismogramas ubicados en profundidad en las secciones A', B' y C' señaladas con línea roja en el perfil CD.	112
Figura 6.14: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil CD. La distancia entre receptores es de 200 m.....	114
Figura 6.15: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil CD. La distancia entre receptores es de 200 m	115
Figura 6.16: Sismograma de referencia, Perfil NS. Dominio del tiempo (izquierda) y de las frecuencias (derecha). La componente vertical en el dominio del tiempo para onda S fue amplificada por un factor de 2.	116

Figura 6.17: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil NS. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.	118
Figura 6.18: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales a partir de la Figura 6.17, perfil NS.....	119
Figura 6.19: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil EW. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.	121
Figura 6.20: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales, perfil EW.....	122
Figura 6.21: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil CD. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.	124
Figura 6.22: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales, perfil CD.	125
Figura 6.23: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil NS	128
Figura 6.24: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil EW	130
Figura 6.25: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil CD	132
Figura 6.26: Comparación entre modelos 2D y 1D para frecuencias predominantes. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.	133
Figura 6.27: Comparación de frecuencias predominantes entre modelos 2D y 1D. Izquierda: Modelo 2D. Derecha: Modelo 1D. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.	133
Figura 6.28: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil NS. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.....	136
Figura 6.29: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil EW. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.....	137
Figura 6.30: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil CD. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.....	138
Figura 6.31: Comparación entre modelos 2D y 1D para amplitudes espectrales. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.	139
Figura 6.32: Comparación de amplitudes espectrales. Izquierda: Modelo 2D. Derecha: Modelo 1D. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.	140

Figura 6.33: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil NS.	142
Figura 6.34: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil EW.	143
Figura 6.35: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil CD.	144
Figura 6.36: Razón entre espectro horizontal y vertical de la base y afloramiento. La línea roja discontinua muestra la unidad.....	145
Figura 6.37: Puntos de observación de intensidad sísmica para el terremoto de 1985 (Leyton et. al., 2010)	147
Figura 6.38: Comparación de sismogramas de referencia para cada perfil. (a) Comparación de sismogramas con 30 segundos de duración; (b) Detalle del <i>peak</i> de los sismogramas de referencia; (c) Sismogramas de referencia en el dominio espectral..	148
Figura 6.39: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil NS.	149
Figura 6.40: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil EW.	150
Figura 6.41: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil CD.	151
Figura 6.42: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil NS.....	152
Figura 6.43: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil NS	153
Figura 6.44: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil EW	154
Figura 6.45: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil EW	155
Figura 6.46: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil CD.....	156
Figura 6.47: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil CD	156
Figura 6.48: Movimiento de partícula en superficie para cada perfil. El movimiento observado corresponde al plano longitudinal y vertical.	158
Figura 6.49: Ubicación de estaciones banda ancha sobre geología superficial. Pastén et. al. (2016) sobre geología superficial propuesta por Leyton et. al (2010).....	159
Figura 6.50: Sismogramas medidos en la Cuenca de Santiago para diferentes tipos de suelos. Evento 24.....	161
Figura 6.51: Sismogramas medidos en la Cuenca de Santiago para diferentes tipos de suelos. Evento 33.....	162
Figura 6.52: Sismogramas sintéticos con receptores emplazados sobre estaciones banda ancha. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinales SV y transversales SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada por un factor de 2.	163

Figura 6.53: Sismogramas sintéticos con receptor emplazado sobre estación DG27. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinales SV y transversales SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada por un factor de 2. 164

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Principales métodos numéricos de dominio utilizados	13
Tabla 2.2: Duración de estaciones ubicadas en la Cuenca relativas a la duración de una estación de referencia SC (Pilz .et. al., 2011)	26
Tabla 2.3: Dimensiones laterales de diferentes cuencas (Mod. Zhu, 2018)	29
Tabla 4.1: Estaciones banda ancha utilizadas en los perfiles	49
Tabla 4.2: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil NS	52
Tabla 4.3: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil EW.....	52
Tabla 4.4: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil CD.	53
Tabla 4.5: Parámetros referenciales para diferentes tipos de suelo de la Cuenca de Santiago (Bonney-Claudet et. al., 2009)	55
Tabla 4.6: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil NS	63
Tabla 4.7: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil EW	65
Tabla 4.8: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil CD	66

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Motivación

La Cuenca de Santiago está ubicada en Chile Central (latitud 33.5°S, longitud 70.7°W), con 7 millones de habitantes, concentra aproximadamente un 40% de la población del país. En un principio la ciudad estaba emplazada principalmente en su casco histórico, compuesto mayormente por un suelo muy competente, denominado grava de Santiago. Sin embargo, con el aumento de la población, la ciudad se ha extendido a zonas donde se han detectado suelos con propiedades dinámicas deficientes.

La Cuenca se ubica en una zona de subducción con permanente actividad sísmica por lo que, en consecuencia, ha sido afectada por grandes terremotos a lo largo de su historia. Producto del terremoto de Valparaíso de 1985 ($M_w=8.0$) se registraron intensidades MSK-64 de hasta 8.5, siendo fuertemente influenciado por la geología local (Monge y Astroza, 1989 y Leyton et. al., 2010). Luego, para el terremoto del Maule del 2010 ($M_w=8.8$) las mayores intensidades volvieron a producirse en las mismas zonas, confirmando el deficiente comportamiento sísmico de cierto tipo de suelos y sectores, así como también, se mantuvo el buen comportamiento de la grava de Santiago, evidenciando intensidades menores (Molina, 2011).

Diversos estudios se han enfocado en poder caracterizar sísmicamente los depósitos de la Cuenca, la profundidad del basamento rocoso y la correlación de daños con la geología local (Araneda et. al., 2000, Lagos, 2003, De La Hoz, 2007, Pastén, 2007, Bonnefoy-Claudet et. al., 2009, Pilz et. al., 2010, Leyton et. al., 2010, Pilz et. al., 2011, Vergara, 2015, Saez, 2016 Salomón, 2017, González et. al., 2018, por mencionar algunos), con la finalidad de explicar e identificar los factores que afectan la amplificación sísmica en una cuenca de grandes dimensiones y con suelos de variado origen geológico y diferentes competencias geotécnicas. Así como también, el poder generar microzonificaciones sísmicas en post de un desarrollo de la infraestructura que logre un buen comportamiento en todas las zonas de la ciudad.

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 en algunos casos puede ser suficiente para capturar las características básicas de la respuesta sísmica, sin embargo, existen varios casos en donde la concentración de daños no puede ser explicada con modelos simplificados (Paolucci et. al., 2000). Si bien estos softwares unidimensionales se pueden utilizar en un computador ordinario, 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 (Stripajova et. al., 2018 y Makra et. al., 2016).

Si bien los modelos bidimensionales siguen presentando simplificaciones con respecto a modelos 3D, las diferencias en términos de resultados son pequeñas, siendo más relevantes las características de la excitación (Makra et. al., 2016). 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 realista de grandes dimensiones.

Algunas simulaciones de propagación de ondas sísmicas y de terremotos han sido realizadas en la Cuenca de Santiago. Toledo (2008), generó un modelo simplificado de la Cuenca denominándolo, modelo de orden cero, con un perfil de velocidades homogénea. Sus resultados concluyen que, si bien este modelo fue útil para entender algunas propiedades importantes en la respuesta de sitio, no se logra una simulación realista, alcanzando frecuencias máximas en torno a 1.0 [Hz] y encontrando poca coherencia entre lo modelado y los casos reales de estudio.

Por su parte, Pilz et. al. (2011) realizaron un modelamiento numérico 3D de la Cuenca con una frecuencia máxima de 1.8 [Hz] y un modelo de velocidades homogéneo para todo el dominio concluyendo que, si bien, la simulación logra un cierto grado de consistencia en los sismogramas, la predicción no es lo suficientemente robusta, presentando cierto grado de variabilidad debido al método numérico y a la complejidad estructural del modelo.

Más recientemente, Cortés (2017) utilizó los modelos de velocidad de Pilz et. al. (2010) y Pilz et. al. (2011) para realizar un modelamiento enfocado en el efecto de un terremoto ocurrido en la Falla de San Ramón, comparándolo con aproximaciones dadas por el método GMPE (*ground motion prediction equations*), concluyendo que la simulación es capaz de describir una fuente cercana para períodos cortos (PGA) para todas las magnitudes, manteniendo una relación similar de atenuación peak-distancia respecto a entregado por GMPE, especialmente para grandes magnitudes.

Sin embargo, hasta el momento no se ha logrado realizar un modelamiento que alcance mayores frecuencias, que contengan un modelo de velocidades detallado y específico de cada sector de la Cuenca y que pueda representar de forma realista la compleja interacción entre el sedimento y el basamento rocoso, así como también las múltiples reflexiones y refracciones de ondas en los suelos y las fronteras naturales que generan los variados afloramientos rocosos presentes.

Dados los antecedentes expuestos, esta investigación busca generar modelos bidimensionales de la Cuenca de Santiago que logren un mayor nivel de detalle en la caracterización dinámica de los diferentes depósitos de suelos, con frecuencias máximas de hasta 5.0 [Hz] y un basamento rocoso perfilado de acuerdo con los nuevos estudios gravimétricos disponibles. Para esto, se desarrollan 3 perfiles que cruzan la Cuenca en orientación Norte-Sur y Este-Oeste y son modelados a través del código basado en el método de diferencias finitas 2DFD_DVS (Kristek et. al., 2002, Kristek et. al., 2003, Moczo et. al., 2004 y Moczo et. al., 2007), desarrollado por el grupo NuQuake (<http://www.nuquake.eu>), el cual simula la propagación de ondas y la ocurrencia de sismos en una estructura bidimensional heterogénea y viscoelástica con una superficie libre plana. Además, los resultados son contrastados con simulaciones unidimensionales

realizadas a través del mismo software, pudiendo identificar las zonas de la Cuenca que presentan sensibilidad según la geometría que se considere.

1.2. Objetivo general

Realizar un modelamiento numérico bidimensional de la Cuenca de Santiago, que considere un modelo de velocidades detallado y un rango de frecuencias de hasta 5.0 [Hz], en 3 perfiles representativos de la Cuenca, logrando identificar las zonas que presentan mayor amplificación sísmica. Además, comparar la respuesta dinámica al considerar una geometría bidimensional y unidimensional.

1.3. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de esta investigación son los siguientes:

- Recopilar información de sondajes profundos, frecuencias predominantes, velocidad de onda de corte y estudios gravimétricos, que permita caracterizar los diferentes tipos de depósitos presentes en cada perfil a modelar.
- Caracterizar cada perfil definiendo las diferentes estratificaciones y propiedades dinámicas de cada suelo
- Simular la propagación de ondas sísmicas producto de un plano de ondas incidente dado por una función fuente tipo Gabor.
- Identificar las zonas que provocan mayores amplificaciones sísmicas y correlacionarlas con el nivel de daño evidenciado en los últimos terremotos que afectaron a esta Cuenca.
- Comparar la respuesta bidimensional y unidimensional de cada perfil, determinando la sensibilidad que presentan con la geometría y que son sub/sobrestimadas al ser modeladas de manera convencional.

1.4. Estructura de la tesis

Esta tesis consta de 7 capítulos, comenzando con el capítulo 1 que enmarca e introduce el estudio. Luego, el capítulo 2 se centra en la descripción y contextualización del modelamiento numérico enfocado en la simulación de propagación de ondas y de terremotos. El capítulo 3 describe la Cuenca de Santiago, en términos geológicos y geotécnicos, detallando los tipos de suelos y la respuesta sísmica característica de estos. El capítulo 4 describe como se elaboró cada perfil, recopilando las mediciones geofísicas que se han realizado en la Cuenca y exponiendo los antecedentes utilizados para la caracterización de los suelos logrando como resultado los 3 perfiles que se modelarán. El capítulo 5, presenta el caso de estudio y las consideraciones realizadas, para luego mostrar los diferentes resultados obtenidos. El capítulo 6 muestra en detalle los sismogramas sintéticos de puntos de control representativos y un post procesamiento de los sismogramas sintéticos, utilizados para evaluar la precisión de cada modelo y

comparar su respuesta bidimensional y unidimensional. Finalmente, el capítulo 7 es referente a las conclusiones más relevantes de esta investigación y las recomendaciones para futuros pasos a seguir.

2. MODELAMIENTO NUMÉRICO EN SISMOLOGÍA

La mayor parte de este capítulo se basa en las publicaciones “*The Finite-Difference and Finite-Element Modeling of Seismic Wave Propagation and Earthquake Motion*” de Moczo et. al. (2007) y “*The Finite-Difference Modelling of Earthquake Ground Motions*” por Moczo et. al. (2014). Si bien, se mencionarán los principales métodos de dominio utilizados en la simulación de propagación de ondas sísmicas y de terremotos, este capítulo estará fuertemente centrado en el método de diferencias finitas (*Finite Difference Method* o FDM), utilizado en el código empleado en este trabajo.

Los métodos numéricos se utilizan porque los métodos analíticos no permiten obtener soluciones a problemas con estructuras complejas (e.g., modelos geológicos a gran escala), los cuales son imprescindibles para estudiar los fenómenos sísmológicos involucrados a escalas globales o regionales. Básicamente, un método numérico transforma una formulación diferencial o integral de un problema, en un sistema algebraico de ecuaciones, lo que presenta una gran ventaja ya que puede ser solucionado eficientemente con el uso de un computador (Moczo et. al., 2007).

Los métodos numéricos permiten simular la propagación de ondas y el movimiento sísmico de suelos heterogéneos y capas irregulares, interfaz suelo-basamento rocoso con geometría compleja y una atenuación realista. En la actualidad se cuenta con computadores de alto rendimiento que son capaces de ejecutar este tipo de modelos con una densa discretización de la grilla, sin mayores inconvenientes, alcanzando frecuencias que son de interés para sismólogos e ingenieros (Graves, 1996). Debido a la necesidad de predecir el nivel de daño que puede producir la ocurrencia de un terremoto en ciudades pobladas, el modelamiento numérico se presenta como una herramienta de gran utilidad para el desarrollo de la sísmología en zonas que son susceptibles a presentar efecto de sitio, permitiendo contribuir al mejor entendimiento de los procesos de la fuente sísmica, efectos de trayectoria de ondas y la respuesta de una cuenca o depósito (Pitarka et. al., 1999; Bielak et. al., 2003 y Moczo et. al., 2007).

Existe una gran variedad de métodos tiempo-dominio desarrollados para la simulación de terremotos. Estos pueden dividirse en tres grandes grupos: métodos de contorno (*boundary methods*), métodos de dominio (*domain methods*) y métodos híbridos (*hybrid methods*). Los métodos de contorno son considerados más precisos que los de dominio, pero son menos eficientes en términos computacionales. Debido a esto, los métodos de dominio predominan en el modelamiento de terremotos ya que se encuentran en el balance entre precisión y eficiencia computacional. Finalmente, los métodos híbridos nacen de la necesidad de poder integrar las ventajas de dos o más métodos en un modelo numérico superando las limitaciones de cada uno.

Según lo descrito por Moczo et. al. (2014), para poder realizar una simulación numérica razonable, se debe contar con un modelo físico del medio de interés. En general, un modelo físico es definido según las variaciones tridimensionales de todos los parámetros que determinan la propagación de ondas sísmicas, para lo cual, en estructuras cercanas a la superficie libre, el material puede ser modelado como continuo heterogéneo isotrópico lineal viscoelástico. El modelo físico, además, debe considerar la atenuación real de los materiales (Moczo et. al., 2007), por lo que un medio perfectamente elástico o

una aproximación simplificada no es suficiente, debiendo considerar al menos un modelo viscoelástico que permita reflejar la dependencia de la atenuación con la frecuencia y su variación espacial.

2.1. Ecuación de movimiento

Considerando un material continuo de volumen V y superficie S , los parámetros del material serán funciones continuas en el espacio de V . Además, se tiene un volumen arbitrario Ω con superficie S^Ω dentro del volumen V . Siendo \vec{n}^Ω un vector normal a la superficie S^Ω con dirección hacia afuera del volumen Ω , $\vec{f}(x_k, t)$, las fuerzas de volumen actuando en Ω y $\vec{T}^\Omega(x_k, t)$ la tracción actuando en la superficie S^Ω . Donde x_k ; $k \in \{1, 2, 3\}$ son las coordenadas cartesianas y t , el tiempo.

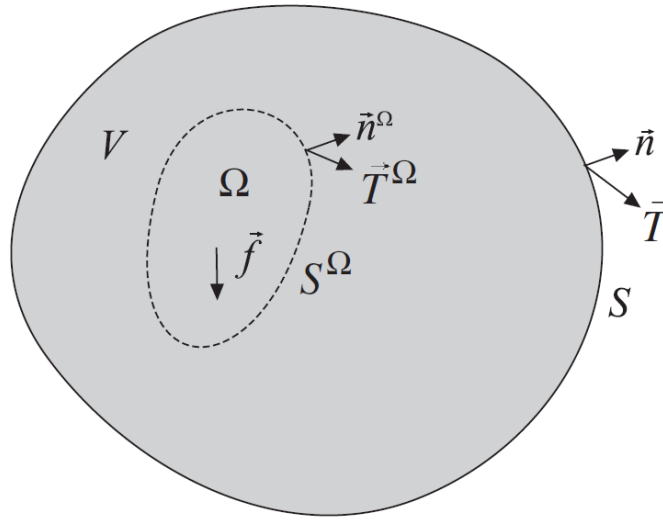


Figura 2.1: Volumen V de un sólido continuo encerrado por una superficie S . El volumen Ω con superficie S^Ω , es un volumen de control considerado en la derivación de la ecuación de movimiento (Moczo et. al., 2014)

Por lo tanto, si $\vec{u}(u_1, u_2, u_3)$ es el vector de desplazamiento, se tiene que el tensor de deformaciones, ε_{ij} , está dado por la Ecuación (2.1).

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right); \quad i, j \in \{1, 2, 3\} \quad (2.1)$$

Ahora, aplicando la segunda ley de Newton al volumen de control Ω :

$$\frac{d}{dt} \int_{\Omega} \rho \frac{\partial u_i}{\partial t} dV = \int_{S^\Omega} T_i^\Omega dS + \int_{\Omega} f_i dV \quad (2.2)$$

Como Ω y S^Ω se mueven de manera solidaria con las partículas del sólido, la masa ρdV no cambia con respecto al tiempo. Por lo tanto:

$$\int_{\Omega} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} dV = \int_{S^{\Omega}} T_i^{\Omega} dS + \int_{\Omega} f_i dV \quad (2.3)$$

Considerando que en la superficie S^{Ω} la componente de tracción T_i^{Ω} , se relaciona con el tensor de tensiones σ_{ij} según la fórmula de Cauchy, se tiene lo mostrado a continuación en la Ecuación (2.4).

$$T_i^{\Omega} = \sigma_{ij} \cdot n_j^{\Omega} \quad (2.4)$$

Finalmente, asumiendo que el tensor de tensiones es continuo en todo el volumen Ω , es posible aplicar el teorema de divergencia de Gauss:

$$\int_{S^{\Omega}} T_i^{\Omega} dS = \int_{S^{\Omega}} \sigma_{ij} \cdot n_j^{\Omega} dS = \int_{\Omega} \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} dV \quad (2.5)$$

De esta forma, la ecuación de movimiento queda escrita de la siguiente forma:

$$\int_{\Omega} \left(\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - f_i \right) dV = 0 \quad (2.6)$$

Por lo tanto, para todo volumen V se tiene la Ecuación (2.7). La cual, junto con la condición de borde en la superficie, $T_i = \sigma_{ij} \cdot n_j$, representan la formulación fuerte del problema.

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} - f_i = 0 \quad (2.7)$$

2.2. Leyes constitutivas y modelos reológicos del continuo

Para poder resolver la ecuación de movimiento se necesita una ley constitutiva que relacione los tensores de tensiones y deformaciones y consecuentemente el tensor de tensiones con el vector de desplazamiento. Para poder representar de manera realista un material este debe ser gobernado por una ley constitutiva que, en lo posible, integre los factores más relevantes. En esta sección se describirán las dos principales leyes constitutivas: Elástica y viscoelástica. Además, se mencionarán los modelos reológicos básicos para la generación de otros más complejos y el modelo de Maxwell generalizado modificado por Emmerich & Korn (1987), utilizado por el software 2DFD_DVS.

2.2.1. Ley constitutiva elástica

La ley de Hooke generalizada se puede escribir en forma de tensor según la Ecuación (2.8).

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \cdot \varepsilon_{kl} \quad (2.8)$$

Siguiendo aproximaciones propias del comportamiento de cada material, es posible simplificar las variables que describen a estos según sean isotrópicos, ortotrópicos o anisotrópicos, disminuyendo los parámetros considerablemente según sea el caso de estudio. En este sentido, un material isotrópico es descrito mediante dos parámetros elásticos según la Ecuación (2.9).

$$\sigma_{ij} = \kappa \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \left(\varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \varepsilon_{kk} \delta_{ij} \right) \quad (2.9)$$

Donde κ y μ son el módulo de deformación volumétrica (*bulk modulus*) y de corte (*shear modulus*), respectivamente. δ_{ij} , se denomina delta de Kronecker, donde $\delta_{ij} = 1$ cuando $i = j$ y $\delta_{ij} = 0$ si $i \neq j$.

Si, además se define $\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu$, con λ y μ constantes de Lamé, la Ecuación (2.9) queda descrita como:

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (2.10)$$

Y reemplazando el término de deformación según lo definido en la Ecuación (2.1):

$$\sigma_{ij} = \lambda \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \delta_{ij} + \mu \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (2.11)$$

La Ecuación (2.11) representa la relación tensión-deformación para un medio elástico e isotrópico en función de los parámetros de Lamé.

2.2.2. Ley constitutiva viscoelástica

Por otro lado, para considerar el factor del tiempo dentro de la relación tensión-deformación, se desarrolla una ley constitutiva viscoelástica, según sigue a continuación:

$$\sigma_{ij}(t) = \int_{-\infty}^t \psi_{ijkl}(t - \tau) \frac{\partial \varepsilon_{kl}(\tau)}{\partial t} d\tau \quad (2.12)$$

Donde ψ_{ijkl} es el tensor de las funciones de relajación que describen el comportamiento del material. Para un medio isotrópico, la Ecuación (2.12) puede escribirse como:

$$\begin{aligned} \sigma_{ij}(t) = & \delta_{ij} \int_{-\infty}^t \psi_{ijkl}^{\kappa}(t - \tau) \frac{\partial \varepsilon_{kk}(\tau)}{\partial t} d\tau \\ & + 2 \int_{-\infty}^t \psi_{ijkl}^{\mu}(t - \tau) \left[\frac{\partial \varepsilon_{kl}(\tau)}{\partial t} - \frac{1}{3} \frac{\partial \varepsilon_{kk}(\tau)}{\partial t} \delta_{ij} \right] d\tau \end{aligned} \quad (2.13)$$

Donde ψ_{ijkl}^{κ} y ψ_{ijkl}^{μ} son las funciones de relajación para los módulos de deformación volumétrica y de corte, respectivamente. Finalmente, de forma alternativa es posible escribir la Ecuación (2.13), usando el módulo tiempo-dependiente:

$$\sigma_{ij}(t) = \delta_{ij} \int_{-\infty}^t \kappa(t - \tau) \varepsilon_{kk}(\tau) d\tau + 2 \int_{-\infty}^t \mu(t - \tau) \left[\varepsilon_{ij}(\tau) - \frac{1}{3} \varepsilon_{kk}(\tau) \delta_{ij} \right] d\tau \quad (2.14)$$

Un medio que rige su comportamiento según una ley viscoelástica es claramente más complejo que uno del tipo elástico, ya que la tensión en cada ubicación espacial y en cada instante de tiempo es determinada no solo para la deformación en ese instante, sino que por un “historial” de deformación o una tasa de deformación en esa ubicación específica, recordando que un material del tipo viscoso tiene “memoria”.

A partir de las dos leyes constitutivas mencionadas anteriormente se genera una gran variedad de modelos reológicos. Dentro de los más simplificados y, de los cuales se desprenden modelos más complejos, se encuentra el sólido elástico de Hooke, consistente en un resorte de rigidez M (ver Figura 2.2), denominado módulo elástico, donde este único parámetro rige el comportamiento del material, el cual permanece invariable en el tiempo y las deformaciones solo dependen de la tensión aplicada. El esquema de este modelo, las ecuaciones en el dominio del tiempo y de las frecuencias y su relación tensión-deformación se muestra en la Figura 2.2. Al aplicar una tensión en un modelo de Hooke, este reacciona con una deformación instantánea, y luego al removerla esta desaparece sin dejar un residual, tal como se ve en la Figura 2.2a.

Por otro lado, el modelo Newtoniano, consiste únicamente en un amortiguador (ver Figura 2.2) y representa el comportamiento de un fluido viscoso, donde la tensión es proporcional a una cierta razón de deformación en el tiempo. Como se muestra en la Figura 2.2b, al aplicar una tensión en un tiempo t_0 , esta provoca una deformación que incrementa gradualmente hasta alcanzar el tiempo t_1 donde la tensión es retirada. La diferencia con un modelo de Hooke es que luego del instante t_1 la deformación no se recupera.

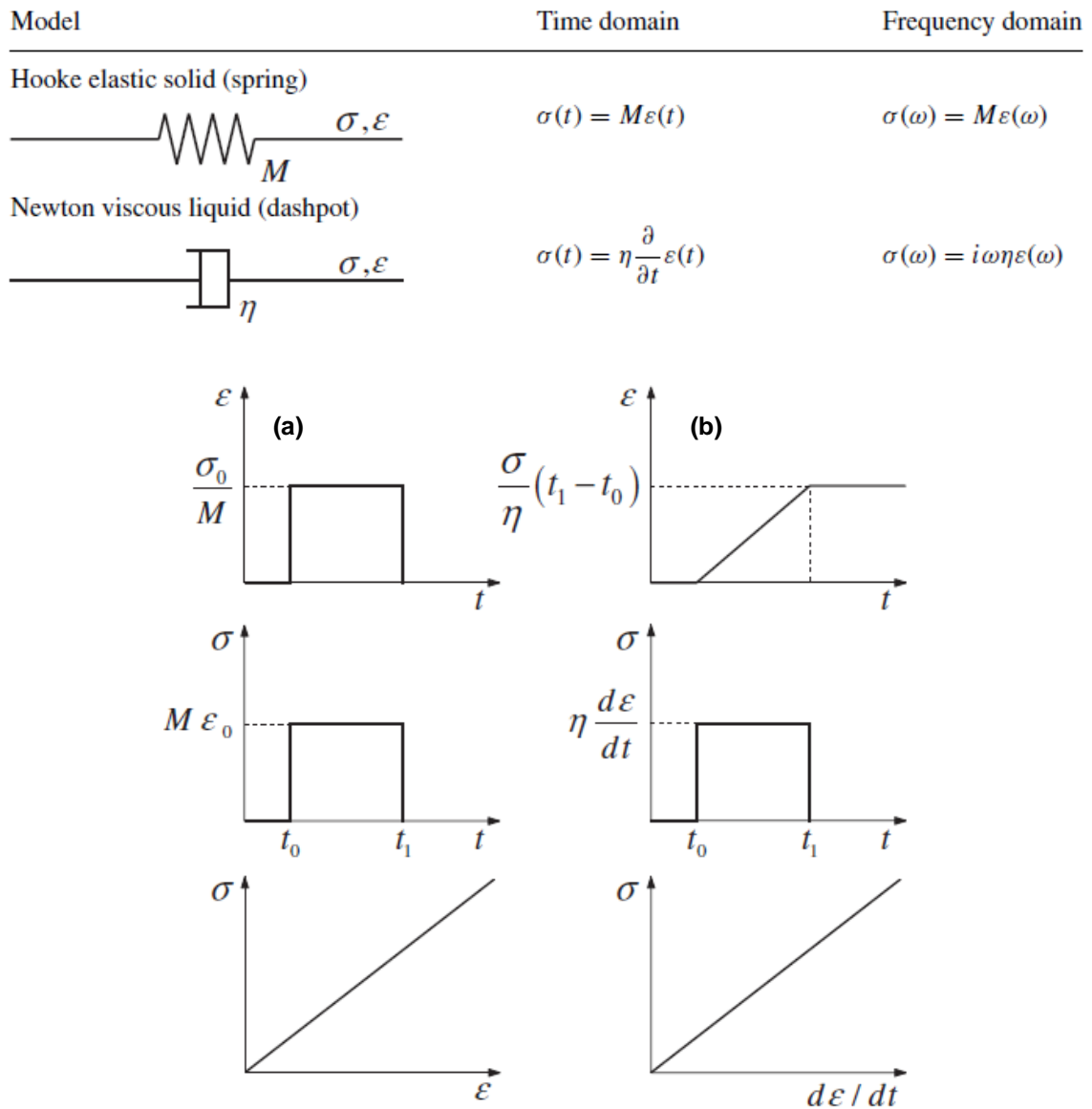


Figura 2.2: Esquema y ecuaciones de un modelo de Hooke y Newtoniano en el dominio del tiempo y la frecuencia y su relación tensión-deformación. (a) Hooke y (b) Newtoniano (Moczo et. al., 2014)

2.2.3. Modelo de Maxwell generalizado (GMB-EK)

El modelo de Maxwell (*Maxwell body*) corresponde a uno de los modelos viscoelásticos más simples. Consiste en un resorte y un amortiguador conectados en serie diferenciándose principalmente del modelo de Kelvin-Voigt, debido a que este último está conectado en paralelo. En la Figura 2.3a, se muestra la configuración del modelo y el comportamiento seguido por un material cualquiera. La gran limitante de este modelo radica en que, si bien es capaz de deformarse elásticamente de manera instantánea, no puede eliminar la deformación acumulada en el amortiguador, en otras palabras, el modelo no puede volver a su condición inicial.

Debido a la limitante descrita anteriormente, Emmerich & Korn (1987), definen el modelo reológico conocido como Modelo de Maxwell Generalizado (GMB) adicionando un resorte

que funciona en paralelo a la configuración vista para un modelo de Maxwell. Para realizar la diferencia entre un GMB y el modificado por Emmerich & Korn (1987), este último se denomina GMB-EK. En la Figura 2.3b se muestra la configuración de un GMB-EK, el cual consiste en un resorte y amortiguador conectados en serie (Modelo de Maxwell básico), los cuales a su vez están conectados en paralelo (MB_1, MB_2, \dots, MB_n) y un resorte, también en paralelo con rigidez M_H .

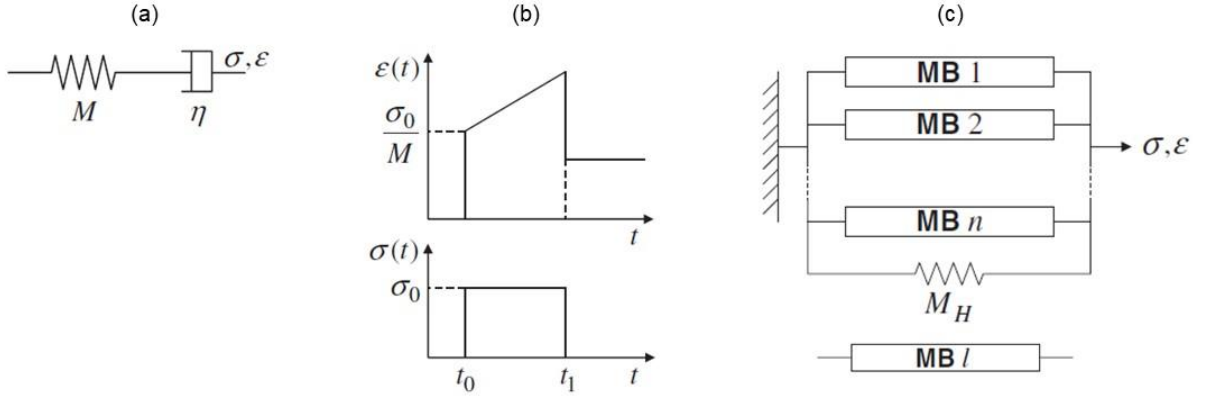


Figura 2.3: (a) Esquema de un modelo de Maxwell clásico (MB); (b) Comportamiento de un material en deformación $\varepsilon(t)$ y tensión $\sigma(t)$ con respecto al tiempo en un modelo de clásico de Maxwell. (c) Modelo de Maxwell generalizado modificado por Emmerich & Korn (1987). MB corresponde a un modelo de Maxwell clásico. Los subíndices I y H es el modelo de Maxwell clásico y el resorte adicional, respectivamente (Moczo et. al., 2014)

El esquema GMB-EK, queda descrito, en el dominio de las frecuencias, según la siguiente expresión:

$$\sigma(\omega) = \sigma_H(\omega) + \sum_{l=1}^n \sigma_l(\omega), \quad \varepsilon(\omega) = \varepsilon_H(\omega) = \varepsilon_l(\omega), \quad l = 1, 2, \dots, n \quad (2.15)$$

Donde:

$$\sigma_H(\omega) = M_H \varepsilon(\omega) \quad (2.16)$$

Al ser un sistema en paralelo la deformación es igual en todos los subsistemas que configuran el modelo, por lo tanto:

$$\varepsilon(\omega) = \frac{\sigma_l(\omega)}{M_l} + \frac{\sigma_l(\omega)}{i\omega\eta_l} \quad (2.17)$$

La Ecuación (2.17), puede reescribirse según sigue a continuación:

$$\sigma_l(\omega) = \frac{i\eta_l M_l \omega}{M_l + i\eta_l \omega} \varepsilon(\omega) \quad (2.18)$$

Definiendo una frecuencia característica ω_l , según la Ecuación (2.19).

$$\omega_l \equiv \frac{M_l}{\eta_l} \quad (2.19)$$

Entonces,

$$\sigma(\omega) = M(\omega) \cdot \varepsilon(\omega), \quad M(\omega) = M_H + \sum_{l=1}^n \frac{iM_l\omega}{\omega_l + i\omega} \quad (2.20)$$

Donde $M(\omega)$ es el módulo viscoelástico complejo el cual es dependiente de la frecuencia. Por otro lado, se define un módulo de relajación, M_R (*relaxed modulus*) y uno no relajado, M_U (*unrelaxed modulus*), según lo siguiente:

$$\begin{aligned} M_U &= \lim_{\omega \rightarrow \infty} M(\omega) = M_H + \sum_{l=1}^n M_l(\omega) \\ M_R &= \lim_{\omega \rightarrow 0} M(\omega) = M_H \end{aligned} \quad (2.21)$$

Lo anterior indica que al aplicar una tensión en un tiempo $t = 0$ ($\omega \rightarrow \infty$), el sistema responderá con una deformación instantánea que estará gobernada por la rigidez del modelo de Maxwell (M_l) y también por la del resorte adicional (M_H), según el módulo no relajado, M_U . A su vez, cuando el modelo está bajo una tensión constante en el tiempo en un tiempo $t = \infty$ ($\omega \rightarrow 0$), este se relaja y está gobernado solo por la rigidez del resorte adicional, según el módulo de relajación, M_R .

El módulo viscoelástico $M(\omega)$ se relaciona con la función de relajación, según lo siguiente:

$$\begin{aligned} \mathcal{F} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} \psi(t) \right\} &= M(\omega) \\ \psi(\omega) &= \frac{M(\omega)}{i\omega} \end{aligned} \quad (2.22)$$

Y, aplicando la transformada de Fourier inversa:

$$\psi(t) = \mathcal{F}^{-1} \left\{ \frac{M(\omega)}{i\omega} \right\} \quad (2.23)$$

Análogamente a lo realizado para el módulo viscoelástico, la función de relajación queda descrita según la Ecuación (2.24).

$$\psi(t) = \left[M_R + \sum_{l=1}^n M_l(\omega) \cdot e^{-\omega_l t} \right] \cdot H(t) \quad (2.24)$$

El módulo viscoelástico puede ser expresado utilizando la Ecuación (2.20), despejando el módulo M_H de la Ecuación (2.21) que describe el módulo no relajado M_U y reemplazando:

$$M(\omega) = M_U - \sum_{l=1}^n \frac{M_l \omega_l}{\omega_l + i\omega} \quad (2.25)$$

De esta misma manera la función de relajación ψ , se puede escribir de la siguiente forma:

$$\psi(t) = \left[M_U - \sum_{l=1}^n M_l (1 - e^{-\omega_l t}) \right] \cdot H(t) \quad (2.26)$$

La atenuación correspondiente a $M(\omega)$ puede cuantificarse como la razón entre las partes imaginarias y reales del módulo viscoelástico, esto es comúnmente denominado factor de calidad Q (*quality factor*). Por lo tanto, para un modelo de Maxwell GMB-EK, se expresa según sigue a continuación:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{M_{imag}(\omega)}{M_{real}(\omega)} = \frac{\sum_{l=1}^n \frac{M_l \omega_l \omega}{\omega_l^2 + \omega^2}}{M_U - \sum_{l=1}^n \frac{M_l \omega_l^2}{\omega_l^2 + \omega^2}} \quad (2.27)$$

2.3. Método de diferencias finitas (FDM)

Existe una amplia gama de métodos numéricos en el dominio del tiempo (*time-domain numerical methods*) para la simulación de la propagación de ondas y terremotos. Según lo mencionado por Moczo et. al. (2014), estos pueden ser divididos en 3 grupos:

- Métodos de frontera
- Métodos de dominio
- Métodos híbridos

Los métodos de dominio más representativos para modelar la propagación de la ruptura, propagación de ondas sísmicas y terremotos se muestran en la Tabla 2.1

Tabla 2.1: Principales métodos numéricos de dominio utilizados

Método numérico	Descripción	Referencia
Diferencias finitas (<i>Finite-difference method - FDM</i>)	En un FDM, el dominio computacional es cubierto por una grilla de espacio-tiempo. Las funciones que describen un campo de onda, así como las que describen las propiedades del material del medio, están representadas por sus valores en las posiciones de la grilla. Es el método más popular en sismología e ingeniería sísmica, debido a que es aplicable en problemas complejos con una satisfactoria precisión, relativa simpleza del algoritmo numérico y su eficiencia computacional en paralelo, con una baja memoria requerida por nodo en la grilla.	Moczo et. al. (2007), Chaljub et. al. (2010), Moczo et. al. (2014), Maeda et. al. (2017)
Elementos finitos (<i>Finite-element method - FEM</i>)	FEM está hecho para ser efectivo en medios heterogeneos. A diferencia del FDM, FEM es capaz de adaptar la malla a las características locales de la solución. Esta ventaja es aún mayor cuando incrementa el contraste de velocidad de onda de corte en un medio heterogeneo. Sin embargo, FEM tiene varias desventajas relativo a FDM: Se requiere un esfuerzo considerable poder generar una malla apropiada a la longitud de onda; Almacenar la matriz de	Bielak et. al. (2005), Chaljub et. al. (2010), Moczo et. al. (2014)

Método numérico	Descripción	Referencia
	rigidez requiere de una considerable memoria, entre otros. Por las dificultades al mallar una cuenca heterogenea compleja, hay pocos estudios que utilicen el método de elementos finitos para la simulación de terremotos	
Pseudo-espectral de Fourier (<i>Fourier pseudo-spectral method - FPSM</i>)	Fue considerado un enfoque prometedor en los primeros años de modelamiento sísmico tridimensional, ya que tenía a su ventaja una sencilla discretización espacial usando una grilla estructurada y una buena eficiencia computacional. Pronto estas ventajas fueron contrarrestadas por problemas de precisión en la modelación sísmica en medios con fuertes contrastes de velocidad y condiciones de borde en superficie libre. La principal debilidad del FPSM fue el gasto requerido para la implementación de un algoritmo que funcione en paralelo.	Moczo et. al. (2014)
Elementos espectrales (<i>Spectral-element method - SEM</i>)	En SEM, las geometrías complejas son resueltas dividiendo un dominio computacional en subdominios. La solución de cada subdominio es expandida sobre una base espectral local y luego unidos imponiendo continuidad de desplazamiento y vectores de tracción. La implementación se ha vuelto popular en las aplicaciones sísmicas por la eficiencia computacional, resultado del uso del esquema explícito de diferencias finitas, sin ninguna pérdida de precisión. Para geometrías complejas, hay un balance entre incrementar el número de subdominios para representar con precisión la geometría del dominio y, resolver el sistema resultante de condiciones de interfaz. Además, la estrategia de descomposición de dominio generalmente conduce a una menor precisión cerca de los bordes afectando, por ejemplo, a las ondas superficiales.	Chaljub et. al. (2010), Pilz et. al. (2011), Moczo et. al. (2014)
Garlekin discontinuo (<i>Discontinuous Garlekin method - DGM</i>).	Un aspecto importante de DGM es que puede usar un paso de tiempo local para reducir el costo computacional. Los modelos complejos a menudo requieren de mallas con elementos pequeños y largos con significantes diferencias de tamaño. En un esquema típico el tamaño de la malla estará relacionada con el elemento más pequeño y la correspondiente máxima velocidad de onda, esto conlleva modelos muy costosos. Con el método DGM es posible tener un paso de tiempo local para que los elementos actualicen su información en el paso de tiempo óptimo. El método se ha aplicado con éxito a problemas de ruptura dinámica más avanzados, como fallas superficiales.	Chaljub et. al. (2010), Moczo et. al. (2014)

Entre varios métodos numéricos mostrados anteriormente, el método de diferencias finitas (FDM) es el que ha predominado, siendo una herramienta importante para el avance del entendimiento y la exploración de la sismología (Moczo et. al., 2007 y Liu & Sen, 2008). El hecho de que el FDM siga dominando entre los métodos es debido a su satisfactoria precisión en los resultados, facilidad de implementación y la baja memoria requerida por nodo en la grilla (Bielak et. al., 2005). Además, puede ser paralelizado fácilmente (Moczo et. al., 2007), lo que cobra real importancia al estar realizando un modelamiento con grandes dominios en computadores de alto rendimiento.

A grandes rasgos, según lo descrito por Liu & Sen (2008), el desarrollo del FDM está basado en una representación de una serie de Taylor de una función que da como resultado una formulación para la evaluación numérica de las derivadas que se encuentran en la ecuación de onda. Por lo tanto, se deriva una versión discreta de la

ecuación de onda donde el campo de ondas es propagado, comenzando desde la ubicación de la fuente. La precisión de los resultados dependerá del orden de aproximación de la serie de Taylor y de la discretización de la grilla. Considerando que a medida que se densifica la grilla, el requerimiento computacional es cada vez mayor, se debe realizar un balance entre precisión y eficiencia, dentro del rango de frecuencias que se requiera estudiar.

2.3.1. Formulaciones del esquema de diferencias finitas

Las bases para formular los diferentes esquemas de diferencias finitas (*FD scheme*) surgen según las variables que se consideran como desconocidas dentro del sistema. De esta manera, existen 4 formulaciones sobre la base de la ecuación de movimiento y el tensor de tensiones. Si bien en esta sección se mostrarán las formulaciones basadas en una ley constitutiva del tipo elástica, el procedimiento para definir las considerando una ley viscoelástica es análogo.

2.3.1.1. Formulación de desplazamiento-tensión

Esta formulación, conocida como *displacement-stress formulation*, queda definida utilizando lo demostrado anteriormente por una ley constitutiva del tipo elástica por la Ecuación (2.7) y Ecuación (2.9), las cuales son reescritas a continuación en la Ecuación (2.28):

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \\ \sigma_{ij} &= \kappa \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \left(\varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \varepsilon_{kk} \delta_{ij} \right) \end{aligned} \quad (2.28)$$

En este tipo de formulación tanto el vector de desplazamiento como el tensor de tensiones son tratados como variables desconocidas.

2.3.1.2. Formulación de desplazamiento

Esta formulación, conocida como *displacement formulation*, queda definida reemplazando lo demostrado para la ley de Hooke en la ecuación de movimiento, según sigue a continuación:

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\left(\kappa - \frac{2}{3} \mu \right) \frac{\partial u_k}{\partial x_k} \right] + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial u_i}{\partial x_j} \right) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\mu \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) + f_i \quad (2.29)$$

A diferencia de la formulación de desplazamiento-tensión, en la formulación de desplazamiento la única variable a determinar es el vector de desplazamiento.

2.3.1.3. Formulación de desplazamiento-velocidad-tensión

Esta formulación, conocida como *displacement-velocity-stress formulation*, incorpora el término de velocidad de partícula v_i dentro de la ecuación de movimiento según se muestra a continuación:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial v_i}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i; & v_i &= \frac{\partial u_i}{\partial t} \\ \sigma_{ij} &= \kappa \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \left(\varepsilon_{ij} - \frac{1}{3} \varepsilon_{kk} \delta_{ij} \right) \end{aligned} \quad (2.30)$$

En este tipo de formulación el desplazamiento, la velocidad de partícula y la tensión son tratados como variables desconocidas.

2.3.1.4. Formulación de velocidad-tensión

Esta formulación, conocida como *velocity-stress formulation*, es la más utilizada dentro del esquema de diferencias finitas. Nuevamente la ecuación de movimiento se modifica para incorporar la velocidad de partícula y, además, el tensor de tensiones es derivado con respecto al tiempo. Por lo tanto, en esta formulación, el vector de desplazamiento es reemplazado por el de velocidad de partícula, según las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial v_i}{\partial t} &= \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + f_i \\ \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial t} &= \kappa \frac{\partial \varepsilon_{kk}}{\partial t} \delta_{ij} + 2\mu \left(\frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial t} - \frac{1}{3} \frac{\partial \varepsilon_{kk}}{\partial t} \delta_{ij} \right); & \frac{\partial \varepsilon_{ij}}{\partial t} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v_i}{\partial x_j} + \frac{\partial v_j}{\partial x_i} \right) \end{aligned} \quad (2.31)$$

2.3.2. Grillas de espacio-tiempo

Si se considera un sistema coordenado cartesiano con variables (x, y, z) y un dominio computacional con variables 4D que incorpora el tiempo t, se tiene lo mostrado en la Ecuación (2.32).

$$\begin{aligned} x_I &= x_0 + I \cdot \Delta x \\ y_K &= y_0 + K \cdot \Delta y \\ z_L &= z_0 + L \cdot \Delta z \\ t_m &= t_0 + m \cdot \Delta t \end{aligned} \quad (2.32)$$

Donde: $I, K, L, m \in \{0, 1, 2, \dots\}$

Estas variables, definen la grilla espacio-tiempo, en donde las coordenadas (x, y, z) determinan la posición espacial de un nodo en particular y la coordenada t, el tiempo transcurrido. Los incrementos Δx , Δy , Δz son denominados espaciamiento de grilla y Δt el intervalo de tiempo.

Para grillas regulares o uniformes se tiene que la discretización espacial es igual en todas las direcciones (i.e., $\Delta x = \Delta y = \Delta z = \Delta h$). La ventaja de esta radica en que es mucho más simple generar el esquema de diferencias finitas (*FD scheme*), pero, claramente no es lo más eficiente en términos computacionales. Debido a esto, se desarrolla y masifica el uso de grillas discontinuas que permiten definir una zona fina, donde en general se encuentra la parte heterogénea del modelo, y una zona gruesa, donde está la parte homogénea, lo cual genera modelos con una menor cantidad de nodos y consecuentemente, más eficientes. A estos tipos de grillas se les denomina también grillas estructuradas, ya que para un nodo de la grilla siempre se conocen los nodos adyacentes sin la necesidad de tener información explícita (e.g., para encontrar un conjunto de nodos solo se necesitan sus índices). En el caso contrario, si se necesita información sobre la conexión entre un conjunto de nodos, se le denomina grilla no-estructurada. En la mayoría de los casos se utiliza la grilla estructurada debido a que los algoritmos que genera son mucho más rápidos que los de una grilla no-estructurada.

Un aspecto importante de mencionar es que una grilla puede ser diferenciada según el esquema de diferencias finitas que resuelve, además de la posición que tienen las componentes de desplazamiento y/o velocidad de partícula y tensor de tensiones en esta. De esta manera, los tipos de grilla más comunes son esquematizados en la Figura 2.4 y son descritas a continuación:

- Grilla convencional (*conventional grid*): En este tipo de grilla todas las funciones son aproximadas para una misma posición. Es idónea para esquemas de desplazamiento (*displacement scheme*) donde se resuelve la formulación de desplazamiento de la ecuación de movimiento (segundo orden de la ecuación de movimiento). En esta grilla todas las variables están relacionadas al mismo nivel de tiempo.
- Grilla colocada (*collocated grid*): En este tipo de grilla todas las componentes, tanto de velocidad de partícula, como de tensor de tensiones, comparten posición. Es idónea para formulaciones de velocidad-tensión (*velocity-stress formulation*). En esta grilla, al igual que en la convencional, todas las variables están relacionadas al mismo nivel de tiempo.
- Grilla parcialmente escalonada (*partly-staggered grid*): En esta grilla la componente de desplazamiento y/o velocidad de partícula es ubicada en una posición, mientras que las componentes del tensor de tensiones son ubicadas en otra.
- Grilla escalonada (*staggered grid*): Grilla en la cual cada componente de desplazamiento y/o velocidad de partícula, y cada componente de corte del tensor de tensiones tiene su propia posición, y la componente normal del tensor comparte posición. Según Graves (1996), algunas de las ventajas que presenta esta formulación radica en que es sencillo implementar una representación estable y precisa de la superficie libre plana y el algoritmo es fácil de paralelizar.

En la formulación de velocidad-tensión (su definición se encuentra en la sección 2.3.1.4), la ubicación temporal del vector de velocidad de partícula es desplazado medio intervalo de tiempo de la correspondiente ubicación temporal del tensor de tensiones (ver Figura 2.4). Cabe destacar que, las grillas colocada, parcialmente escalonada y escalonada,

también pueden ser utilizadas para la formulación desplazamiento-tensión (ver sección 2.3.1.1). En este caso, todas las variables de campo estarán relacionadas al mismo intervalo de tiempo. Por otro lado, en todos los tipos de grilla se asigna una densidad efectiva a la posición de cada componente de desplazamiento y/o velocidad de partícula, mientras que un módulo elástico efectivo es asignado en la posición de las componentes del tensor de tensiones.

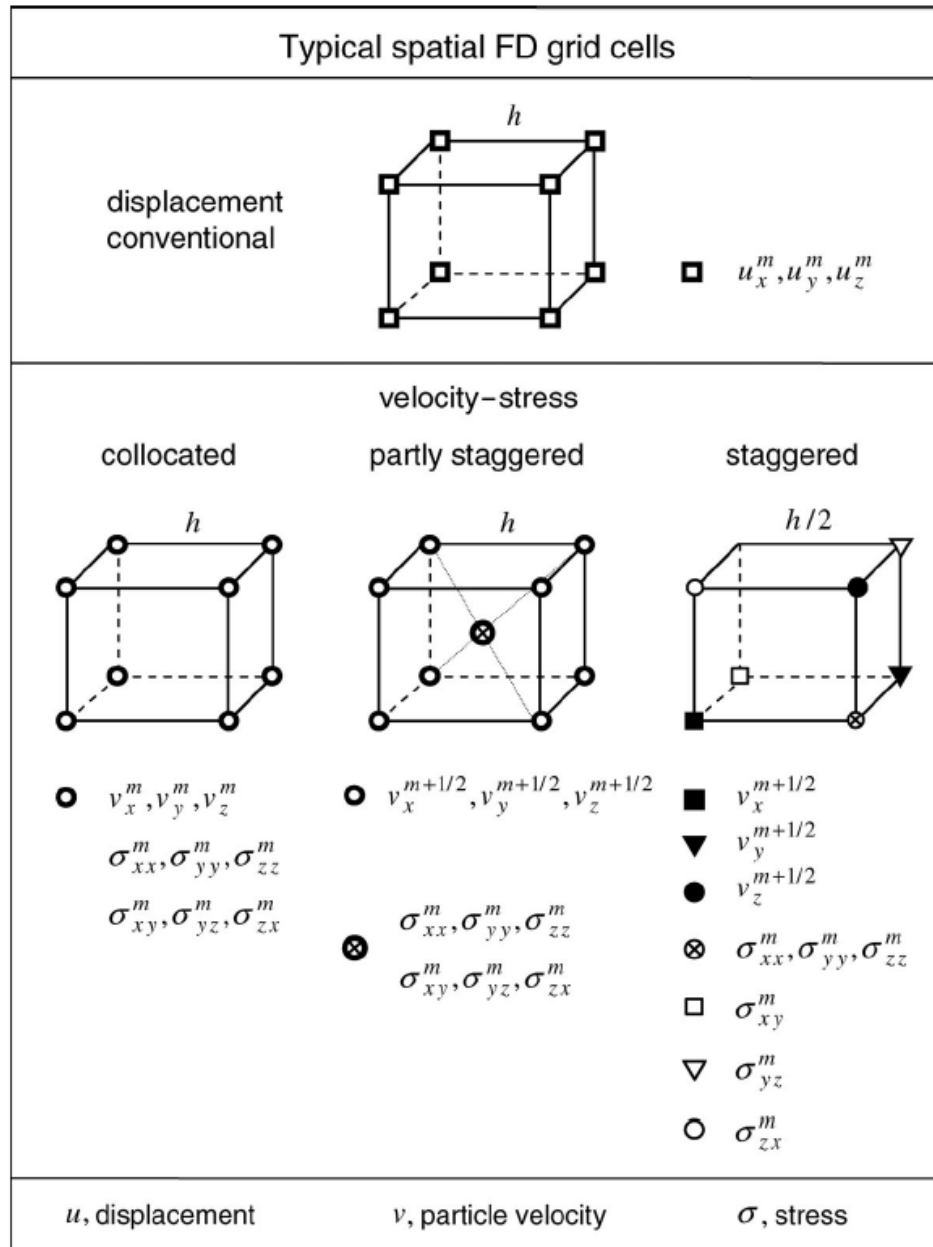


Figura 2.4: Esquema de una grilla convencional, colocada, parcialmente escalonada y escalonada, según la formulación correspondiente. El superíndice “m” corresponde al intervalo de tiempo. (Moczo et. al., 2014)

2.4. Investigaciones en la Cuenca de Santiago

Para contextualizar esta investigación, en esta sección se expondrán los estudios más recientes realizados en la Cuenca de Santiago con respecto al modelamiento numérico de propagación de ondas y terremotos, y los principales resultados y conclusiones obtenidas. En este mismo sentido, siempre es interesante y beneficioso tener claro el desarrollo que ha alcanzado este método en diferentes cuencas alrededor de mundo, así como también el enfoque, la precisión en el desarrollo de los modelos de velocidad y el nivel de precisión en la consideración de la geometría del basamento rocoso, la variación de las capas de suelo y de la topografía.

2.4.1. La Cuenca de Santiago

Debido al ambiente subductivo en el que se encuentra inmerso la Cuenca de Santiago, esta ha sido afectada por grandes terremotos a lo largo de su historia, en los cuales se manifestó un alto nivel de daños en zonas particulares, evidenciando la existencia de amplificación sísmica en ciertos tipos de suelos y sectores. Es por esto por lo que existen variadas investigaciones que se han centrado en estudiar sus diferentes tipos de suelos y su comportamiento sísmico, como también la estructura del basamento rocoso y sus depocentros, la correlación de daños con la geología superficial y la generación de una microzonificación sísmica.

En el contexto del modelamiento numérico orientado a la respuesta de sitio y la simulación de propagación de ondas en la Cuenca de Santiago, los estudios son escasos debido principalmente a la gran cantidad de recursos computacionales que este tipo de modelos requiere y a la robustez de la información que se necesita para poder realizar una buena caracterización del modelo a utilizar. Sin embargo, al pasar los años ha existido un gran desarrollo de estudios que entregan las herramientas e *inputs* para lograr de forma satisfactoria modelos que puedan sustentarse físicamente.

Toledo (2008), recopila los antecedentes más importantes en la caracterización de la respuesta de sitio de la Cuenca, logrando formular un modelo paramétrico con dos capas homogéneas, suelo y roca con una velocidad de onda de corte de 1000 m/s y 3000 m/s, respectivamente, que capturan la topografía y la geometría del basamento rocoso. En la Figura 2.5, se puede ver el perfil seleccionado por Toledo, el cual cruza la Cuenca en dirección NW-SE.

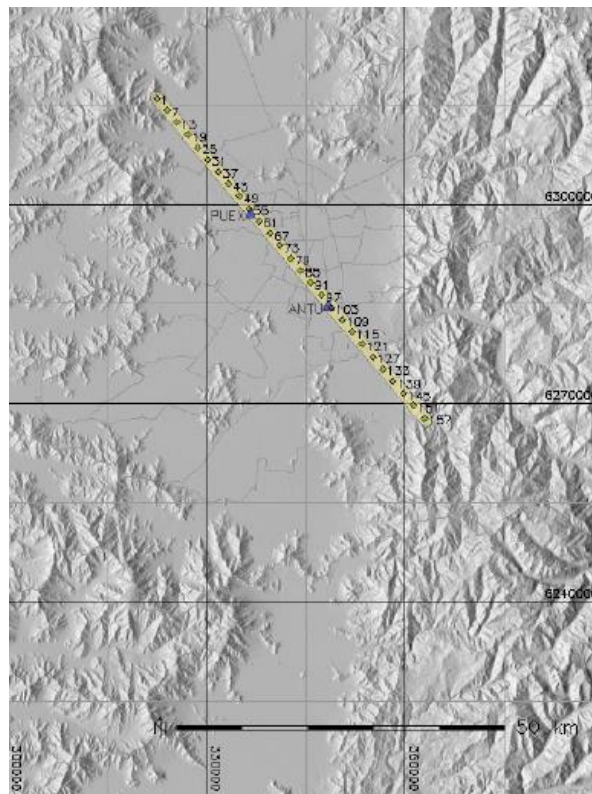


Figura 2.5: Perfil de estudio sobre la Cuenca de Santiago (Toledo, 2008)

Seleccionado el perfil de estudio (Figura 2.6 sup.), a través del método de elementos espectrales, simula la propagación de ondas producto de un frente incidente compresional plano, dado por una función tipo Ricker. La frecuencia máxima alcanzada por Toledo es de 1,0 [Hz], atribuido principalmente al alto costo computacional que implicaba disminuir el tamaño de los elementos de la malla. Los resultados fueron post procesados para obtener la respuesta sísmica en términos de las razones espectrales HVSR y lograr correlacionar las amplitudes con la profundidad del basamento rocoso, encontrado una correlación entre la amplificación generada y la forma del basamento rocoso (ver Figura 2.6 inf.). También se analiza la amplitud estimada por la simulación numérica y la determinada por sismos reales. Las conclusiones de este estudio indican que, si bien, este modelo sirve de base para comprender las propiedades que influyen en la respuesta de sitio, el modelo no es lo suficientemente robusto para obtener resultados consistentes y que es necesario un modelo de velocidades más detallado para obtener mejores resultados.

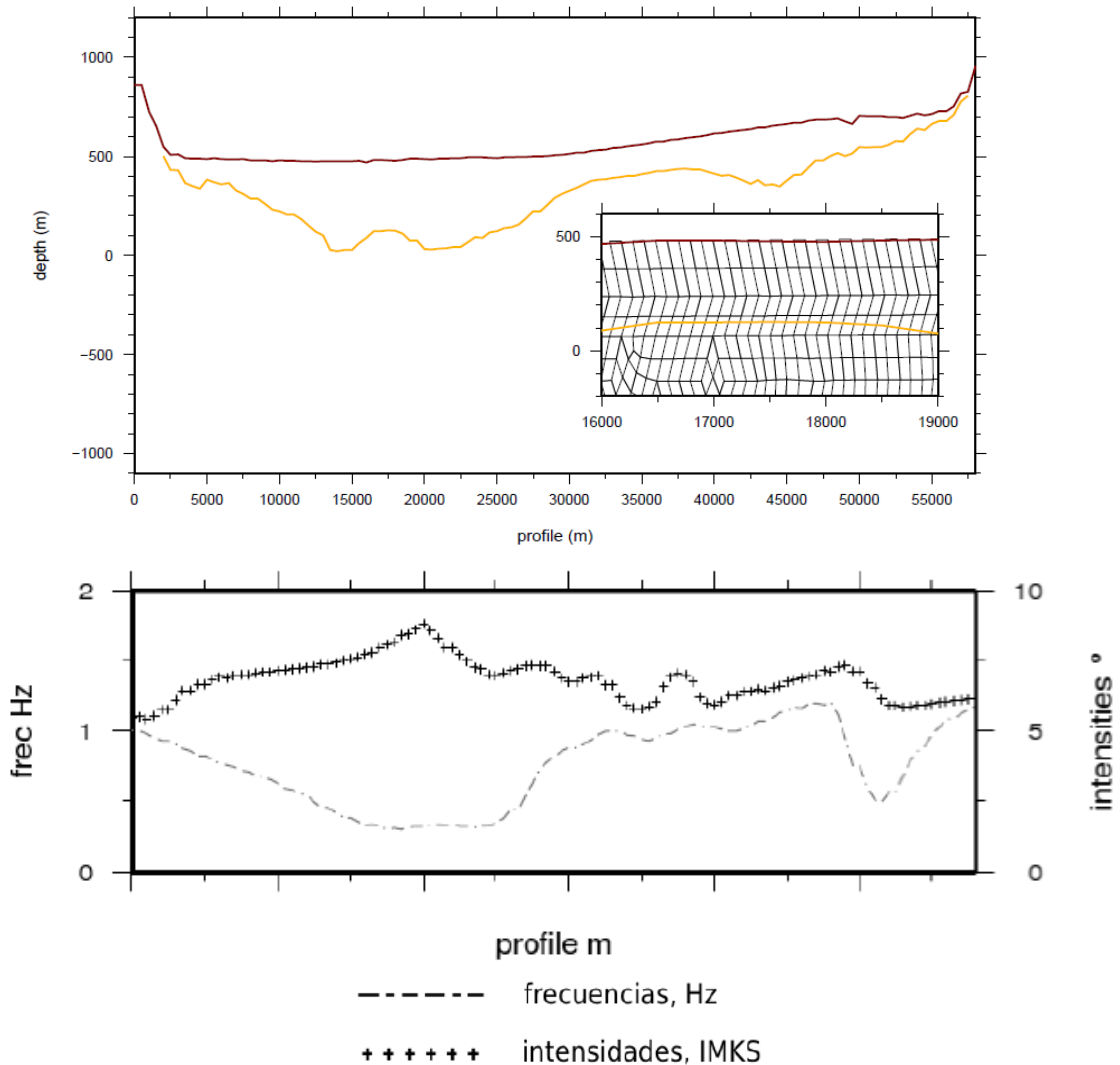


Figura 2.6: Perfil de estudio y detalle de la malla, donde el color café corresponde a la topografía y el amarillo a la geometría del basamento rocoso (sup.) y frecuencias obtenidas a través del estudio de microvibraciones a lo largo del perfil (mod. Toledo, 2008)

Pilz et. al. (2010) desarrollaron modelos de velocidad de onda de corte en la Cuenca de Santiago para un área que abarca 26x12 km². Para esto, utilizaron 125 registros de microvibraciones que con un post procesamiento derivaron en razones espectrales H/V. Y, luego, a través de un proceso de inversión de la razón H/V determinaron perfiles de velocidad de onda de corte en profundidad, respaldándose con estudios gravimétricos para determinar la profundidad del basamento rocoso. En Figura 2.7 (superior) se muestra la ubicación de los perfiles en la Cuenca y las velocidades determinadas en estos (Figura 2.7 inferior).

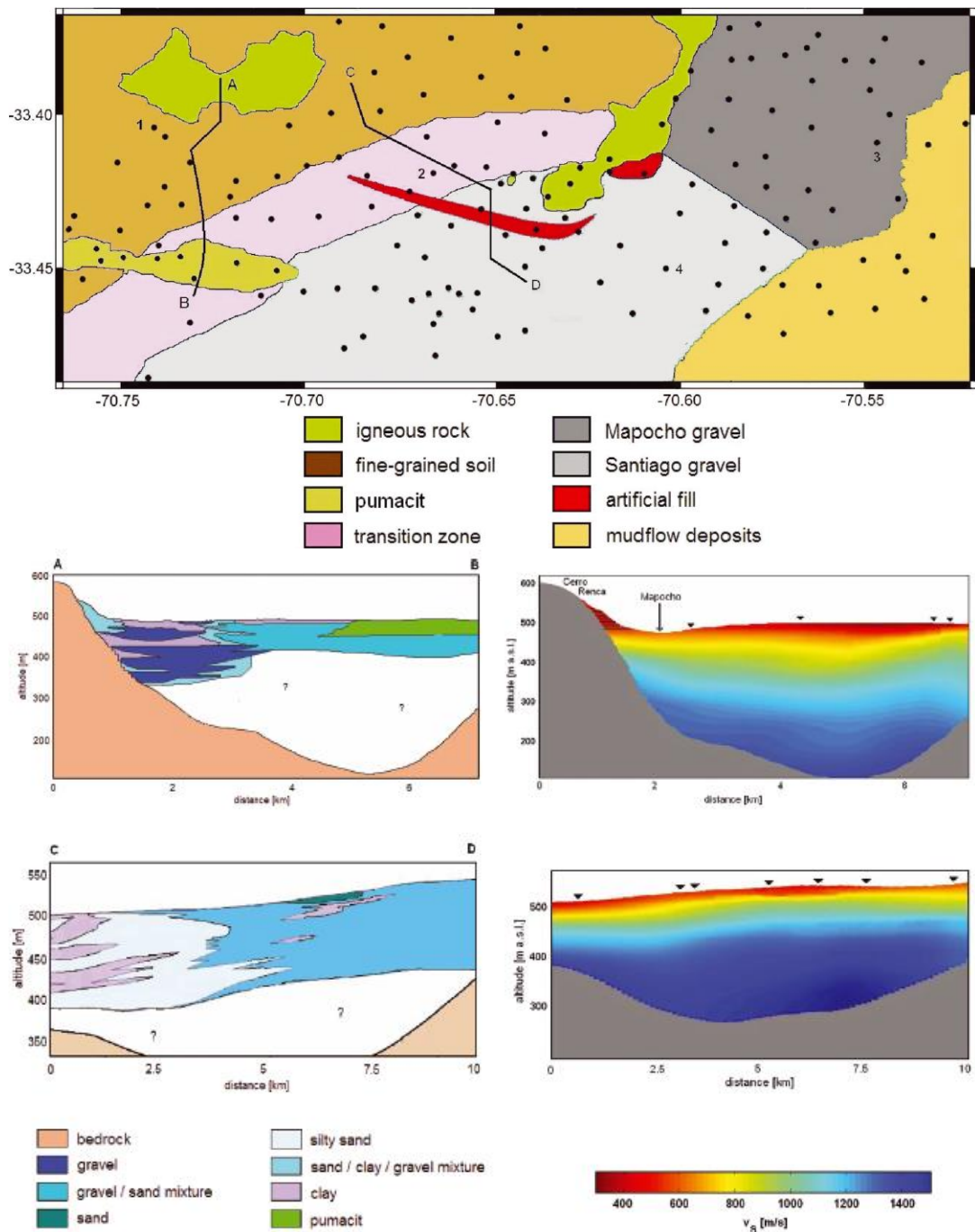


Figura 2.7: Modelos de velocidad de onda de corte en la Cuenca de Santiago (Pilz et. al., 2010)

Si bien la ubicación de estos perfiles no es exactamente la misma que las de los perfiles a modelar, esto entrega un muy buen respaldo a los suelos existentes y la profundidad de los depósitos en la zona de transición entre la parte norte y centro de la Cuenca.

Otro aspecto interesante de destacar es el rápido aumento de la velocidad de onda de corte en profundidad, alcanzándose valores de hasta 1400 m/s a una profundidad de 200 m para ambos perfiles definidos por Pilz et. al. (2010) en la Figura 2.7 lo cual también es consistente con la investigación de Pastén et. al. (2016), quienes determinan un rápido aumento de la velocidad de onda de corte.

Luego, Pilz et. al. (2011) realizan un modelamiento numérico 3D de la Cuenca donde proponen un modelo de velocidades que no hace distinción entre las diferentes zonas de la Cuenca, entregando una única ecuación que permite obtener el mejor ajuste para el modelo definido en Pilz et. al. (2010). De esta manera, la regresión potencial para la velocidad de onda de corte que utilizan Pilz et. al. (2011) en su modelamiento numérico está dada según la Ecuación (2.33).

$$V_s (m/s) = 400 + 55\sqrt{z} \quad (2.33)$$

Donde:

z: Profundidad [m]

Además, debido a la falta de mediciones e información para obtener la velocidad de onda compresional, Pilz et. al. (2011), basan la estimación en la expresión propuesta por Kitsunezaki et. al. (1990), mostrada en la Ecuación (2.34). Por otro lado, para la velocidad de onda de corte de la roca proponen valores de 2400 m/s para los primeros 2.2 km y una velocidad compresional de 4600 m/s.

$$V_p (m/s) = 1.11 \cdot V_s + 1290 \quad (2.34)$$

Luego, Pilz et. al. (2011), utilizando un modelo de velocidades determinado por Pilz et. al. (2010), realizan una nueva simulación de la Cuenca considerando una geometría 3D a través del método de elementos espectrales, tomando en cuenta la interfaz de suelos con baja velocidad de onda de corte y el basamento rocoso, así como también la topografía de la Cuenca. La frecuencia máxima alcanzada, dada por el tamaño de los elementos de la malla, es 1.8 [Hz].

Para la simulación, Pilz et. al. (2011), utilizaron una réplica del terremoto del Maule (2010) ocurrida en abril del mismo año y que fue registrada por una red de sensores de la Cuenca, y, luego, generan una nueva simulación para mostrar un posible escenario con la activación de la falla de San Ramón. En la Figura 2.8 se muestra el modelo elaborado, en donde la zona más oscura representa la Cuenca y el rectángulo, el área donde ocurre dicho sismo de abril del 2010 con magnitud $M_w=5.2$ y un área de ruptura de 4.7 km x 3.5 km, y parámetros de la fuente $\text{strike}=195^\circ$, $\text{dip}=58^\circ$ y $\text{rake}=-142^\circ$.

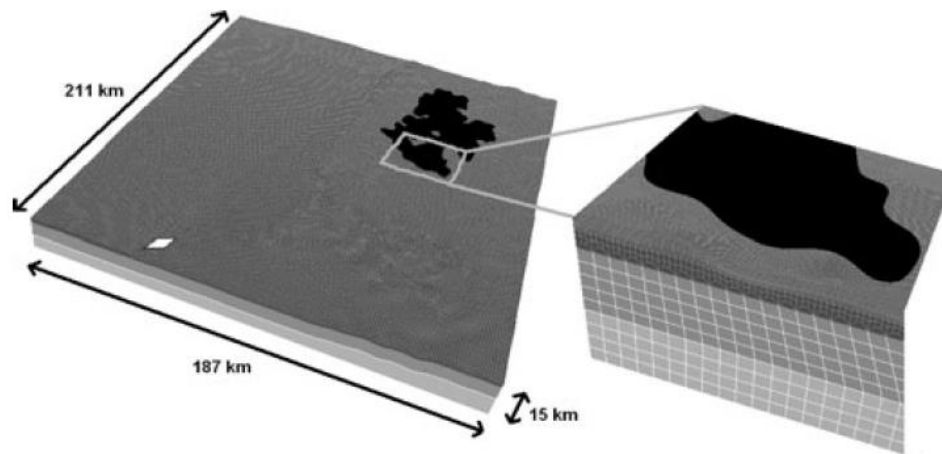


Figura 2.8: Dominio adoptado para el modelamiento de la Cuenca de Santiago y detalle de la zona de ruptura (Pilz et. al., 2011)

La simulación de una falla superficial, como la de San Ramón, es realizada bajo el supuesto de una magnitud $M_w=6.0$, un área de ruptura de 12 km x 5 km y parámetros de la fuente strike= 172° y dip= 119° .

Para simular la atenuación de los materiales dentro del modelo numérico, el factor de calidad es proporcional a la frecuencia, según $Q = Q_0 \cdot f/f_0$, con f_0 la frecuencia de referencia fijada en 0.5 Hz. Por lo que, para frecuencias mayores a f_0 la energía es subamortiguada, mientras que para frecuencias menores a f_0 la energía es levemente sobreamortiguada. Finalmente, el factor de calidad es constante para frecuencias cercanas a f_0 .

Para el modelo de velocidades, consideraron una velocidad de la roca discretizada en capas. Desde la superficie hasta los 2.2 km, $V_p=4700$ m/s y $V_s=2400$ m/s. Desde los 2.2 km hasta los 8.9 km, $V_p=5900$ m/s y $V_s=3200$ m/s y bajo los 8.9 km, $V_p=6200$ m/s y $V_s=3450$ m/s.

Los resultados obtenidos por Pilz et. al. (2011), logran reflejar los efectos de amplificación razonablemente, identificando en general las frecuencias predominantes y las respuestas planas, mostrando una alta dependencia de las amplificaciones espectrales con las condiciones locales. (ver Figura 2.9).

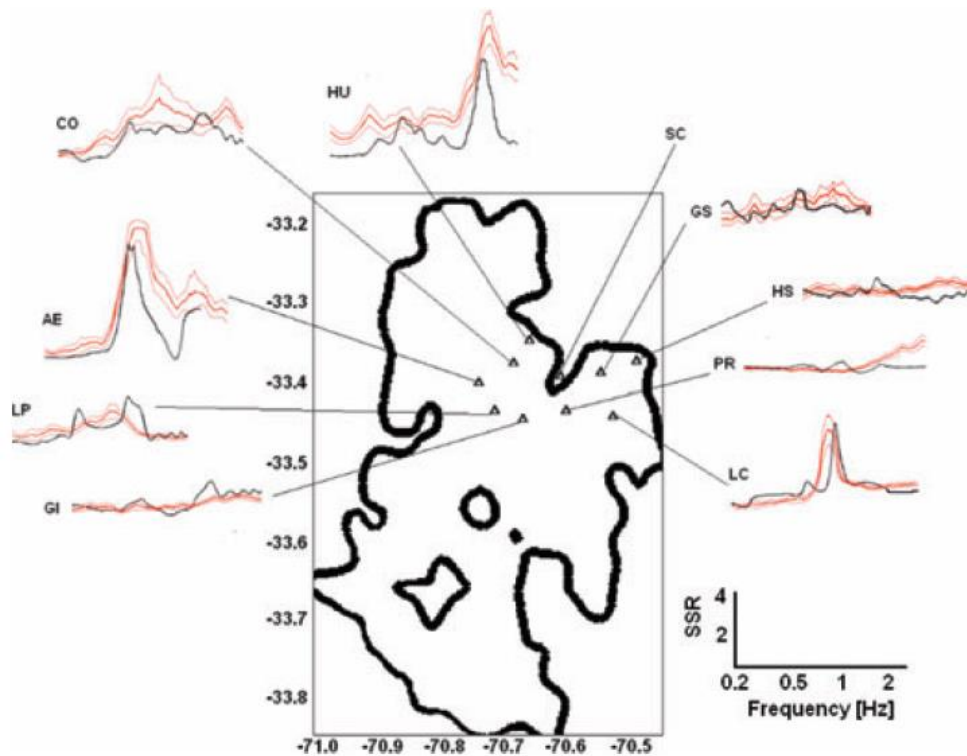


Figura 2.9: Razones espectrales obtenidas para diferentes zonas de la Cuenca de Santiago para el sismo de abril de 2010 (Pilz et. al., 2011). En color rojo se muestran los HVSR medidos en terreno y en negro los calculados a partir de la simulación.

Pilz et. al. (2011) muestran la gran influencia de la topografía sobre los valores de PGV (*peak ground velocity*), denotándola como un factor importante a tomar en cuenta. En la Figura 2.10 se muestra en planta los valores del factor de amplificación de PGV, calculado como $\frac{PGV_{s/topografía} - PGV_{c/topografía}}{PGV_{s/topografía}}$ donde los valores se ven fuertemente amplificados al estar próximos a afloramientos rocosos, cercano a montañas, donde el gradiente varía rápidamente.

Algunas de sus conclusiones radican en que, a pesar de utilizar un modelo viscoelástico no lineal para el comportamiento del suelo, esto no es preponderante dentro de los resultados de las simulaciones, siendo más importante el mecanismo focal y la ubicación del hipocentro ya que afectan directamente las altas frecuencias. Además, mencionan que el rango de frecuencias donde ocurre la deamplificación no lineal, es dependiente del espesor del depósito de suelo, por lo que en este caso de estudio el efecto es despreciable y que generalmente esto afecta a la duración del movimiento.

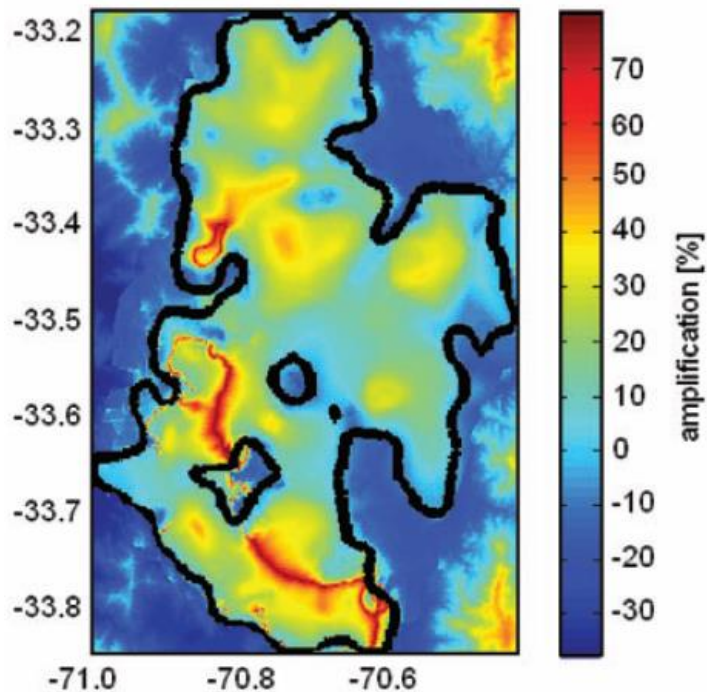


Figura 2.10: Factor de amplificación de PGV, calculado como la diferencia entre el PGV sin considerar topografía y el PGV con topografía y dividido por el PGV sin topografía (Pilz et. al., 2011)

Pilz et. al. (2011) calcularon la duración del movimiento fuerte del evento simulado y real, obteniendo la razón entre los registros obtenidos en superficie y un sismograma de referencia denominado SC y ubicado en el cerro San Cristóbal (ver Figura 2.9). Los resultados se muestran en la Tabla 2.2, donde se puede ver como la duración del movimiento es incrementada en la mayor parte de los sitios de la Cuenca y en particular para los sitios en el noroeste y poniente. Además, para la mayoría de los sitios, la razón de duración simulada tiende a subestimar la duración real.

Tabla 2.2: Duración de estaciones ubicadas en la Cuenca relativas a la duración de una estación de referencia SC (Pilz .et. al., 2011)

Estación	Registrado	Simulado
AE	1.56	1.48
PR	1.19	1.25
GI	1.10	1.04
LC	1.40	1.36
GS	1.14	1.04
LP	1.12	1.05
CO	1.30	1.08
HS	0.95	0.89
HU	1.38	1.44

Nota: El detalle de la ubicación de cada estación se muestra en la Figura 2.9

Finalmente, la conclusión del estudio de Pilz et. al. (2011) es que la combinación de directividad y el efecto que produce la Cuenca en las ondas puede conllevar a obtener sismos de larga duración en zonas pobladas de la zona noreste de Santiago.

Cortés (2018) realiza una simulación numérica de la Cuenca analizando diferentes escenarios de terremotos ocasionados por la activación de la Falla de San Ramón, utilizando un modelo físico tridimensional con dominio de 77.6 x 97.4 x 19 km. Para la simulación se utilizó el software SPEED, el cual se basa en el método de elementos espectrales, permitiendo incorporar la topografía e incluso la interacción suelo-estructura.

Para generar el modelo numérico, Cortés (2018) incorporó la geometría del basamento rocoso y utilizó el modelo de velocidades propuesto por Pilz et. al. (2011), el cual considera una única Ecuación de velocidad de onda de corte que varía en profundidad (ver Ecuación (2.33) y Figura 2.11), además de utilizar un factor de atenuación constante para todo el modelo. En la Figura 2.11 se muestra el modelo y las propiedades dinámicas consideradas por Cortes (2018).

Para simular la Falla de San Ramón asumió que los parámetros de la fuente eran los siguientes: Falla inversa con rake 90°, dip 60° y strike 353°. El área de ruptura considerada fue de 40 x 20 km generando un escenario con magnitud $M_w=7.1$. Además, las frecuencias máximas alcanzadas por Cortés son de 1.5 [Hz]; sin embargo, Cortés utiliza el método de redes neuronales artificiales propuesto por Paolucci et. al. (2018) para generar un ancho de banda que permita llegar a frecuencias de hasta 25 [Hz], completando así la zona de períodos cortos que no cubre la simulación, (para más detalle del método ver Cortes, 2018 y Paolucci et. al., 2018).

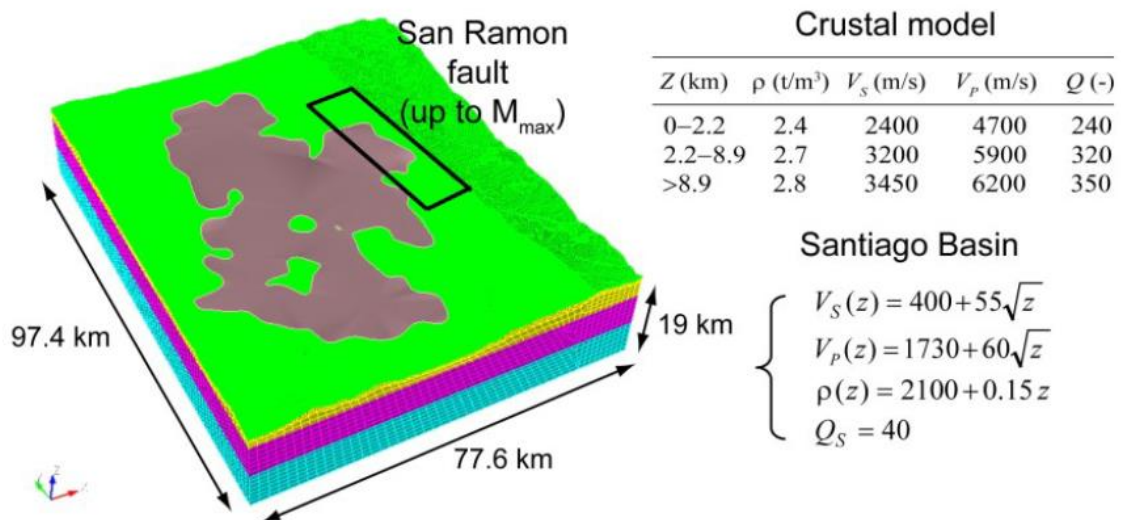


Figura 2.11: Dominio del modelo numérico y propiedades dinámicas (Cortés, 2018)

En la Figura 2.12 se muestra el modelo tridimensional utilizado por Cortés (2018), donde se puede ver la geometría del basamento rocoso y la topografía de la Cuenca. Además, se muestra el plano de falla definido en el caso hipotético de la activación de la Falla de San Ramón.

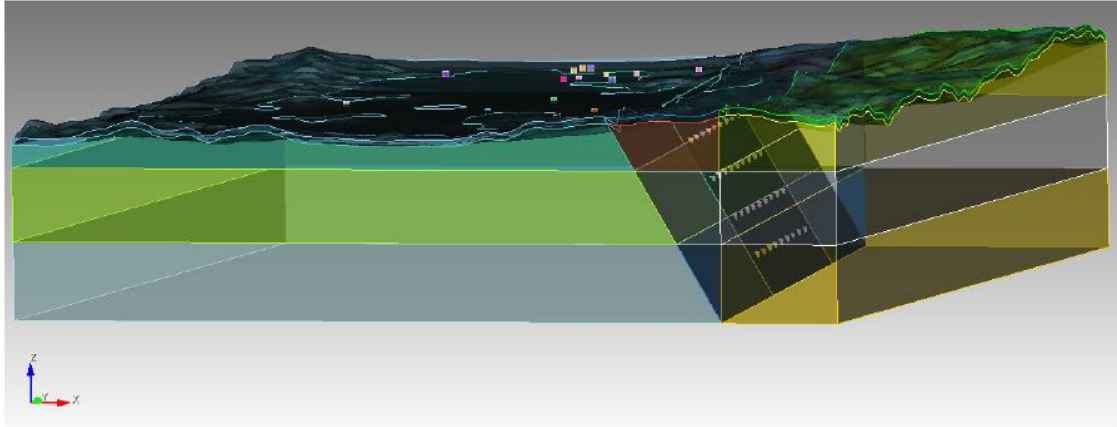


Figura 2.12: Modelo numérico y consideración de la zona de ruptura (Cortés, 2018)

El software SPEED utilizado por Cortes (2018) permite la utilización de modelos constitutivos que incorporan el suelo como un material viscoelástico o con un comportamiento no lineal. En este trabajo, a modo comparativo, se representa el suelo a través de dos modelos constitutivos: Lineal viscoelástico (LE) y no-lineal viscoelástico (NLE) y de manera simplificada, una única curva de degradación del módulo de corte y de amortiguamiento para caracterizar todo el suelo de la Cuenca y que corresponde a un suelo gravoso bien graduado (GW).

Cortés (2018) genera variados escenarios de una posible activación de la Falla de San Ramón, para diferentes magnitudes de momento de terremotos y, como se mencionó en el párrafo anterior, dos modelos constitutivos. Enfocándose en lo que respecta a las consideraciones del modelo constitutivo, Cortés (2018) menciona que existe una muy leve diferencia entre un suelo con un modelo no-lineal viscoelástico (NLE) y lineal-viscoelástico (LE), principalmente porque el modelo consideró únicamente propiedades dadas por un suelo gravoso rígido.

Por otro lado, menciona que el modelamiento de la falla de San Ramón propone un gran desafío debido a la intersección entre la falla y la superficie en donde grandes esfuerzos de corte son generados, concluyendo que este tipo de simulaciones deben ser analizadas cuidadosamente. Además, propone para futuras investigaciones la incorporación de un modelo de velocidades más detallado, que incorpore el cambio de suelo existente en la Cuenca, especialmente en el área norponiente, dominada por suelo fino y de las propiedades dinámicas de los afloramientos rocosos dentro y fuera de la Cuenca.

2.4.2. Simulaciones realizadas en otras cuencas del mundo

En la Tabla 2.3 se muestran las dimensiones de otras cuencas sedimentarias estudiadas y reportadas en la literatura técnica. Un aspecto relevante es que estas alcanzan un máximo de 12 km para el caso de la cuenca Indo-Gangetic en India, en comparación con la Cuenca de Santiago, la que tiene dimensiones de de 90x40 km aproximadamente (para más detalle ver capítulo 3). Esto es un hecho importante, ya que el realizar un modelamiento de la Cuenca de Santiago conlleva, en primer lugar, una gran cantidad de

estudios que permitan caracterizar sus materiales y geomorfología de manera precisa, y luego, un alto costo computacional que permita simular la propagación de ondas en un medio de grandes dimensiones.

Tabla 2.3: Dimensiones laterales de diferentes cuencas (Mod. Zhu, 2018)

Cuenca/Valle	País	Ancho [km]	Referencia
Nice Valley	Francia	1	Sanchez-Sesma (1988)
Mygdonian	Grecia	5	Raptakis et. al. (2000); Manakou et. al. (2010); Maufroy et. al. (2015); Moczo et. al. (2014); Makra et. al. (2016)
Ashighara Valley	Japón	7.4	Kawase & Sato (1992)
Grenoble Valley	Francia	8	Cornou et. al. (2003); Chaljub et. al. (2010)
Coachella Valley	Estados Unidos	10	Field (1996)
Colfiorito Basin	Italia	3	Rovelli et. al. (2001)
Gubbio Basin	Italia	6	Bindi et. al. (2009)
Marina Basin	Estados Unidos	2	Graves (1993)
Lower Hutt Valley	Nueva Zelanda	5	Adams (2003)
Rhône Valley	Suiza	1.6	Roten (2008)
Ohba Valley	Japón	0.3	Gelagoti (2010)
Dead Sea Basin	--	10	Shani-Kadmiel (2012)
Indo-Gangetic Basin	India	12	Srinagesh (2011)
Tunis Basin	Túnez	3	Kham (2013)
L'Aquila Basin	Italia	1.6	Ragozzino (2014)
Sulmona Basin	Italia	10	Giulio et. al. (2016)
Parkway Valley	Nueva Zelanda	1.5	Chávez-García (2003)

Chávez-García (2003) realiza un modelamiento numérico enfocado en el *Parkway Valley*, un pequeño valle aluvial ubicado en Nueva Zelanda (ver Figura 2.13), usando un código de diferencias finitas 3D desarrollado por los Profesores Kristek y Moczo (mismos desarrolladores del software utilizado en esta investigación), calculando el movimiento para un frente de ondas verticales incidentes planas, de tipo P y S.

Como es posible ver en la Figura 2.13, el valle modelado tiene un dominio muy acotado, 1.5 x 0.5 km aproximadamente. Sin embargo, los valores de velocidad de onda de corte que se definen son de 80 m/s en la superficie y de 200 m/s a 14 m de profundidad, con un basamento rocoso que se estima se encuentra a 50 m. Debido a la baja cantidad de información disponible, Chávez-García, utiliza los resultados de frecuencias predominantes para caracterizar la geometría del basamento rocoso a través de la Ecuación que relaciona el período predominante con la profundidad del depósito y la velocidad de onda de corte $T = 4H/V_s$. La grilla es definida con un espaciamiento de 8 m, alcanzando un máximo de 4.0 [Hz] y la función fuente es un pulso tipo Gabor.

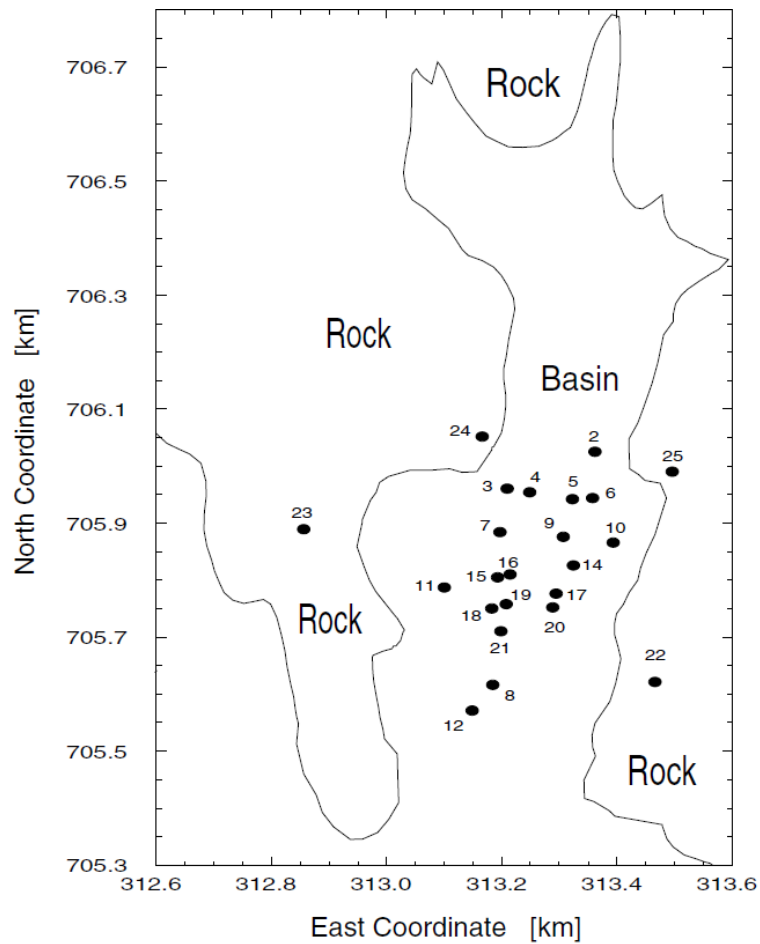


Figura 2.13: Geometría del valle de Parkway. Los puntos representan las estaciones ubicadas en el valle (Chávez-García, 2003)

Las principales conclusiones obtenidas por Chávez-García (2003), indican que, si bien, el modelo es bastante simplificado en términos de su geometría y de la velocidad de onda de corte utilizada, es capaz de capturar los fenómenos físicos que ocurren en esta zona, observándose a través de funciones de transferencia en la zona central, logrando una buena consistencia entre lo medido y lo simulado, sin embargo, esto no ocurre en zonas cercanas a los afloramientos rocosos, con bordes muy pronunciados, ya que es ahí donde el modelo se aleja de la estructura real de la cuenca. Algunos de sus resultados se muestran en la Figura 2.14.

Finalmente, menciona que según los resultados obtenidos la forma tridimensional de la cuenca podría ser más importante que un conocimiento detallado de las propiedades del subsuelo para lograr predecir de buena manera la respuesta de sitio, aunque, para estimar correctamente los niveles de amplificación, se requiere una buena definición del contraste de impedancia.

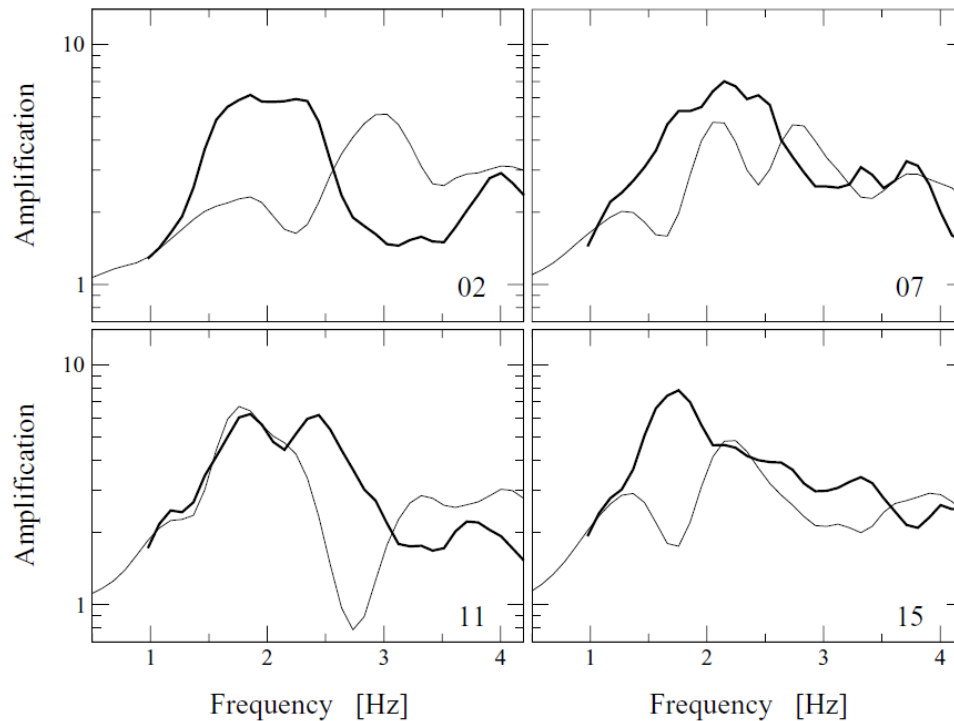


Figura 2.14: Comparación entre funciones de transferencia simuladas y observadas, componente NS, para estaciones señaladas en Figura 2.13. La línea gruesa representa el promedio de la función de transferencia observada. La línea delgada muestra la función de transferencia obtenida a través de la simulación (Chávez-García, 2003)

Chaljub et. al. (2010) genera una comparación entre 4 predicciones numéricas tridimensionales de Grenoble, un valle Alpino con una compleja estructura 3D y altos contrastes de velocidad. Las simulaciones fueron realizadas hasta 2.0 [Hz], con diferentes consideraciones. La geometría de la cuenca y de la estructura interna, así como también la profundidad, se muestra en la Figura 2.15.

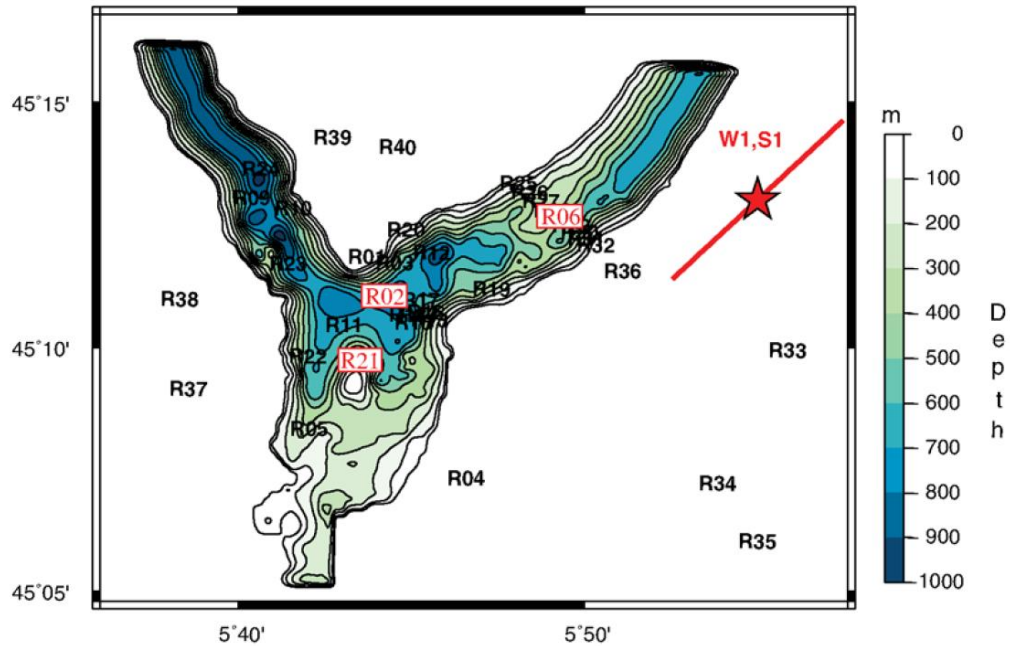


Figura 2.15: Modelo de la cuenca de Grenoble utilizado por Chaljub et. al. (2010) para la simulación

El modelo de velocidad de onda de corte es definido a través de una ecuación potencial $V_s = 300 + 19\sqrt{z}$, hasta los 1000 m con un $Q_s = 50$. Luego el basamento rocoso es definido de manera homogénea por capas, donde los primeros 3 km quedan definidos por un $V_s=3200$ m/s, alcanzando un $V_s=4450$ m/s para una profundidad mayor a 35 km y con un valor de factor de calidad $Q_s = \infty$ a partir de los 1000 m. El factor de calidad para onda P, es definido de acuerdo con lo siguiente $Q_p = 37.5 \alpha^2 / \beta^2$, con α el valor de velocidad de onda de corte y β el de velocidad compresional, luego a partir de los 1000 m se define $Q_p = \infty$.

La comparación realizada por Chaljub et. al. (2010) muestra que independiente del método numérico utilizado, los resultados de la simulación son bastante consistentes, comparando los métodos de diferencias finitas, elementos espectrales y el método discontinuo de Garlekin (ADER-DGM). Algunos de sus resultados son mostrados en la Figura 2.16.

Es interesante destacar que resultados similares son obtenidos por Moczo et. al. (2014) en la cuenca de Mygdonian, donde compara el método de diferencias finitas con el de elementos espectrales. Además, Chaljub et. al. (2010) recomienda que para obtener un resultado confiable se deben utilizar al menos dos métodos numéricos comparables, como por ejemplo FDM y SEM.

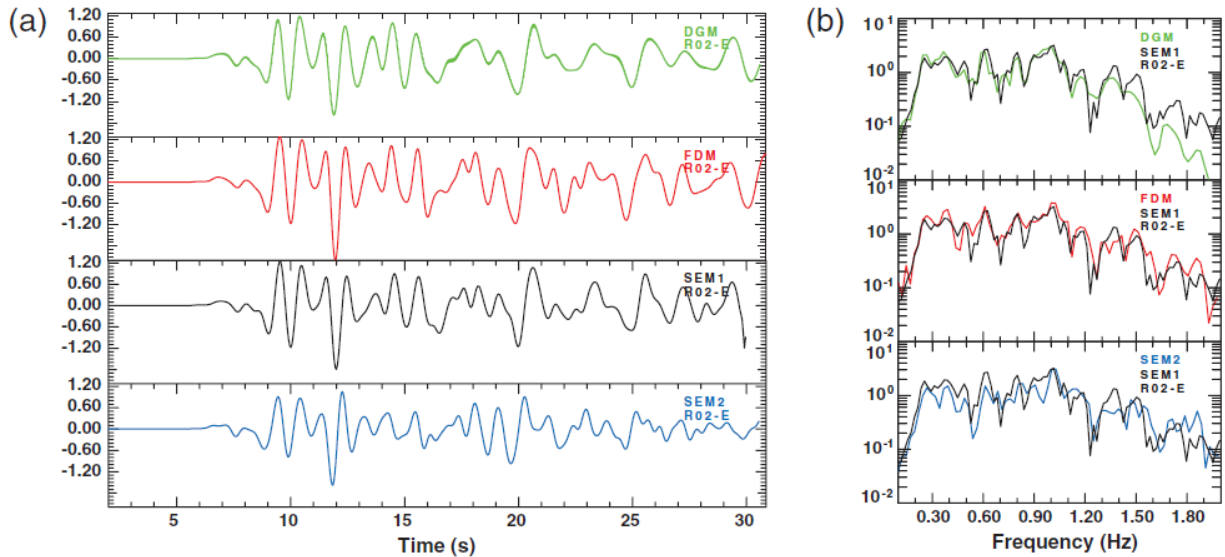


Figura 2.16: (a) Sismogramas sintéticos de receptor R02 (ver Figura 2.15) para 4 diferentes métodos numéricos. (b) Espectros de respuestas respectivos (Chaljub et. al. 2010)

Una de las cuencas con una gran cantidad de estudios es la de Mygdonian cercana a la ciudad de Thessaloniki ubicada al norte de Grecia, con un ancho de 5 km aproximadamente. Una de las ventajas que presenta esta cuenca es el alto nivel exploración de la estructura del subsuelo, pudiendo contar con modelos de velocidad precisos y una conocida estructura interna. En este sentido, Manakou et. al. (2010) propusieron un modelo tridimensional que pudiese ser utilizado para modelar numéricamente los registros sísmicos registrados por la red de acelerógrafos instalados.

Moczo et. al. (2014) simularon la propagación de ondas producto de una falla dada por una doble-cupla ubicada a 3 km de profundidad. La frecuencia que alcanzan es de 4.0 [Hz] con un espaciamiento de grilla de 5 m y velocidades de onda de corte mínimas de 200 m/s. Si bien, Moczo et. al. (2014) realizan una comparación entre diferentes métodos de modelamiento, las principales conclusiones obtenidas hacen alusión al método de diferencias finitas por ser eficiente y lo suficientemente preciso en los resultados, así como también mencionando que el FDM probablemente sea el método que domine el modelamiento numérico de propagación de ondas.

Por su parte, Makra et. al. (2016) realizan un modelamiento de esta cuenca comparando los resultados de los modelos 3D, 2D y 1D, utilizando softwares desarrollados por el equipo de NuQuake (mismo software utilizado en esta investigación para los casos 2D y 1D). El modelo es excitado a través de un frente incidente de ondas con una función fuente de tipo Gabor, con un rango de frecuencias de hasta 5 Hz. Se seleccionan 4 perfiles bidimensionales que representan la cuenca de Mygdonian, estos son mostrados en la Figura 2.17 junto con la geometría de la cuenca.

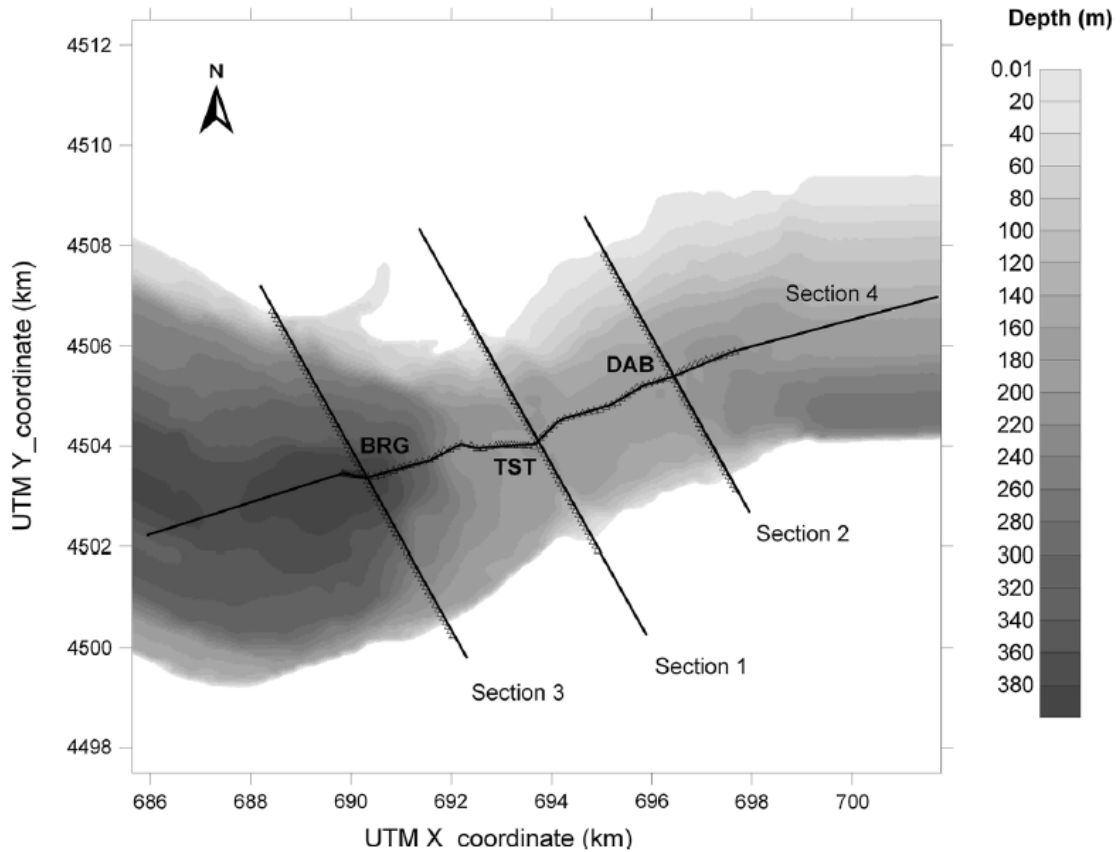


Figura 2.17: Mapa de contorno de la cuenca de Mydonian, mostrando la profundidad del basamento rocoso. Las cuatro líneas muestran las extensiones del dominio computacional de las secciones utilizadas en el modelamiento (Makra et. al., 2016)

Makra et. al. (2016) consideraron velocidades de onda de corte homogéneas para cada capa de suelo y un factor de calidad para la atenuación $Q_s = V_s/10$. Las propiedades de los materiales utilizados en la modelación se muestran en la Figura 2.18

En la Figura 2.19 se muestra el detalle de cada sección y las consideraciones realizadas. Como se puede ver, La sección 4 recorre la cuenca en orientación NE-SO sin cruzar afloramientos rocosos y con capas de suelo relativamente planas, en comparación con las secciones 1, 2 y 3, las cuales tienen una menor extensión y se encuentran acotadas por los afloramientos rocosos de cada lado. Esto es importante debido a que dependiendo de cuan encajonados sean los perfiles a simular, existirán mayores diferencias al considerar una simulación 3D, 2D o 1D.

Layer	V_p (m/s)	V_s (m/s)	ρ (kg/m ³)	Q_s	Q_p
A + B	1500	200	2100	20	∞
C + D	1800	350	2100	35	∞
E + F	2500	650	2200	65	∞
Bedrock	4500	2600	2600	∞	∞

Figura 2.18: Propiedades de los materiales considerados para las 3 capas de sedimentos y la roca basal en el modelo de Mygdonian (Makra et. al., 2016)

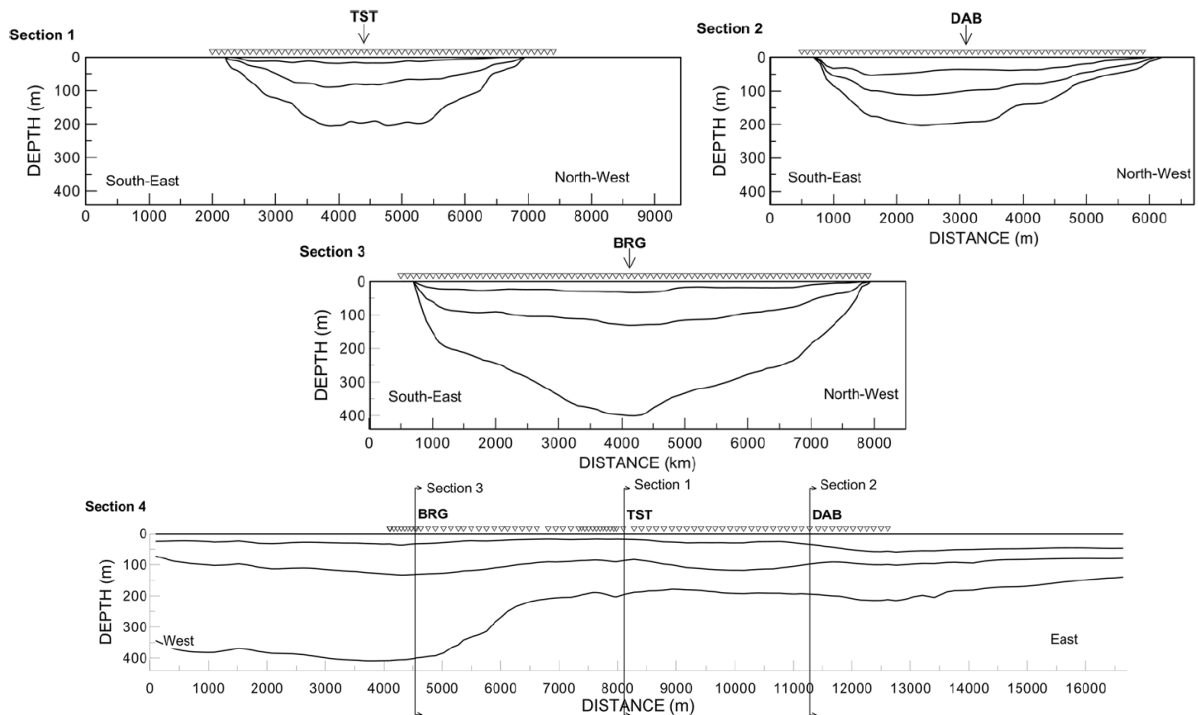


Figura 2.19: Perfiles bidimensionales utilizados por Makra et. al. (2016) para simular la propagación de ondas en la cuenca de Mydonian

Dentro de los principales resultados menciona que la heterogeneidad lateral puede incrementar la amplificación sísmica hasta en un 100%, en comparación con un perfil que no contiene mayores variaciones (perfiles 1, 2 y 3, en comparación con perfil 4), en el cual existen pequeñas conversiones de energía y por ende una menor cantidad de ondas superficiales, los cuales pueden manifestar amplificaciones 2D y 1D muy similares. En este mismo sentido, mencionan que los resultados de perfiles bidimensionales son muy similares a los de un modelo tridimensional tomando en cuenta la dificultad e incertezas inherentes a la construcción de un modelo 3D.

Maufroy et. al. (2015) realizaron una verificación y validación de una simulación numérica tridimensional de la cuenca de Mygdonian. El modelo consta de 3 capas de suelo, las que son definidas, en un primer modelo con velocidades homogéneas, comenzando en los 200 m/s para la capa más somera, luego 350 m/s para la capa intermedia y de 650 m/s para la última, estos valores son usualmente utilizados en diferentes investigaciones de esta cuenca (ver por ejemplo Figura 2.18). Un segundo modelo considera un gradiente de velocidades para cada capa. El modelamiento fue realizado hasta una frecuencia de 4.0 [Hz].

La etapa de verificación la realiza con diferentes métodos numéricos encontrando una muy buena concordancia entre los resultados de códigos totalmente independientes. Luego de terminada la etapa de verificación de manera satisfactoria, para la validación del modelo, utiliza registros de sismos reales, logrando resultados satisfactorios en términos de sismogramas sintéticos y razones espectrales, para el centro de la cuenca (ver Figura 2.20), tanto en términos espectrales como de duración de la señal en el dominio del tiempo, atribuyendo las diferencias a imprecisiones en los parámetros de la

fuente e incertezas en el modelo, tales como geometría, modelos de velocidad y amortiguamiento.

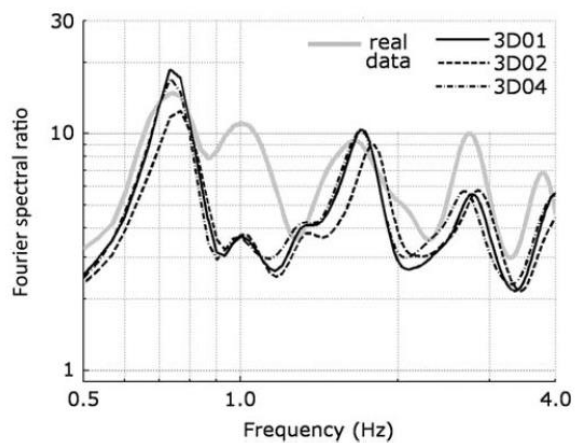


Figura 2.20: Comparación de la razón espectral para la estación TST en el centro del sitio (ver Figura 2.17), calculada a partir del registro de un sismo de magnitud Mw 4.4 y la obtenida de simulaciones (Maufroy et. al., 2015)

3. MARCO GEOLÓGICO Y SISMOTECTÓNICO DE LA CUENCA DE SANTIAGO

Esta investigación realiza una simulación numérica de 3 perfiles geológicos-geotécnicos que cruzan la Cuenca en orientación Norte-Sur y Este-Oeste, con longitudes que abarcan desde los 45 hasta 60 km. Para llevar a cabo esto se requiere recopilar antecedentes que respalden la configuración de cada perfil, además de tener las bases para realizar los supuestos necesarios. En las siguientes secciones se presenta el marco geológico de la Cuenca, conteniendo la información relevante para la elaboración de cada perfil.

3.1. Geomorfología de la Cuenca

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 (Araneda et. al., 2000). Está limitada al norte por los cerros de Chacabuco y al sur en Angostura con una extensión norte-sur de 90 km y este-oeste de 40 km, aproximadamente (Pastén, 2007). Además, existe una gran cantidad de cerros islas distribuidos en la Cuenca, tales como el San Cristóbal, Chena, Renca, Calán, Lo Aguirre, entre otros, que alcanzan hasta los 900 m.s.n.m. (Araneda et. al., 2000, González et. al., 2018, Yáñez et. al., 2015). La morfología de la Cuenca y algunos de estos cerros islas son mostrados en la Figura 3.1.

La topografía de la Cuenca es relativamente plana, con pendientes suaves en orientación norte-sur con elevaciones que van desde los ~500 hasta los 650 m.s.n.m (metros sobre el nivel del mar). Esta suave topografía se debe a que la Cuenca se encuentra rellena por depósitos Cuaternarios predominando los de origen fluvial, coluvial y aluvial (Gálvez, 2012). En orientación oeste-este, la Cuenca va aumentando su elevación producto de la cordillera de Los Andes, comenzando en los ~450 hasta alcanzar incluso los 1000 m.s.n.m. Estas altitudes aumentan rápidamente al acercarse a la zona cordillerana, superando los 3000 m.s.n.m. en el cerro San Ramón.

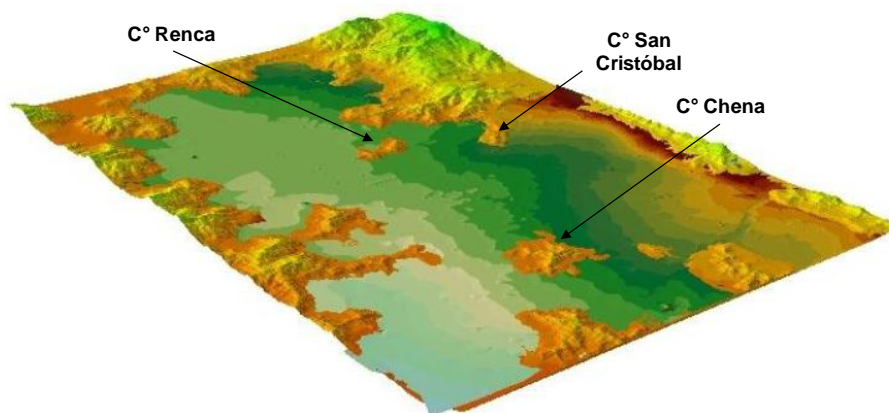


Figura 3.1: Modelo tridimensional de la Cuenca de Santiago (mod. Vergara, 2015)

Estudios gravimétricos evidencian una geometría irregular del basamento rocoso con profundidades que varían entre centenas de metros, hasta depocentros que alcanzan los 500 - 600 m de profundidad, localizados en Lampa, Peñalolén y Pudahuel. En la Figura 3.2, se muestran las curvas de nivel del basamento rocoso obtenidas del estudio realizado por Araneda et. al. (2000) y el espesor de sedimentos dados por González et.

al. (2018). Ambos estudios evidencian una gran similitud, sobre todo en la zona centro sur de la Cuenca. Según el estudio de González et. al. (2018), se encontraron 8 depocentros con profundidades que fluctúan entre los 300 m y 600 m, ubicados en la zona sur de la Cuenca, en las áreas de Talagante y Paine, como también en las comunas de Puente Alto y Peñalolén.

Según Yáñez et. al. (2015), los resultados de un estudio gravimétrico y la revisión de 386 pozos muestran una Cuenca relativamente somera con una profundidad media de 300 m, localizando 3 “subcuencas” con espesores mayores a 500 m, siendo consistente con lo propuesto tanto por Araneda et. al. (2000) y González et. al. (2018).

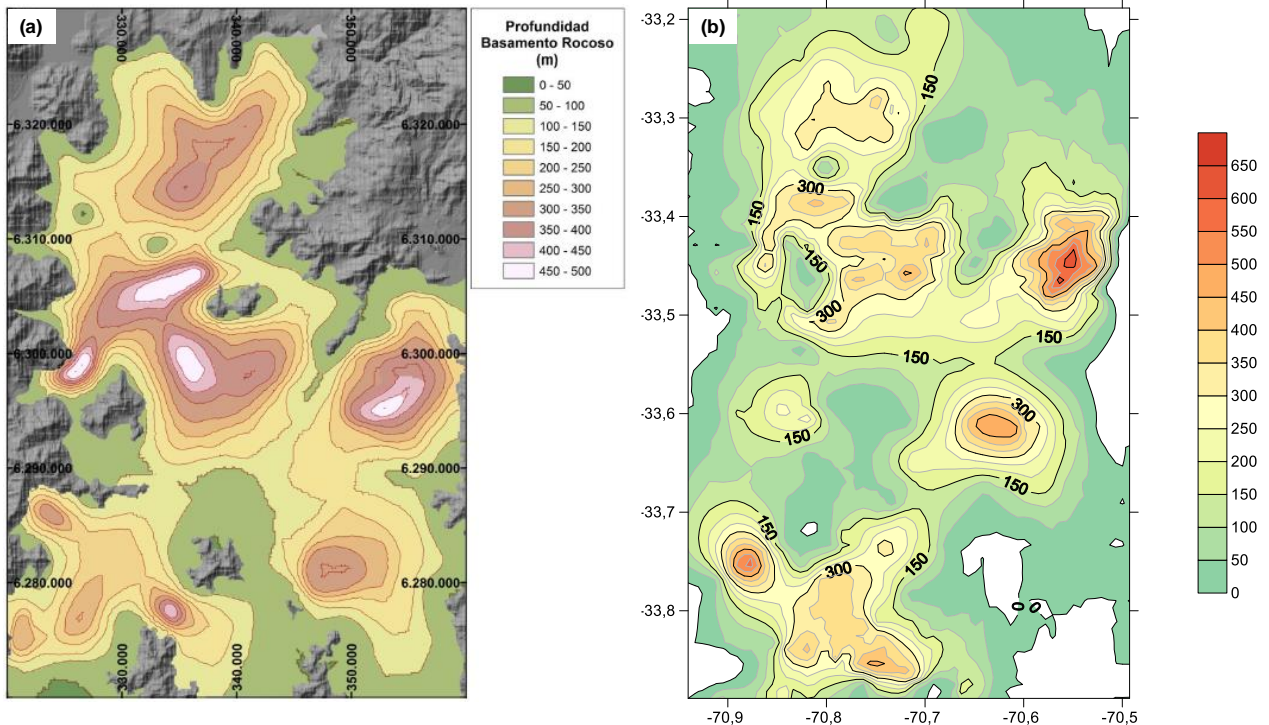


Figura 3.2: Curvas de nivel de la geometría del basamento rocoso; (a) Profundidad del basamento (Araneda et. al., 2000), mod. Vergara (2015) y (b) Espesor de los sedimentos en metros (mod. González et. al., 2018).

3.2. Unidades geológicas-geotécnicas

Leyton et. al. (2010) realizan una reinterpretación de la geología superficial definiendo 10 unidades que caracterizan los suelos de la Cuenca de Santiago y que es posible ver en la Figura 3.3. Cabe destacar que este estudio considera las características predominantes de los 30 m superficiales. A continuación, se presentan las definiciones dadas por Leyton et. al. (2010) de los principales aspectos de cada unidad, además de otras características de interés.

- **Unidad I: Rocas.** Estas afloran en los cordones que rodean la Cuenca de Santiago y en los cerros islas (cerros de Chena, Santa Lucía, Renca y otros). De acuerdo con el mapa de Fock (2005), hacia el noreste y este afloran principalmente rocas asignadas a la Formación Abanico, intruidas por rocas ígneas. Al norte y al oeste dominan rocas

más antiguas, asignadas a las formaciones Lo Valle, Veta Negra y Lo Prado y cuerpos intrusivos cretácicos.

- Unidad II: Grava de Santiago. Unidad constituida principalmente por materiales gruesos, con predominio de gravas arenosas de compacidad media a alta. En la Cuenca corresponden principalmente a los depósitos subactuales de los ríos Maipo, Mapocho y Clarillo.

Originados principalmente por los dos grandes afluentes de la Cuenca, Mapocho y Maipo. Estos depósitos se caracterizan por ser muy competentes, con altas resistencias, densidades y rigidez. Tienen una excelente graduación con lentes de arenas y finos arcillosos. Estos depósitos están asociados a la unidad II descrita en la sección anterior. Como se puede ver en la Figura 3.3, dominan gran parte de la Cuenca, encontrándose en comunas como Santiago, Ñuñoa, El Bosque, La Pintana, entre varias otras.

- Unidad IIIa: Abanicos aluviales menores. Depósitos constituidos por bloques y gravas subangulares en matriz soportante areno-arcillosa con intercalaciones de arenas, limos y arcillas. En el área de estudio corresponden a abanicos aluviales menores ubicados en las laderas de los relieves principales que rodean la Cuenca.

Según Pastén (2007), estos depósitos corresponden a materiales arrastrados por flujos ocasionales de agua y depositados en forma de cono por acción gravitacional en la salida de las quebradas que drenan la vertiente occidental de la Cordillera de Los Andes y la oriental de la Cordillera de la Costa. Estos sedimentos están constituidos por partículas subangulares inmersas en una matriz de finos y arena.

- Unidad IIIb: Abanicos aluviales antiguos. Depósitos constituidos por gravas y bloques en matriz areno arcillosa. Corresponden a abanicos aluviales antiguos, principalmente asociados al río Mapocho, ubicados al noreste de la Cuenca. Estos se ubican formando un relieve de altura media como por ejemplo los cerros Apoquindo y Calán.
- Unidad IV: Remociones en masa. Depósitos constituidos por gravas y bloques en matriz soportante arcillo arenosa. En la Cuenca se ubican en el relieve principal, al este y noreste, y corresponden a depósitos de remociones en masa antiguos.
- Unidad Va: Abanicos aluviales Colina y Arrayán. Depósitos constituidos por gravas en matriz areno arcillosa con abundantes intercalaciones de arenas, limos y arcillas y gruesos suelos limo arcillosos. En la Cuenca corresponden a los depósitos de abanicos aluviales de los esteros Colina y Arrayán.
- Unidad Vb: Arenas y limos estero Lampa. Depósitos constituidos por arenas finas a gruesas con mezcla variable de limos y arcillas. En la Cuenca corresponden a los depósitos del estero Lampa.
- Unidad VI: Ignimbrita. Depósitos constituidos por espesores mayores a 20 m de ceniza volcánica con fragmentos líticos y pómez, asignada a la unidad denominada Ignimbrita Pudahuel. Los depósitos se ubican formando lomas de poca altura en el

sector poniente y norponiente de la Cuenca de Santiago. Se incluyen en esta unidad depósitos de cenizas con intercalaciones de arenas limos y gravas.

Específicamente Lagos (2003) y Troncoso (2012) definen esta unidad como depósitos de ceniza volcánica originadas por flujos piroclásticos, probablemente provenientes de una gran erupción del Volcán Maipo, localizado a 120 km al sureste, en la parte superior del Valle del Maipo (Bonneyoy-Claudet et. al., 2009). Según lo descrito por Lagos (2003), ocupan un área de aproximadamente 60 km² en el sector de Pudahuel. Por el sur, se extienden hasta Maipú y limitan hacia el oeste con la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa. Los estratos alcanzan hasta los 40 m de espesor y su clasificación USCS varía entre un limo de baja plasticidad (ML) en Barrancas-Pudahuel y una arena limosa (SM) en las zonas de Maipú.

- Unidad VII: Finos del Noroeste. Depósitos constituidos por limos y arcillas con intercalaciones de gravas, arenas y cenizas. Los depósitos asignados a esta unidad se ubican principalmente en el sector noroeste de la Cuenca de Santiago.

Autores como Bonneyoy-Claudet et. al. (2009), Pilz et. al. (2011) y Gálvez (2012) definen este depósito principalmente por limos y arcillas de alta plasticidad con intercalaciones de arenas, gravas y cenizas volcánicas. Hacia el norte se extienden hasta los sectores de Colina y Batuco, mientras que hacia el sur estos depósitos se mezclan con las gravas de Santiago (Pastén, 2007), formándose una zona de transición al sur del cerro Renca. Se caracterizan por tener consistencia baja y velocidades de onda de corte deficientes.

- Unidad VIII: Depósitos fluviales recientes. Depósitos de granulometría variable entre gravas y limos. Corresponden a los depósitos de los cauces fluviales actuales que se distribuyen en toda la Cuenca.

En la Figura 3.3 se señala el emplazamiento de los perfiles geológico-geotécnicos definidos para el modelamiento numérico realizado en el presente estudio. Estos perfiles son definidos de acuerdo con la información disponible con respecto a mediciones locales de microvibraciones y red temporal de estaciones banda ancha que serán especificados en las próximas secciones. Además, los perfiles contienen los tipos de suelo más característicos de la Cuenca.

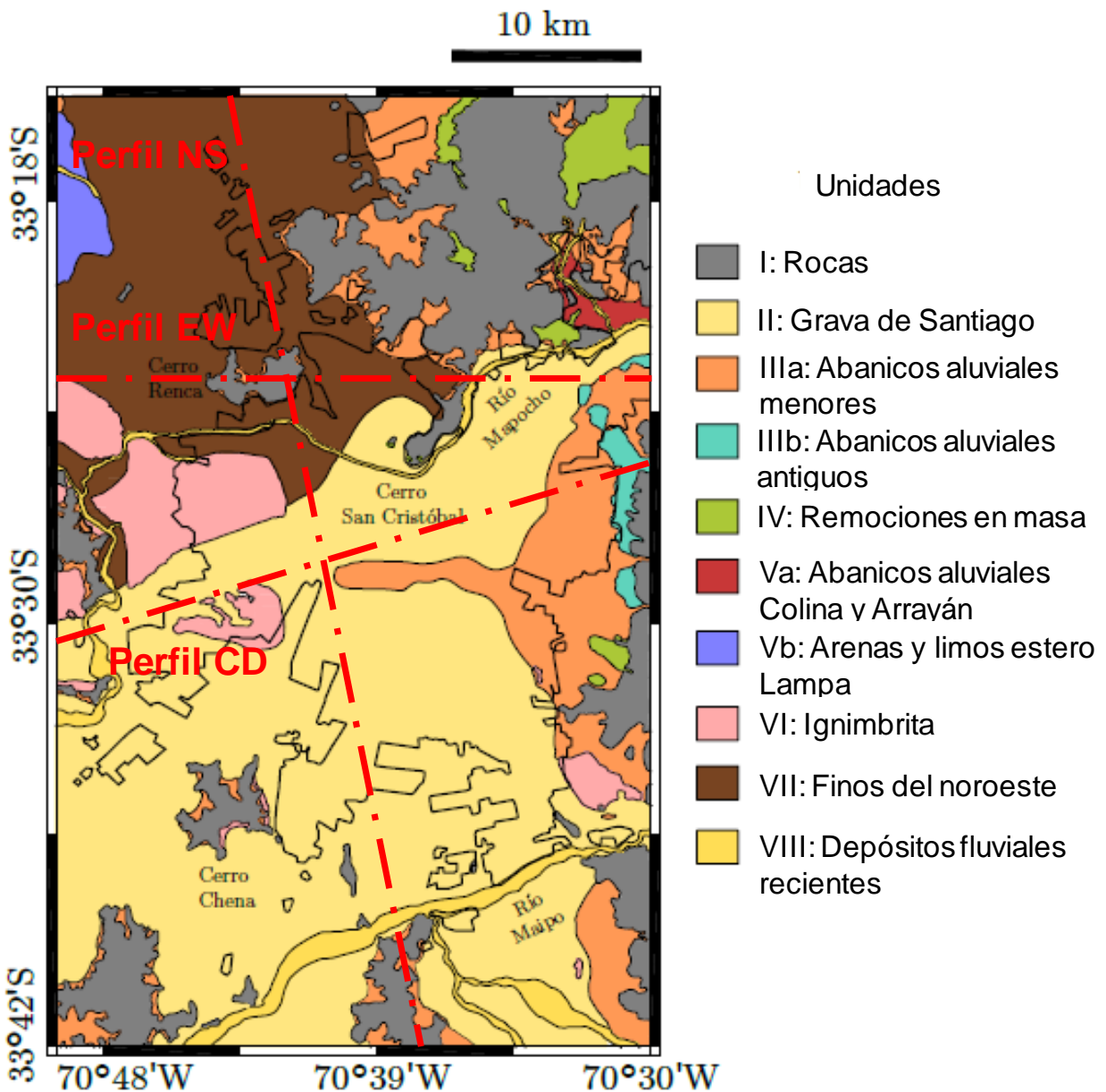


Figura 3.3: Ubicación de los perfiles sobre geología superficial mod. Leyton et. al., 2010. El contorno negro representa los límites del radio urbano.

Como es posible notar en la Figura 3.3, el perfil NS cruza la Cuenca de Santiago dominado por dos grandes tipos de suelo. El primero, es el suelo fino característico de la zona noroeste, encontrado en comunas como Colina, Lampa y Quilicura, señalado por la unidad VII de la Figura 3.3. El segundo, es el constituido por la unidad II y que corresponde a grava de Santiago ubicada principalmente en la zona centro y centro-sur en comunas como Santiago, Estación Central, La Cisterna y La Pintana. Además, entre estos dos grandes tipos de suelo, al sur del cerro Renca, existe una zona de transición emplazada bajo las comunas de Renca, Quinta Normal y Cerro Navia, que muestra una serie de intercalaciones de gravas, suelo fino y arenas, la cual es detectada consistentemente por los sondajes y pozos existentes en estos sectores.

El perfil EW, cruza la Cuenca de Santiago a través de comunas como Pudahuel, Renca, Conchalí, Vitacura y Las Condes. Existen 3 tipos de suelos principales encontrados a lo largo de este perfil. El primero, es la unidad descrita como Ignimbrita Pudahuel (Lagos, 2003; Bonnefoy-Claudet et. al., 2009; Troncoso, 2012). El segundo tipo de suelo y que además se encuentra en mayor porcentaje, es el suelo fino de la zona noroeste, señalado por la unidad VII de la Figura 3.3, presente en las comunas de Pudahuel y Conchalí. El tercero, es el constituido por la unidad II y que corresponde a grava de Santiago, dentro de este perfil este tipo de suelo está ubicado en las comunas de Vitacura y Las Condes.

Finalmente, el perfil CD, al igual que el perfil EW, cruza la Cuenca en orientación Este-Oeste, por comunas como Maipú, Cerrillos, Santiago y La Reina, hasta alcanzar la zona cordillerana. Es dominado principalmente por 3 tipos de suelo, estos son: Ignimbrita Pudahuel en el sector poniente, grava de Santiago en el centro-oriente y abanicos aluviales en la zona oriente.

3.2.1. Respuesta sísmica de los diferentes tipos de suelos

Un aspecto importante de destacar es que, en general, se ha visto que los suelos presentes en la Cuenca pueden agruparse según razones espectrales HVSR propias de cada unidad. De esta manera, suelos rígidos y con un perfil de V_s creciente en profundidad, en general, muestran razones espectrales planas o de muy baja amplitud. Y, por otro lado, suelos de baja competencia geotécnica presentan respuestas con *peak* marcado y altas amplitudes, propias de depósitos con altos contrastes de impedancia.

Para poder hacer una caracterización y distinción entre razones espectrales, se utiliza la clasificación propuesta por Pastén (2007), en donde se establecen 4 tipos de HVSR. Estas son definidas según lo siguiente:

- Tipo 1: Razones espectrales donde se puede identificar claramente la frecuencia predominante (f_0).
- Tipo 2: Razones espectrales donde se identifican al menos dos frecuencias predominantes (f_0 y f_1).
- Tipo 3: Razones espectrales donde es difícil identificar la frecuencia fundamental, a pesar de tener amplitudes mayores a uno, pero que en algunos casos se pueden identificar *peaks* a mayores frecuencias (f_1).
- Tipo 4: Razones espectrales de baja amplitud cercana a uno, sin frecuencias predominantes.

A raíz de lo descrito anteriormente los suelos presentes en la Cuenca pueden agruparse en 4 grandes tipos principales de suelo producto de su origen geológico y, en general, un similar comportamiento sísmico evidenciado para los terremotos de 1985 y 2010. A continuación, se describen específicamente las características de estos tipos de suelo, los cuales serán la base para la elaboración de cada perfil.

- Depósitos de grava de Santiago

La velocidad de onda de corte de estos depósitos alcanza valores de hasta 800 m/s (Pastén, 2007), pudiendo aumentar en profundidad por efecto del confinamiento. Esto genera que el contraste de impedancia entre la roca basal y el sedimento sea suave, y, por ende, no se generen amplificaciones importantes en estas zonas. En general, estos depósitos se caracterizan por tener razones espectrales HVSR planas o con *peak* de amplitud menor a 2 (Pastén et. al. 2016), como las mostradas en la Figura 3.4. Según Bonnefoy-Claudet et. al. (2009), estas razones espectrales son indicativas de depósitos con alta rigidez y donde se puede esperar una baja amplificación sísmica.

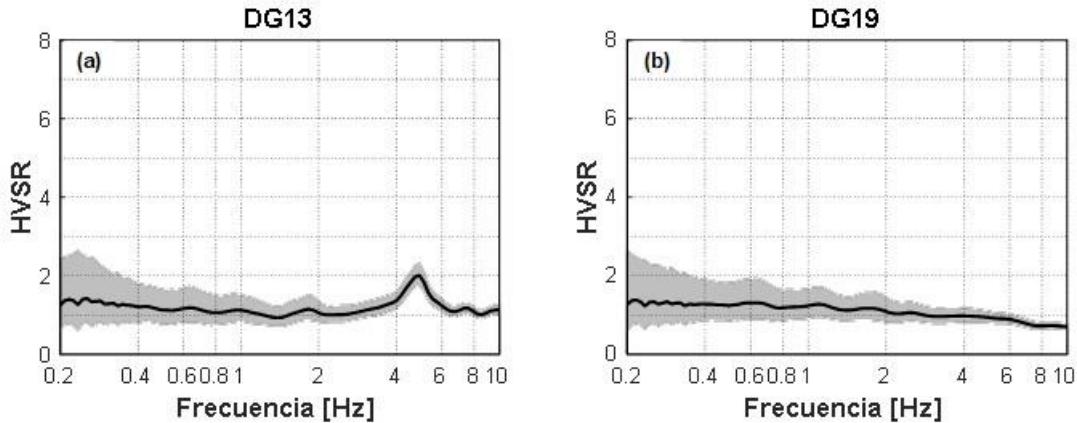


Figura 3.4: Razones espectrales de registros medidos en estaciones banda ancha. Ejemplo de respuesta plana (tipo 4) esperada en la unidad II. La línea negra sólida representa el promedio de todas las ventanas seleccionadas y la superficie sombreada gris, la desviación estándar.

- Abanicos aluviales menores o conos de deyección

Depósitos con velocidades de onda de corte que varían entre los 400 y 800 m/s (Sáez, 2016). Estos depósitos no tienen una razón espectral característica, sino más bien, son bastante heterogéneos, pudiendo mostrar respuestas que con *peaks* marcados o planas, como se ve en la Figura 3.5.

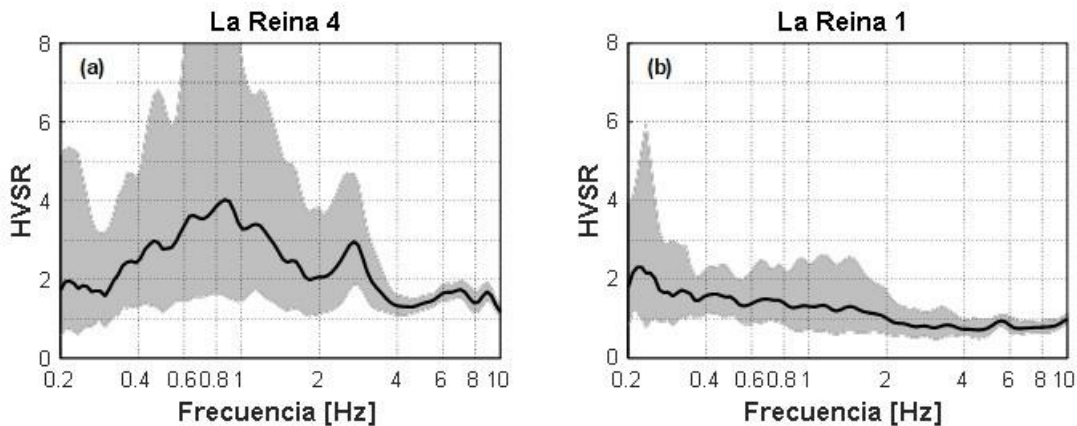


Figura 3.5: Razones espectrales de campañas locales (Pastén, 2007). Ejemplo de respuesta esperada en la unidad IIIa.; (a) tipo 2 y (b) tipo 4.

- Suelos finos del norte de Santiago

En estos depósitos la razón espectral HVSR muestra, en general, un *peak* marcado con altas amplitudes (Leyton et. al., 2010; Pastén et. al., 2016), como lo mostrado en la Figura 3.6a, lo que puede interpretarse como un fuerte contraste de impedancia entre el suelo y el basamento rocoso (Bonnefoy-Claudet et. al., 2009), existiendo también zonas que muestran doble *peak*, como lo mostrado en la Figura 3.6b. Esto es consecuente con las altas intensidades MSK-64 y, por lo tanto, daños severos ocurridos durante los terremotos de Valparaíso (1985) y Maule (2010) donde se registraron intensidades sísmicas sobre 8.0.

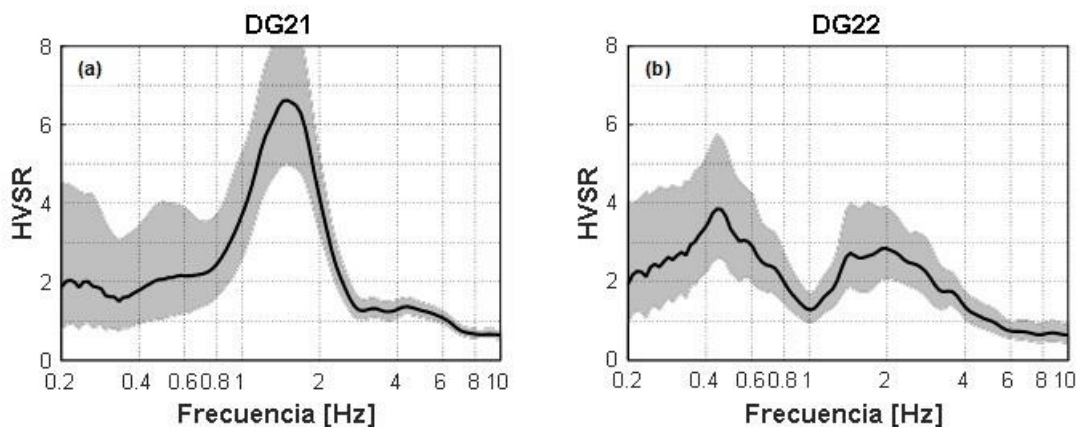


Figura 3.6: Razones espectrales de registros medidos en estaciones banda ancha. Ejemplo de respuesta esperada en la unidad VII; (a) tipo 1 y (b) tipo 2.

Gálvez (2012), a través de información obtenida de pozos y sondajes, y con la geología superficial propuesta por Leyton et. al. (2010) (ver Figura 3.3), desarrolló un perfil transversal que se muestra en la Figura 3.7, en el cual es posible notar que el suelo fino domina esta zona, con algunas intercalaciones de arenas y gravas. Es importante destacar que el nivel de basamento rocoso mostrado en este perfil fue obtenido del estudio gravimétrico de Araneda et. al. (2000).

En este mismo sentido, Gálvez (2012), realiza un mapa con la geología superficial específico de la zona norte de la Cuenca, en donde es posible ver el aporte de los esteros Colina y Lampa a la configuración del lugar. Esto genera estratos de arena con intercalaciones de limo y arcilla en los sectores noreste y noroeste. También existe una fuerte presencia de gravas en el sector sur del perfil mostrado en la Figura 3.7 asociadas a la influencia del Río Mapocho, cuya evidencia es clara en la intercalación de suelos presente en la zona centro de la Cuenca.

Considerando que existen intercalaciones de gravas, arenas y en menor cantidad, cenizas volcánicas, para este estudio solo se consideran los estratos más relevantes en términos de espesores. Estos son los estratos de arena y de grava detectados en la zona norte y sur del perfil mostrado en la Figura 3.7. 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 propuesto por González et. al. (2018), dominando todo el sector norte.

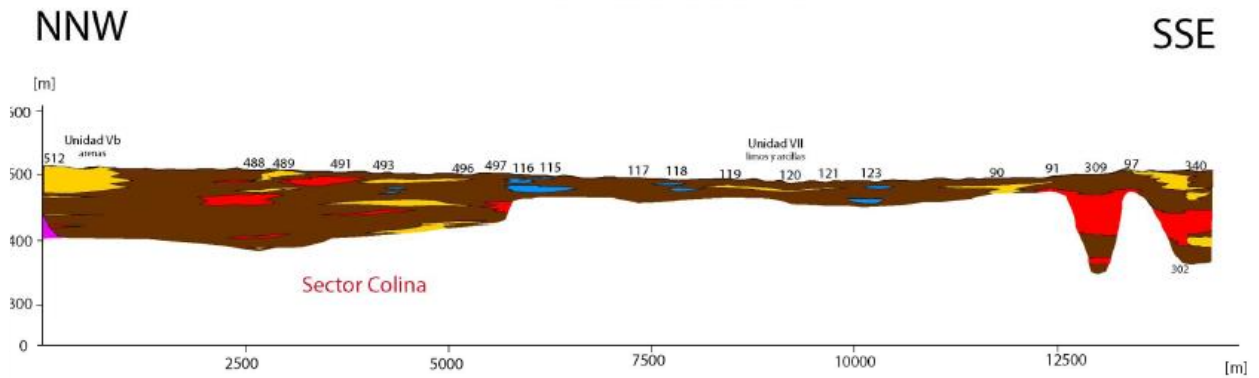


Figura 3.7: Interpretación geológica perfil de orientación noroeste-sureste (Gálvez, 2012). La especificación de los sondajes utilizados para la caracterización del perfil se encuentra en Gálvez (2012). La elevación del basamento rocoso fue obtenida a través de Araneda et. al. (2000).

- Depósitos de ceniza volcánica

Este tipo de depósitos presentan una buena resistencia con ángulos de fricción promedio cercanos a 30° . Incluso, antes del terremoto de Valparaíso (1985), se creía que esta unidad correspondía a un tipo de suelo competente para fundar, debido a su alta resistencia, poca deformabilidad y gran capacidad de soporte. Sin embargo, para el terremoto de 1985, la comuna de Pudahuel presentó daños severos en sus edificaciones, con intensidades MSK-64 de hasta 8.5, lo que no correspondía al comportamiento esperado por las características antes mencionadas. Esto más bien puede ser explicado por sus deficientes propiedades dinámicas, presentando altos contrastes de impedancia por su baja velocidad de onda de corte, la cual varía entre 160 a 375 m/s desde lo más somero hasta una profundidad aproximada de 60 m (Lagos, 2003).

En la Figura 3.8 es posible ver el comportamiento sísmico característico de la unidad VI en términos de razón espectral HVSR, la cual denota un fuerte contraste de impedancia en estos depósitos, con razones tipo 1 y 2, con *peaks* que alcanzan amplitudes mayores a 8 (ver Figura 3.8a) y frecuencias predominantes del orden de 0.5 Hz o menos.

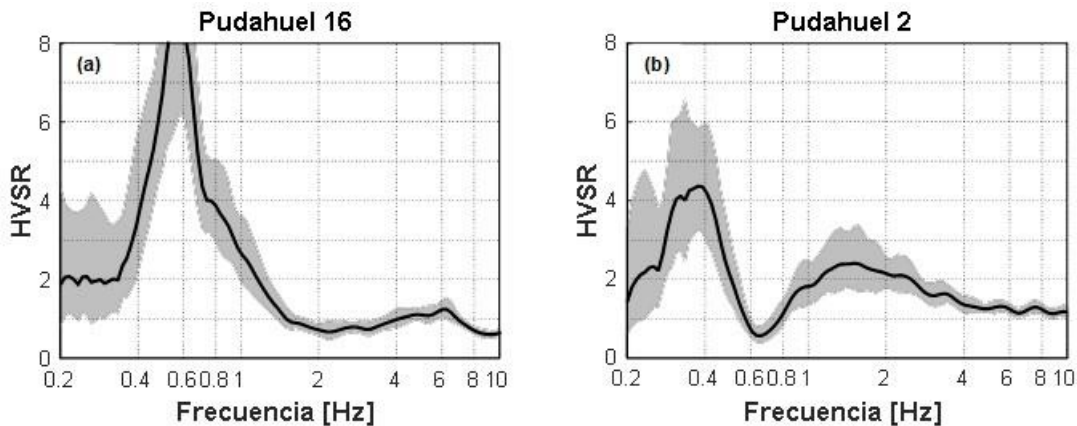


Figura 3.8: Razones espectrales de campañas locales (Pastén, 2007). Ejemplo de respuesta esperada en la unidad VI; (a) tipo 1 y (b) tipo 2.

Por su parte, Lagos (2003), propone perfiles geológico-geotécnicos que muestran los depósitos de ceniza volcánica, estos son mostrados en la Figura 3.9. Donde el perfil denominado A-A cruza la Cuenca con orientación Este-Oeste, con una longitud aproximada de 15 km, evidenciando el subsuelo en las comunas de Pudahuel, Lo Prado y Estación Central. En esta zona los depósitos de ceniza volcánica alcanzan potencias de hasta 60 m en el sector poniente de Pudahuel bajo lo cual existen estratos de limos y arcillas. Este depósito va disminuyendo en orientación Oriente hacia Estación Central, en donde se intercala con grava de Santiago. Es interesante notar que, además, en la zona de Pudahuel existe un depocentro que alcanza los 500 m, lo que, sumado a una deficiente velocidad de onda de corte, genera un depósito “flexible” de bajas frecuencias predominantes.

El perfil B-B', señalado en la Figura 3.9, interseca el perfil A-A' en el sector poniente en la comuna de Pudahuel, con orientación Norte-Sur y una longitud de 15 km, comenzando en el aeropuerto Arturo Merino Benítez y finalizando en el sector del Zanjón de la Aguada. En este perfil, es posible ver como los depósitos de ceniza volcánica dominan toda la geología superficial de esta zona, con espesores máximos de hasta 60 m. Bajo este estrato, existen limos y arcillas que abarcan todo el perfil, que es interrumpido por un estrato de gravas y arenas para luego continuar en profundidad.

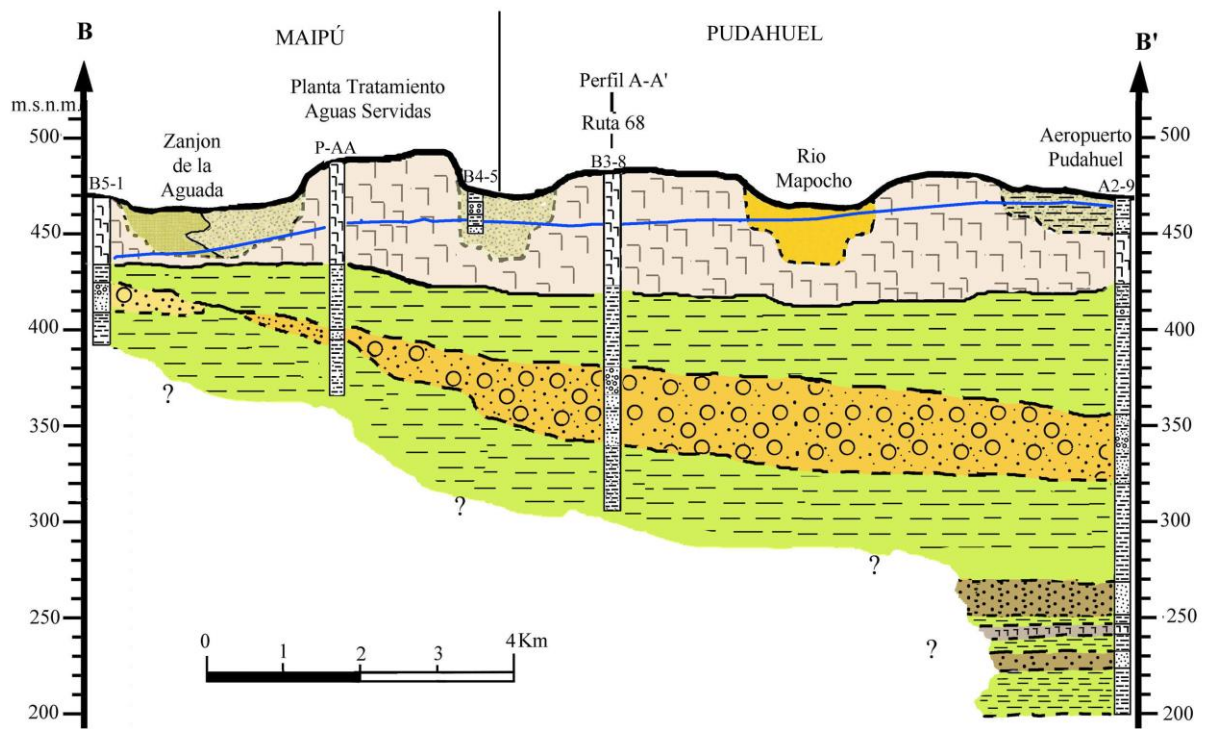
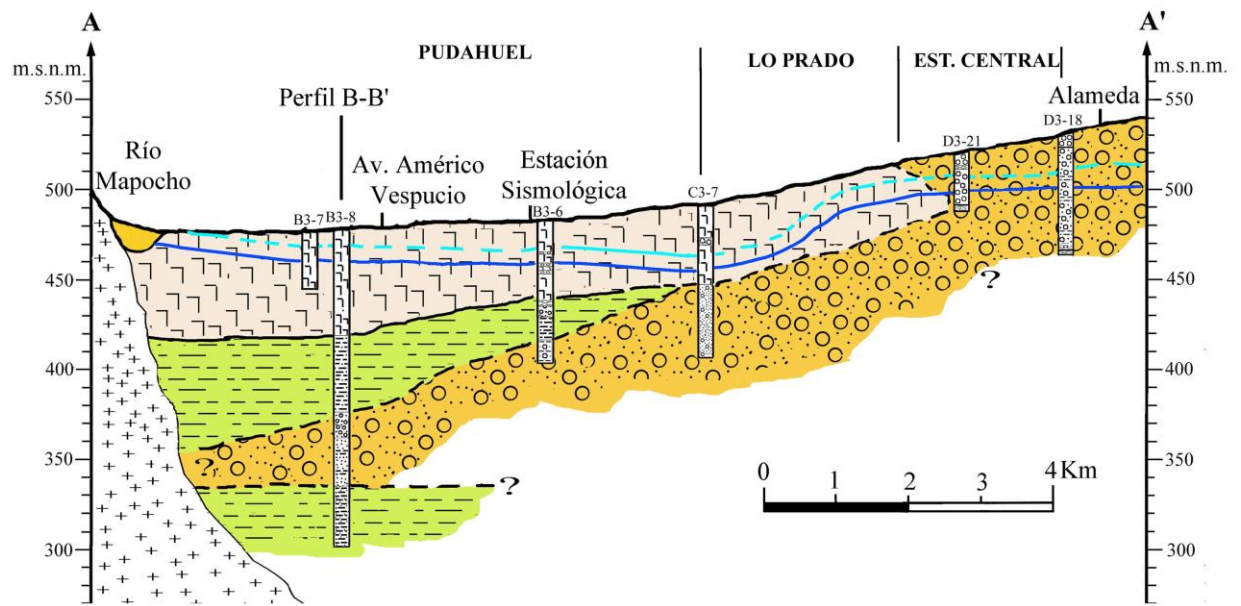


Figura 3.9: Perfil A-A' con orientación poniente-orienté y perfil B-B' con orientación norte-sur definido por Lagos (2003)

4. ELABORACIÓN DE MODELOS NUMÉRICOS

4.1. Red de estaciones temporales

El Centro Sismológico Nacional (CSN) instaló una red temporal de 33 estaciones banda ancha distribuidas en la Cuenca. Estas estaciones registraron vibraciones ambientales de manera continua, en las tres componentes espaciales (norte-sur, este-oeste y vertical) durante los años 2013 y 2014. Están compuestas por un digitalizador Kinemetrics Quanterra Q330, una unidad registradora Kinemetrics Marmot, una antena GPS y un sismómetro de banda ancha Nanometrics Trillium Compacto de 120s (Sáez, 2016 y Salomón, 2017). En la Figura 4.1 se muestra la distribución de las estaciones en la Cuenca.

Del total de estaciones banda ancha instaladas, se utilizaron 8, esto debido a que solo fueron consideradas las más cercanas a cada perfil, tal como se muestra en la Figura 4.1. Con los registros de cada estación se obtuvieron razones espectrales HVSR, pudiendo obtener más información en sectores donde hay baja densidad de mediciones locales, como también para corroborar la respuesta en cada zona.

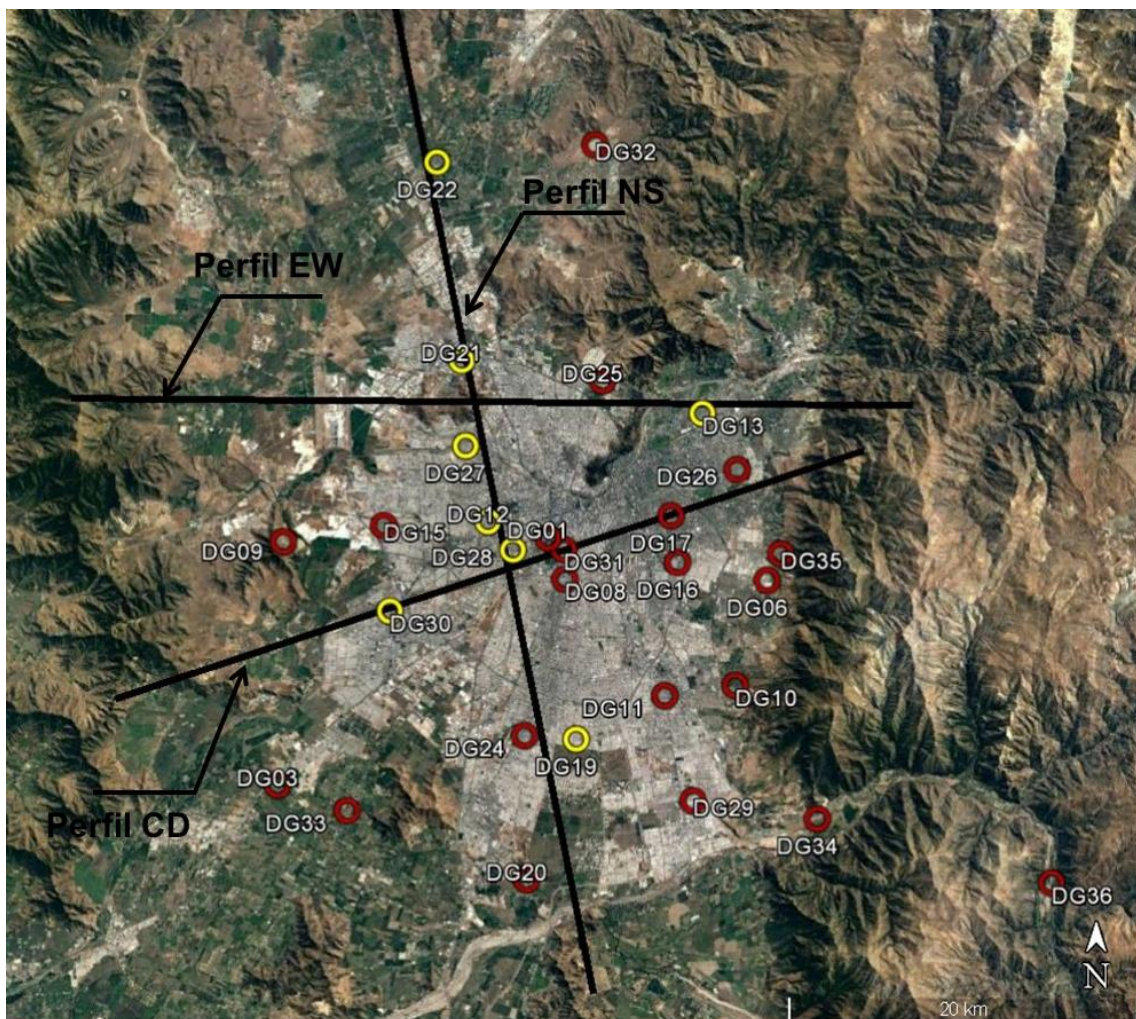


Figura 4.1: Red temporal de estaciones banda ancha instaladas en la Cuenca. En amarillo se destacan las estaciones utilizadas en este trabajo.

El detalle de las estaciones utilizadas se resume en la Tabla 4.1, junto con la comuna, unidad sobre la que se emplaza y sus coordenadas UTM. En la Figura 4.2, se muestran las razones espectrales calculadas para cada estación en base a sus registros. Es interesante notar como se evidencia la respuesta representativa de cada unidad descrita en secciones anteriores. La unidad II exhibe respuestas planas (DG13, 19 y 28) propias de un suelo rígido y con un perfil de velocidad de V_s creciente en profundidad. Mientras que la unidad VII, muestra una respuesta clara, con *peak* muy marcado como en el caso de DG21 y doble *peak* como en el caso de DG22.

Tabla 4.1: Estaciones banda ancha utilizadas en los perfiles

Estación	Perfil	Unidad	Comuna	Coordenada Norte [m]	Coordenada Este [m]
DG12	NS	II	Estación Central	6297639	342119
DG13	EW	II	Vitacura	6303995	354245
DG19	NS	II	La Pintana	6285398	347368
DG21	NS	VII	Quilicura	6306692	340766
DG22	NS	VII	Colina	6317970	338859
DG27	NS	VII	Quinta Normal	6301915	340775
DG28	NS	II	Estación Central	6296054	343634
DG30	CD	VI	Maipú	6292476	336615

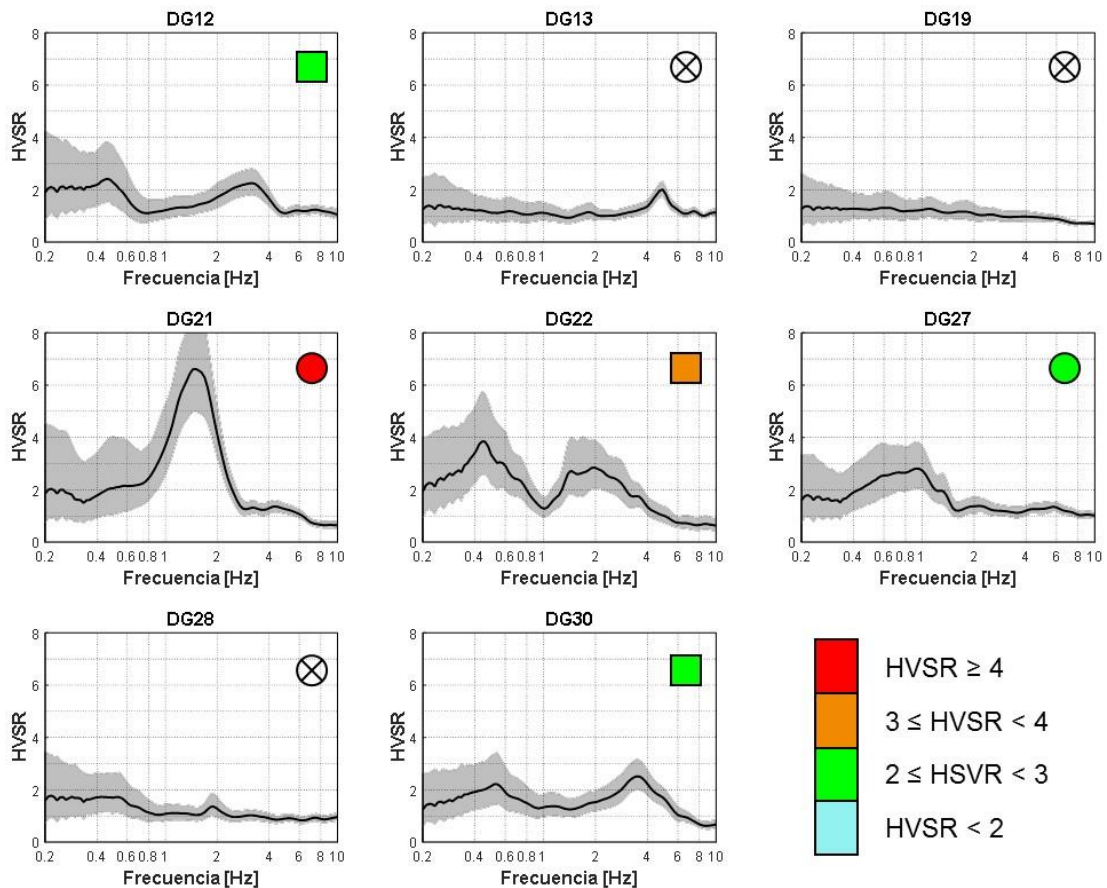


Figura 4.2: Razones espectrales de estaciones banda ancha. Los símbolos representan los tipos de HVSR. Círculo, tipo 1; Cuadrado, tipo 2; Círculo con X, tipo 4. Los colores representan la amplitud del *peak* de la frecuencia predominante según escala mostrada.

4.2. Mediciones locales de microvibraciones

La Cuenca de Santiago cuenta con una gran cantidad de mediciones locales de microvibraciones como las mostradas en las investigaciones de Pastén (2007), Bonnefoy-Claudet et. al. (2009), Leyton et. al. (2010) y Gálvez (2012).

Como es posible ver en la Figura 4.3, las mediciones utilizadas para la elaboración de los perfiles NS, EW y CD, fueron realizadas en sectores muy próximos, descartando mediciones que se encuentran más distantes. Con esto se busca obtener resultados representativos del área de estudio. Esto luego permitirá ver la tendencia de frecuencias predominantes y amplitudes en diferentes sectores de la Cuenca, como también la respuesta sísmica en las diferentes unidades y si es que existe una sensibilidad clara con la variación de profundidad del basamento rocoso.

El perfil NS cuenta con 16 puntos de mediciones de microvibraciones, como se muestra en la Figura 4.3 en color rojo. De los cuales, 6 corresponden a estaciones de banda ancha pertenecientes a la red temporal instalada por el Centro Sismológico Nacional (CSN), las que fueron especificadas anteriormente en la Tabla 4.1 y Figura 4.2. Los 10 restantes corresponden a campañas locales realizadas por Pastén (2007) y mediciones hechas en esta investigación, según se especifica en la Tabla 4.2.

El perfil EW cuenta con 11 puntos de mediciones de ruido ambiental, distribuidas a lo largo de este, como se puede ver en la Figura 4.3 en color verde. Además, se cuenta con una estación banda ancha correspondiente a la red temporal (DG13, ver Tabla 4.1 y Figura 4.2). Los registros fueron recopilados de campañas locales realizadas por Pastén (2007), según se especifica en la Tabla 4.3.

El perfil CD cuenta con 18 puntos de mediciones locales de microvibraciones, como se muestra en la Figura 4.3 en color celeste. Además, se cuenta con una estación banda ancha de la red temporal (DG30, ver Tabla 4.1 y Figura 4.2). Los registros de microvibraciones fueron recopilados de campañas locales realizadas por Pastén (2007) y mediciones hechas en esta investigación, según se especifica en la Tabla 4.4.

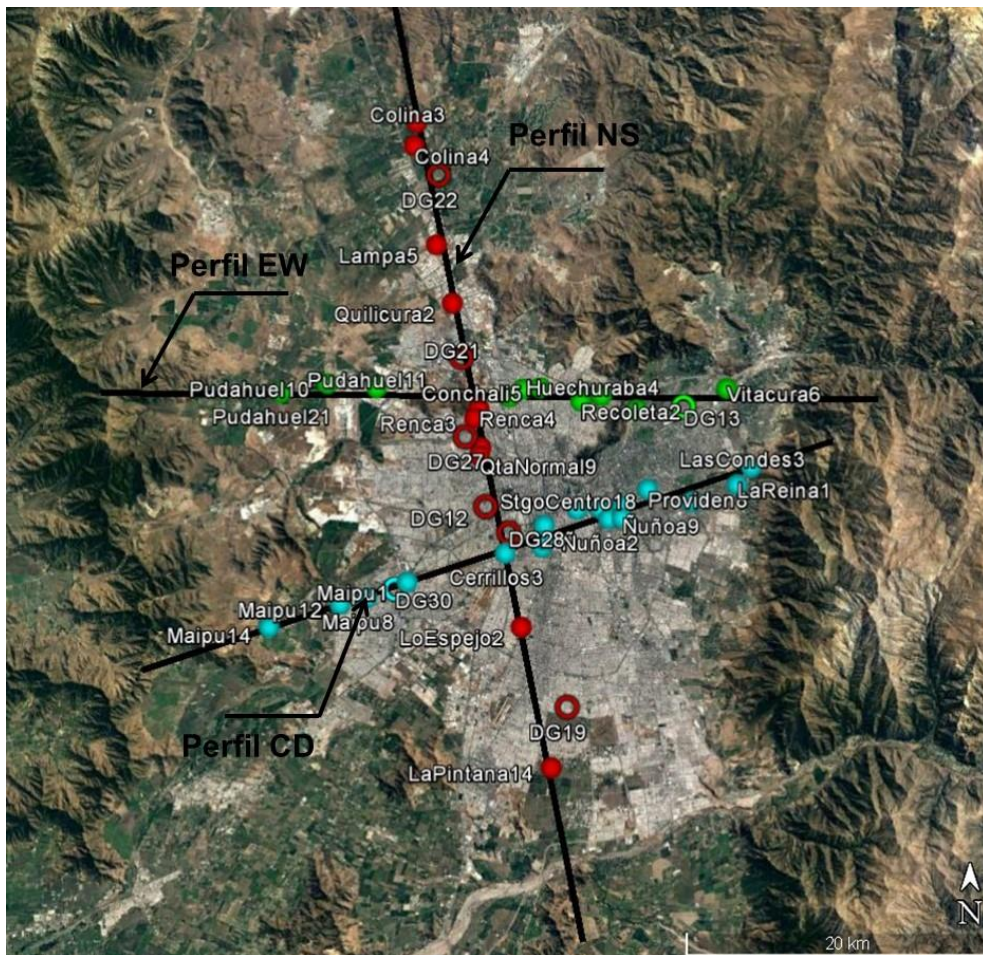


Figura 4.3: Mediciones de microvibraciones sobre perfiles NS (rojo), EW (verde) y CD (celeste)

Los registros de microvibraciones en las tres componentes espaciales (norte-sur, este-oeste y vertical) permiten aplicar el método de las razones espectrales HVSR descrito por Pastén (2007). Con esto, es posible obtener la respuesta del depósito de suelos en términos de su frecuencia predominante y un estimador del nivel de amplificación.

En la Tabla 4.2 se muestran las mediciones locales a lo largo del perfil NS con el respectivo tipo de razón espectral y las frecuencias obtenidas. Cabe destacar que las mediciones están ordenadas espacialmente, comenzando con la primera medición en el sector de Colina (ID: Colina3) y finalizando en el sur en La Pintana (ID: LaPintana14).

Tabla 4.2: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil NS

ID	Coordenada Norte [m]	Coordenada Este [m]	Tipo	f ₀ [Hz]	f ₁ [Hz]
Colina3 ^b	6321212	337454	1	1.90	-
Colina4 ^b	6319793	337342	1	2.32	-
DG22 ^c	6317970	338859	2	0.44	1.98
Lampa5 ^a	6313723	338819	1	1.23	-
Quilicura2 ^a	6310145	339862	2	0.63	1.50
DG21 ^c	6306692	340766	1	1.50	-
Renca4 ^a	6303719	341617	2	1.01	4.00
Renca3 ^a	6303117	341371	1	2.14	6.20
DG27 ^c	6301915	340775	1	0.94	-
QtaNormal10 ^a	6301307	341770	1	0.50	-
QtaNormal9 ^a	6300802	341702	2	0.52	8.90
DG12 ^c	6297639	342119	2	0.46	3.18
DG28 ^c	6296054	343634	4	-	-
LoEspejo2 ^a	6290321	344471	1	1.09	-
DG19 ^c	6285398	347368	4	-	-
LaPintana14 ^a	6281706	346476	4	-	-

^a : Medición realizada por Pastén (2007)

^b : Medición realizada en esta investigación

^c : Estación banda ancha instalada por el CSN

Lo mostrado anteriormente para el perfil EW es resumido en la Tabla 4.3, junto con la ubicación de cada medición en coordenadas UTM, el tipo de razón espectral determinada y la frecuencia predominante asociada.

Tabla 4.3: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil EW.

ID	Coordenada Norte [m]	Coordenada Este [m]	Tipo	f ₀ [Hz]	f ₁ [Hz]
Pudahuel21 ^a	6304489	329372	2	0.44	1.56
Pudahuel10 ^a	6305077	332239	2	0.38	1.34
Pudahuel11 ^a	6304862	335272	1	0.35	-
Conchalí1 ^a	6304447	343504	1	0.54	-
Conchalí6 ^a	6304937	344331	1	0.77	-
Conchali5 ^a	6305052	345379	1	1.28	-
Recoleta2 ^a	6304265	347915	1	0.86	-
Huechur4 ^a	6304641	349186	1	1.01	-
Vitacura4 ^a	6303791	351385	1	1.14	-
DG13 ^c	6303995	354245	4	-	-
Vitacura6 ^a	6305212	356923	4	-	-

Nota: El detalle del índice se encuentra en la Tabla 4.2

Finalmente, lo mostrado anteriormente para el perfil CD es resumido en la Tabla 4.3, detallando la ubicación de cada medición en coordenadas UTM, el tipo de HVSR y su frecuencia predominante.

Tabla 4.4: Mediciones de microvibraciones a lo largo del perfil CD.

ID	Coordenada Norte [m]	Coordenada Este [m]	Tipo	f ₀ [Hz]	f ₁ [Hz]
Maipú14 ^b	6290047	328875	1	1.33	-
Maipú12 ^b	6291529	333244	4	-	-
Maipú8 ^a	6291961	334889	2	0.57	3.44
DG30 ^d	6292476	336615	2	0.53	3.58
Maipú1 ^a	6292964	337366	2	0.56	3.58
Cerrillos3 ^a	6294853	343400	4	-	-
StgoCentro10 ^a	6295255	345665	4	-	-
StgoCentro22 ^a	6295646	345864	4	-	-
StgoCentro21 ^a	6296610	345784	4	-	-
StgoCentro18 ^a	6297622	347796	1	1.05	-
Nuñoa3 ^a	6297725	349171	4	-	-
Nuñoa2 ^a	6297079	349765	4	-	-
Nuñoa9 ^a	6297142	350586	4	-	-
Nuñoa1 ^a	6297854	350587	4	-	-
Providen8 ^a	6298930	352148	4	-	-
LaReina3 ^a	6298203	354859	4	-	-
LaReina1 ^a	6299310	357658	4	-	-
LasCondes3 ^a	6300402	358529	4	-	-

Nota: El detalle del índice se encuentra en la Tabla 4.2

Algo interesante de recalcar es que, como este perfil cruza en gran parte grava de Santiago, las razones espectrales en su mayoría son tipo 4 (i.e., respuesta plana), al igual que para la zona de abanicos aluviales menores, representando más de un 70% del total de mediciones. Al realizar el mismo análisis para los demás perfiles, es posible notar que las razones espectrales tipo 4 disminuyen considerablemente.

4.3. Determinación de velocidades de onda

Definir valores de velocidad de onda de corte no es una tarea trivial sobre todo en modelos a gran escala debido a que existe una gran heterogeneidad en los suelos, falta de prospecciones a grandes profundidades y una escasa densidad de mediciones que permitan corroborar los supuestos realizados. Sin embargo, es posible agrupar los diferentes sectores que se desean modelar según su geología superficial y razones espectrales.

Pastén et. al. (2016) estudiaron la composición de la Cuenca de Santiago a través de correlaciones cruzadas de la componente vertical de registros continuos medidos en estaciones banda ancha instaladas en diferentes sectores por el Centro Sismológico Nacional y que fueron detalladas en la sección 4.1. A través de esto, obtuvieron curvas

de dispersión para las zonas este, sur y central. Luego estas son invertidas con el software Dinver para obtener los perfiles de velocidad de onda de corte mostrados en la Figura 4.4.

De acuerdo con esto la velocidad de onda de corte comienza en 700 m/s y 900 m/s en superficie según la ubicación que se esté considerando, para luego incrementar a una misma razón según un factor potencial dado por $50\sqrt{z}$. Si bien, Pastén et. al. (2016) comentan que los primeros 100 m no están bien resueltos debido a la falta de información en altas frecuencias, esto es fácilmente subsanado con métodos locales activos o pasivos. Además, contrastan los resultados con lo propuesto por Humire et. al. (2015) quienes determinan valores de V_{s30} en la Cuenca, encontrando velocidades del orden de 1000 m/s a 30 m de profundidad para la grava de Santiago en la zona sur, lo cual es consistente con las regresiones potenciales definidas.

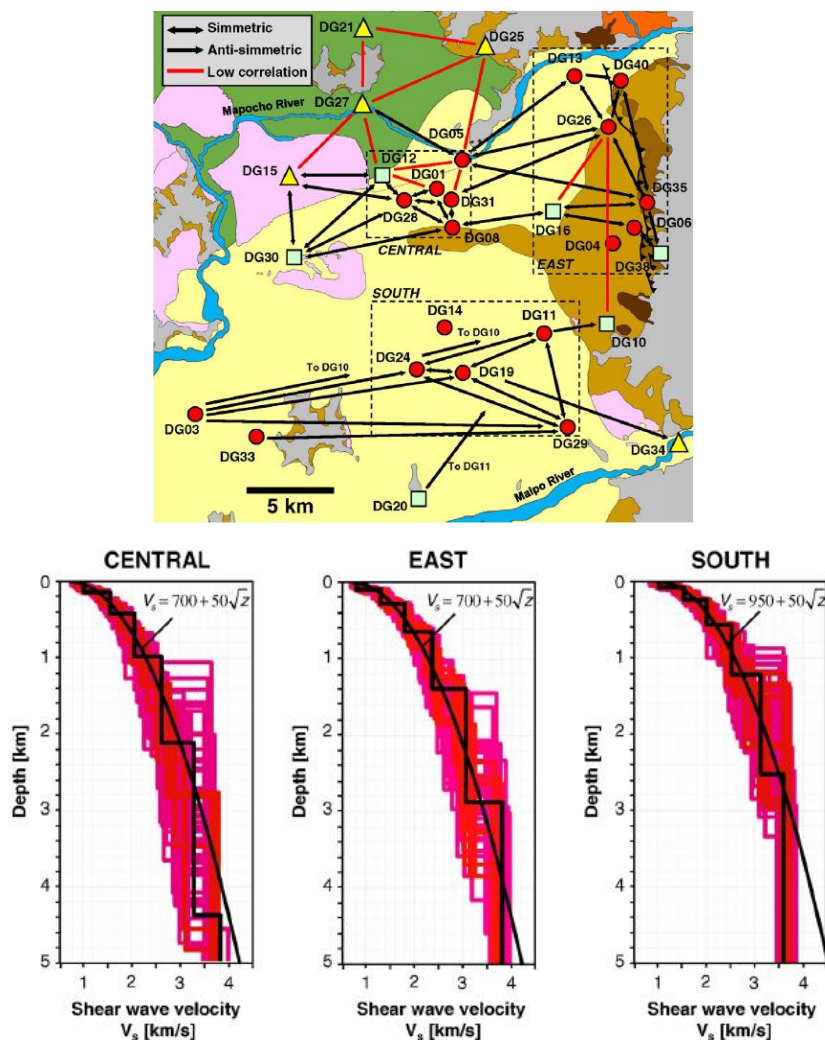


Figura 4.4: Perfiles de velocidad de onda de corte, zona central, este y sur (Pastén et. al., 2016)

Por otro lado, Bonnefoy-Claudet et. al. (2009) entregan valores referenciales de densidades y velocidad de onda de corte y compresional para suelos gravosos, arcillosos y ceniza volcánica a diferentes profundidades. Esto es mostrado en la Tabla 4.5. Cabe

destacar que estos valores son razonablemente consistentes con las estimaciones de Pastén et. al. (2016) para la grava de Santiago.

Tabla 4.5: Parámetros referenciales para diferentes tipos de suelo de la Cuenca de Santiago (Bonney-Claudet et. al., 2009)

	Prof. [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Densidad [g/cm ³]
Gravas	0 - 20	950 - 1250	480 - 720	2.0 - 2.3
	200		1300	2.1
	500		2000	2.1
Arcillas	0 - 20	400 - 1000	120 - 350	1.2 - 1.8
	50		550	2.1
	500		2000	2.1
Ceniza Volcánica	0 - 20	400 - 900	180 - 450	1.15 - 1.7

Leyton et. al. (2010) entregan velocidades de onda de corte de los primeros 30 m para diferentes zonas de la Cuenca. De esta manera, es posible analizar si las ecuaciones y valores referenciales mostrados anteriormente son representativos de la zona más superficial de la Cuenca.

Como es posible ver en la Figura 4.5 la grava de Santiago tiene valores de Vs₃₀ que incluso alcanzan un rango de 600-800 m/s, lo cual es bastante consistente con lo definido por Pastén et. al. (2016).

La zona norte presenta limitada información, sin embargo, el Vs₃₀ se encuentra dentro del rango 150-400 m/s, valores que están dentro de lo esperado para este sector.

La zona de transición, al sur del cerro Renca, también presenta bajos valores de velocidad de onda de corte, siendo consistente con la Ecuación (2.33), propuesta por Pilz et. al. (2011).

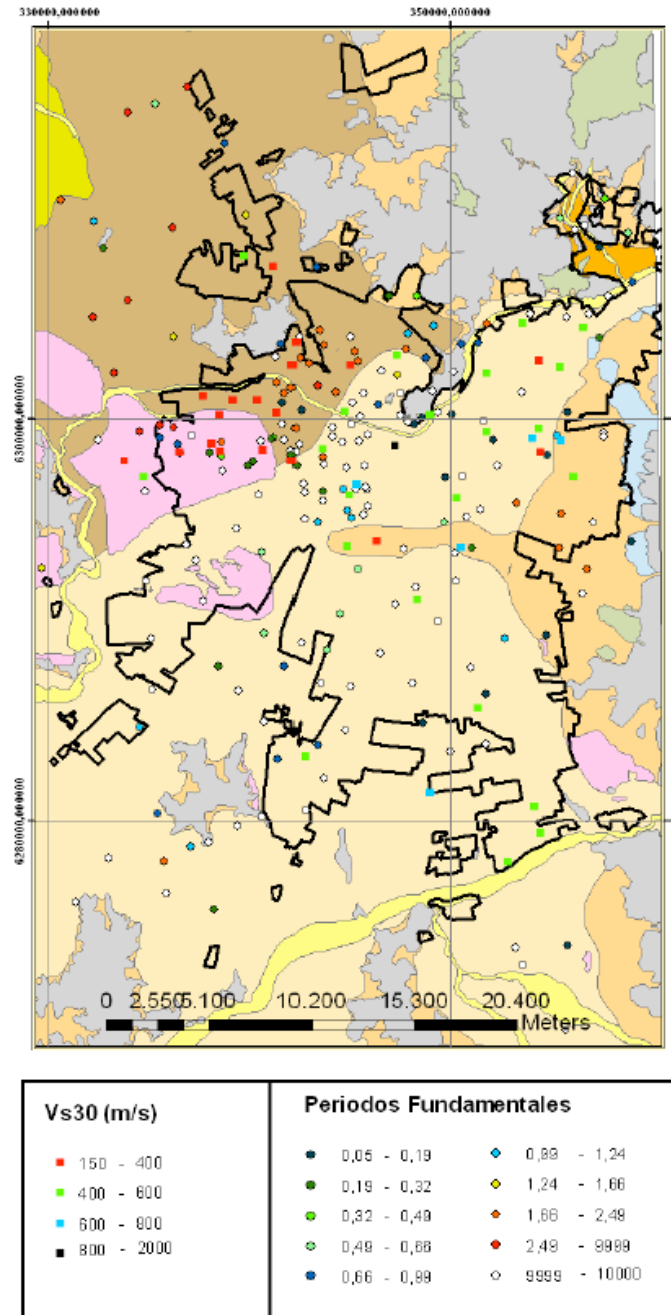


Figura 4.5: Velocidades de onda de corte de los primeros 30 m en diferentes unidades de la Cuenca de Santiago (Leyton et. al., 2010)

Tomando en cuenta los estudios descritos anteriormente, para la elaboración de los modelos de velocidad de este modelamiento, se definen 3 ecuaciones de velocidad de onda de corte según la unidad geológica. Cabe destacar que estas Ecuaciones serán representativas de cada unidad, independiente del perfil, esto es un supuesto fuerte ya que dependiendo de la ubicación de los suelos que se están evaluando, las velocidades pueden sufrir variaciones producto de diferentes procesos de depositación o heterogeneidades intrínsecas.

En la Ecuación (4.1) se define la velocidad de onda de corte para la unidad descrita como grava de Santiago. Para la zona de transición, al sur del cerro Renca, se define la velocidad mostrada en la Ecuación (4.2) y que corresponde a lo determinado por Pilz et. al. (2011). Finalmente, debido a los pocos antecedentes para el suelo fino del norte de Santiago se define la regresión potencial dada en la Ecuación (4.3) consistente con los valores de Vs30 y datos referenciales dados por Bonnefoy-Claudet et. al. (2009).

$$V_s (m/s) = 700 + 50\sqrt{z} \quad (4.1)$$

$$V_s (m/s) = 400 + 55\sqrt{z} \quad (4.2)$$

$$V_s (m/s) = 300 + 30\sqrt{z} \quad (4.3)$$

En la Figura 4.6 se muestra gráficamente el desarrollo de la velocidad de onda de corte en profundidad para cada una de las Ecuaciones definidas anteriormente. De esta manera, la velocidad en superficie parte en los 700 m/s, 400 m/s y 300 m/s, para la grava, zona de transición (al sur del cerro Renca) y suelo fino, respectivamente.

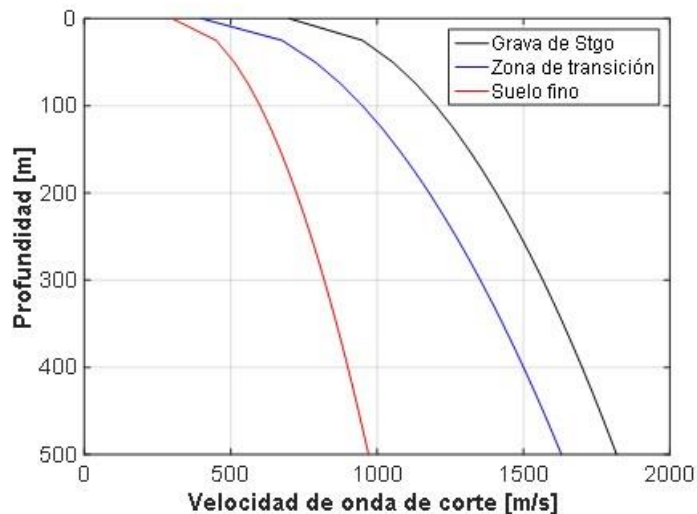


Figura 4.6: Velocidad de onda de corte según tipo de suelo

De la misma forma que lo realizado por Pilz et. al. (2011), los valores de velocidad compresional fueron determinados a través de la expresión de Kitsunozaki et. al. (1990), mostrada en la Ecuación (2.34).

4.4. Modelos geológicos-geotécnicos

Finalmente, a través de la recopilación de antecedentes mostrada anteriormente, se generan tres modelos geológico-geotécnicos. Estos son mostrados en la Figura 4.7, Figura 4.8 y Figura 4.9, junto con las frecuencias predominantes en función de la distancia, detalladas anteriormente. El criterio de elección del emplazamiento de los perfiles para construir los modelos geológicos-geotécnicos está basado principalmente

en la robustez de la información que contiene cada uno de estos, según lo detallado en secciones anteriores.

De esta manera, los perfiles contienen información integrada, la cual consiste en mediciones de microvibraciones y posterior procesamiento de señales según el método de razones espectrales HVSR, sondajes y pozos profundos que alcanzan profundidades de hasta 432 m, como en el caso del pozo 139, (ver Anexo B) con descripción de los suelos prospectados en cada uno y perfiles de velocidad de onda de corte medidos en terreno y también obtenidos de las investigaciones de Pilz et. al. (2010), Pilz et. al. (2011) y Pastén et. al. (2016), además de valores referenciales dados por Pastén (2007) y Bonnefoy-Claudet et. al. (2009).

La configuración de estratos dentro de cualquier estructura geotécnica es un problema complejo sobre todo al modelar cuencas de grandes dimensiones. Por lo tanto, debido a la gran heterogeneidad que presentan los suelos, es necesario realizar ciertas simplificaciones ya que en general no se cuenta con la suficiente información para poder construir un modelo robusto. Para poder llevar a cabo una simulación cercana a la realidad y que logre capturar los distintos efectos que se generan en la Cuenca, la configuración de suelos encontrados en las prospecciones fue simplificada manteniendo solo los más representativos de cada sector y descartando pequeños lentes e intercalaciones de materiales, respetando la geología superficial detallada por Leyton et. al. (2010).

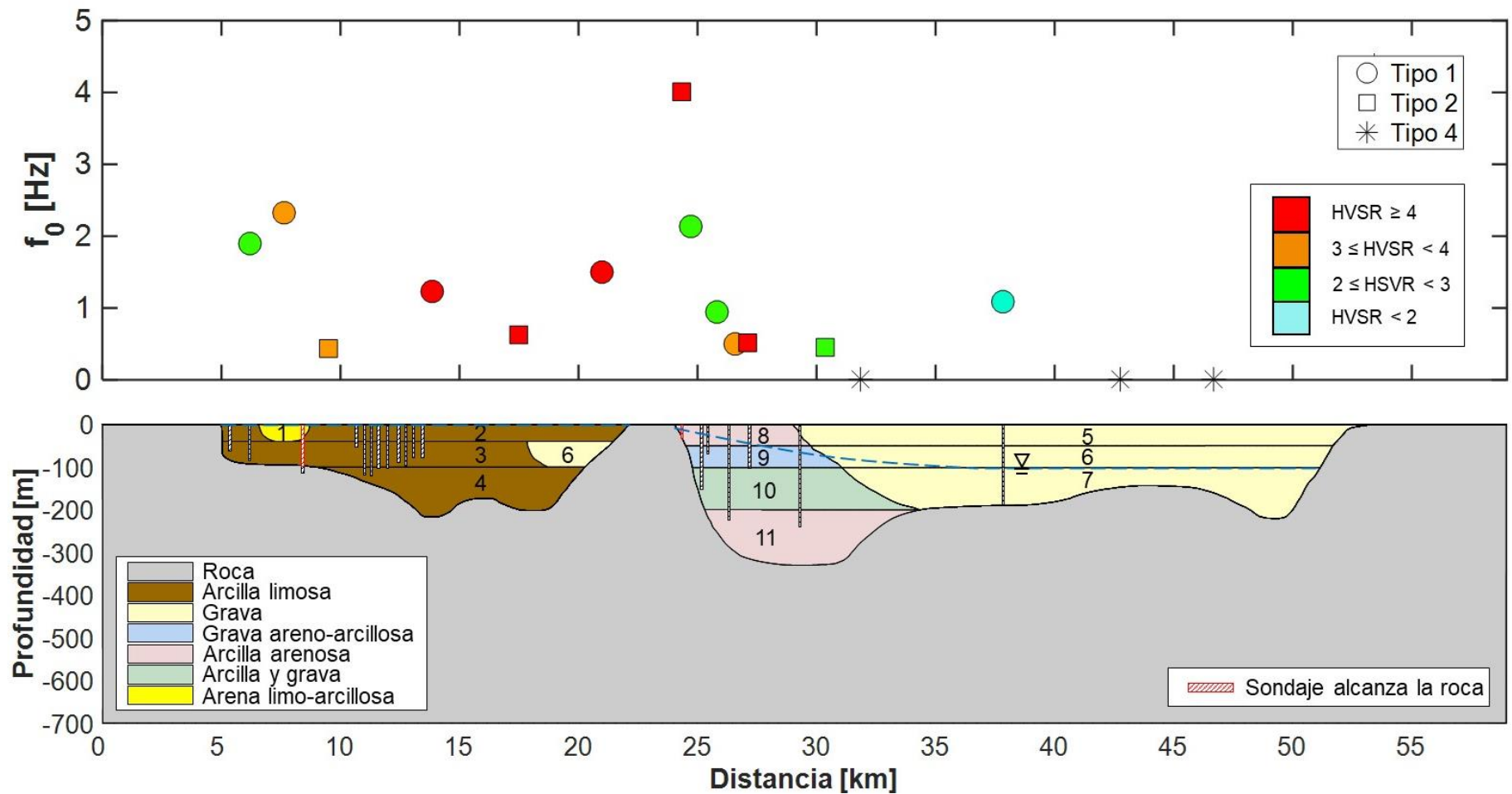


Figura 4.7: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil NS. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018) La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.

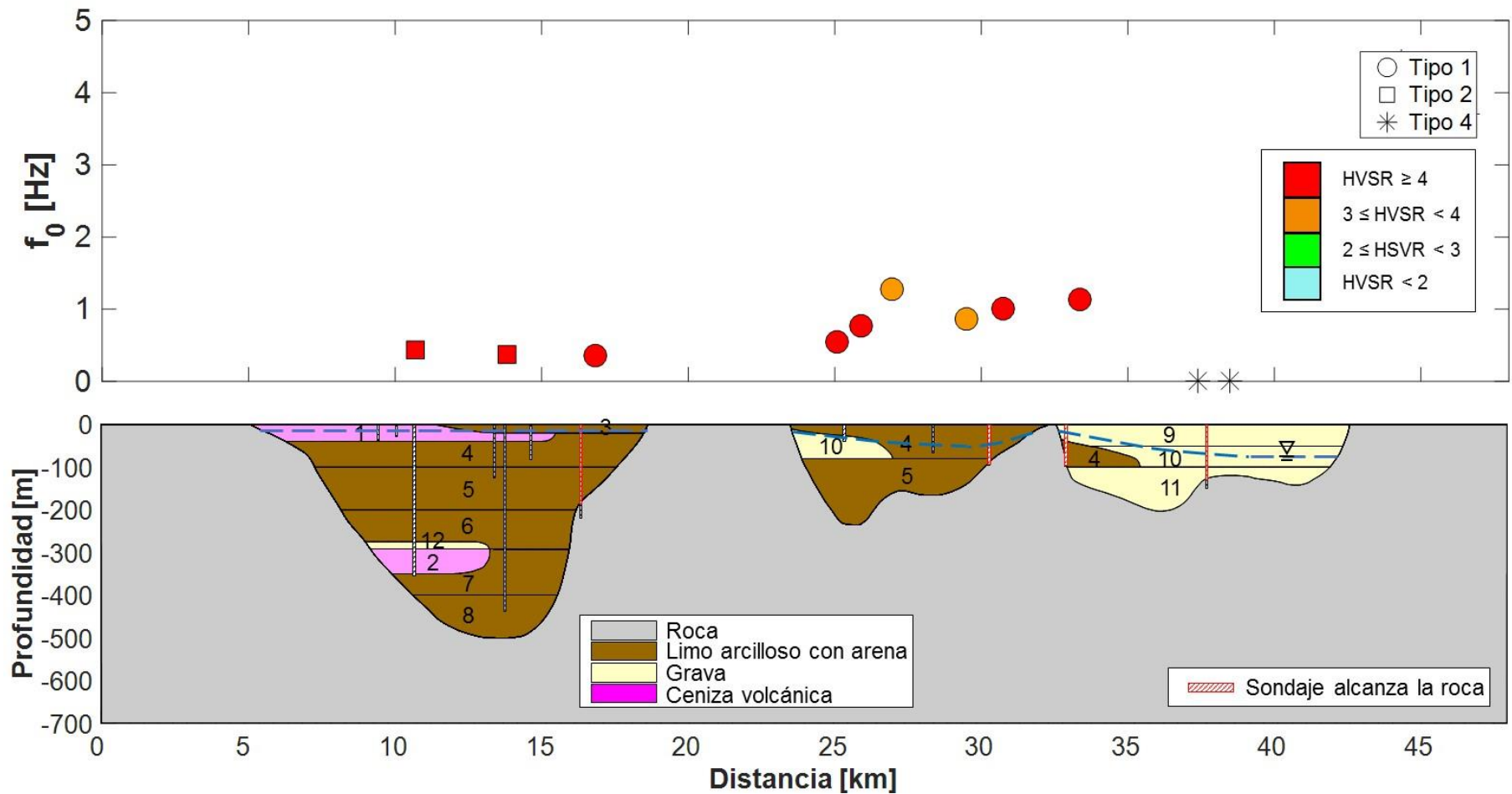


Figura 4.8: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil EW. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018) La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.

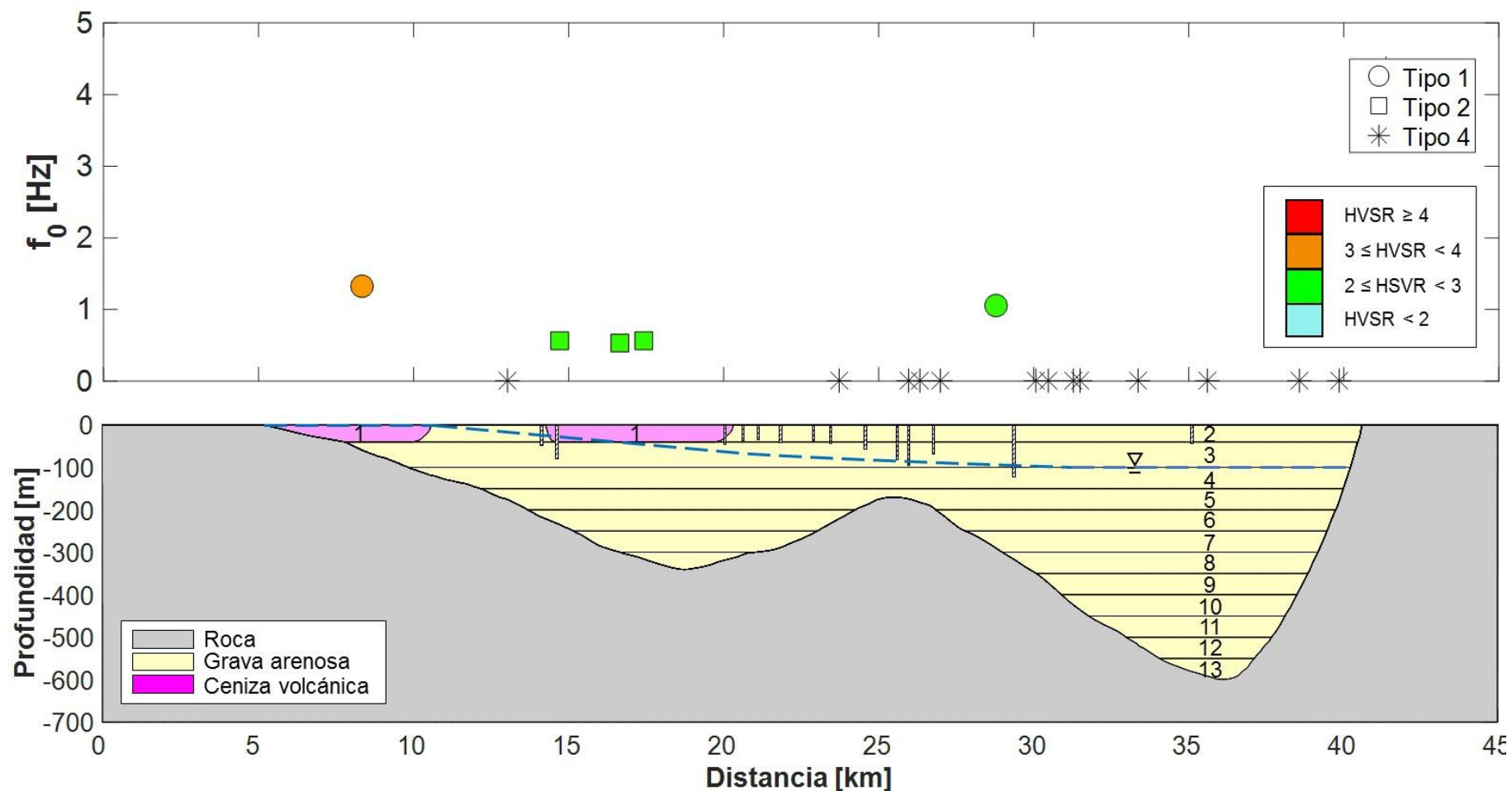


Figura 4.9: Modelo geológico-geotécnico y frecuencias predominantes, Perfil CD. La profundidad del basamento rocoso fue estimada a partir del estudio de González et. al. (2018). La línea segmentada indica el nivel freático aproximado según Muñoz et. al. (2015). Los sondajes utilizados para la elaboración de este perfil son mostrados con líneas negras.

4.4.1. Perfil NS

El perfil NS comienza en las coordenadas geográficas 33.17°S, 70.76°W hasta 33.69°S y 70.63°W. Tiene un recorrido de 59 km en la dirección longitudinal y en profundidad alcanza los 10 km con una grilla definida por un espaciamiento $\Delta h = 5$ m. Con esta configuración la grilla cuenta con 11800x2000 elementos. El perfil tiene 3 zonas bien definidas por los suelos que las componen, estas son:

- Zona norte (izquierda del perfil).
- Zona de transición (centro del perfil).
- Zona centro-sur (derecha del perfil).

En la Figura 4.7, se muestran los 700 m más superficiales del modelo generado para la simulación, en la cual se ven las capas de suelo consideradas y la interfaz suelo-basamento rocoso propuesta. Además, en la parte superior se muestra la distribución espacial de frecuencias predominantes obtenidas a través de las razones espectrales HVSR medidas sobre el perfil y definidas en la Tabla 4.2. Los colores definen el rango de amplitud alcanzado en cada medición y la forma del marcador, el tipo de razón espectral según lo definido en la sección 3.2.1

En la zona norte (izquierda del perfil NS) se puede ver como el suelo fino domina todo el sector, incluso en profundidad, el cual varía entre una arcilla limosa a un limo arcilloso, de baja competencia geotécnica. El hecho de que el suelo fino se desarrolla en profundidad hasta el basamento es un supuesto fuerte dentro de la construcción de este perfil ya que no se cuenta con información luego de los 120 m. Sin embargo, con los antecedentes geológicos y las razones espectrales características del sector se logra obtener una base sólida para realizar este supuesto. Cabe destacar que con esta configuración se está realizando un modelamiento conservador, pero que en general respeta las frecuencias predominantes del sector, esto quiere decir que, en conjunto, la profundidad del basamento rocoso y la velocidad de onda de corte del depósito, son realistas.

Por otro lado, existe la evidencia de una depositación de arena limosa producto del Estero Colina en el sector de Santa Marta de Liray y un gran estrato de grava evidenciado en el sector cercano al Cerro Renca, ambos mostrados en la investigación de Gálvez (2012).

La zona de transición (centro del perfil NS) se encuentra en las proximidades del Cerro Renca. En este sector se cuenta con sondajes que superan los 230 m de profundidad. Las prospecciones, indicadas en los perfiles con líneas achuradas, muestran una gran heterogeneidad, con suelos que van desde gravas arenosas hasta arcillas y arcillas arenosas. Para simplificar la configuración de este depósito, se consideraron 3 tipos de suelos: Arcilla arenosa, grava areno-arcillosa y un estrato de arcillas y gravas. La zona centro-sur (derecha de perfil NS) está completamente dominada por la grava de Santiago, la cual es encontrada consistentemente por las prospecciones realizadas en el sector, con un sondaje que supera los 180 m.

Los parámetros dinámicos de los suelos existentes en el perfil NS, específicamente las velocidades de onda de corte y compresional, fueron estimados según lo explicado

anteriormente en la sección 4.3. En la Tabla 4.6, se muestran valores referenciales de cada capa de suelo determinados a través de las Ecuaciones definidas en la sección 4.3.

Tabla 4.6: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil NS

N° Capa	Tipo de suelo	Potencia [m]	z [m]	ρ [kgf/m ³]	Vs [m/s]	Vp [m/s]	Qs [-]	Qp [-]
1	Arena limo arcillosa	0 - 40	20	1900	640	2000	64	128
2	Arcilla limosa	0 - 40	20	1600	430	1760	43	86
3	Arcilla limosa	40 - 100	70	1600	550	1900	55	110
4	Arcilla limosa	100 - 217	150	1600	660	2020	66	132
5	Grava	0 - 50	25	2100	950	2340	95	190
6	Grava	50 - 100	75	2100	1130	2540	113	226
7	Grava	100 - 220	160	2100	1330	2760	133	266
8	Arcilla arenosa	0 - 50	25	1800	670	2030	67	134
9	Grava areno arcillosa	50 - 100	75	2100	870	2250	87	174
10	Arcilla y grava	100 - 200	150	2000	1070	2470	107	214
11	Arcilla arenosa	200 - 300	250	1800	1260	2680	126	252
-	Basamento	300 - ∞	-	2600	2600	4500	260	520

z: Profundidad considerada para el cálculo de Vs a través de las Ecuaciones (4.1), (4.2) y (4.3), y Vp según la Ecuación (2.34).

ρ : Densidad del suelo [kgf/m³]

Vs: Velocidad de onda de corte [m/s]

Vp: Velocidad de onda compresional [m/s]

Qs: Factor de calidad o atenuación para ondas S [-]

Qp: Factor de calidad o atenuación para ondas P [-]

Es importante destacar que los valores de la Tabla 4.6 solo son mostrados como referencia, ya que el modelo considera valores continuos y que varían con respecto a la profundidad según las relaciones establecidas en la sección 4.3.

En la Figura 4.7 se puede ver una clara tendencia de las amplitudes de las razones espectrales calculadas con vibraciones ambientales. En la zona norte y sectores cercanos al cerro Renca se encuentran las mayores amplitudes (colores naranjos y rojos) y una menor amplitud hacia el sur, incluso con amplitudes menores a 2 y razones espectrales planas. Así también, se ve como la frecuencia predominante es sensible a la variación de la profundidad del basamento rocoso, siguiendo aproximadamente la geometría.

En la zona cercana al cerro Renca se pueden ver mediciones bastante homogéneas tanto en frecuencias como en amplitudes, lo cual por un lado indica que el basamento es bastante regular en su geometría, tal como se muestra en el perfil (ver Figura 4.7), y por otro, evidencia una homogeneidad lateral en términos de velocidades de onda de corte. Esto no es tan evidente en la zona norte, donde las mediciones tienen mayor dispersión tanto en frecuencias como en amplitudes. Sin embargo, se debe destacar que los saltos abruptos en las frecuencias pueden deberse a la falta de información debido a la poca

cantidad de mediciones en el sector y que por lo tanto no permite ver una tendencia bien definida.

4.4.2. Perfil EW

El perfil EW parte desde las coordenadas geográficas 33.39°S, 70.95°W hasta 33.39°S y 70.44°W. Tiene un dominio de 48 km en la dirección horizontal y en profundidad alcanza los 10 km con una grilla definida por un espaciamiento $\Delta h = 5$ m, con esta configuración la grilla cuenta con 9600x2000 elementos.

A través de las prospecciones recopiladas, se definen 3 grandes tipos de suelos encontrados a lo largo del perfil:

- El suelo fino domina la zona poniente (izquierda del perfil) junto con depósitos de ceniza volcánica presentes en la mayor parte de la superficie de este sector y que alcanzan los 40 m de espesor, aproximadamente, según lo expuesto por Lagos (2003).
- Entre los Cerro Renca y San Cristóbal (centro del perfil), existe una gran heterogeneidad en los suelos encontrados, sin embargo, se simplifica según el mayor porcentaje identificado, estos son gravas y suelo fino.
- La zona oriente está mayormente dominada por grava de Santiago y un estrato de suelo fino cercano al Cerro San Cristóbal.

En la Figura 4.8, se muestran los 700 m más superficiales del modelo generado para la simulación, en la cual se ven las capas de suelo consideradas y la interfaz suelo-basamento rocoso propuesta. Además, en la parte superior se muestra la distribución espacial de frecuencias predominantes obtenidas a través de las razones espectrales HVSR medidas sobre el perfil y definidas en la Tabla 4.2.

Al analizar la distribución espacial de mediciones de microvibraciones en el perfil EW en términos de frecuencias predominantes, se puede ver como los suelos del sector poniente tienen valores bajos en torno a los ~ 0.4 Hz. Si esto se complementa con el nivel del basamento rocoso se tiene una evidencia de un depósito de baja competencia geotécnica, además en esta zona se tienen amplitudes mayores a 4, lo que vuelve a ratificar la existencia de un alto contraste de impedancia.

Al desplazarse hacia el centro del perfil, se logra ver una tendencia de aumento de la frecuencia producto de que el basamento se vuelve más somero, pero aun así existen mediciones con grandes amplitudes.

Finalmente, en la zona oriente del perfil se distinguen dos hechos de interés, el primero, es la medición con una amplitud mayor a 4 pero que justamente coincide con un estrato de suelo fino en profundidad y, el segundo, es como cambia la razón espectral al estar sobre suelo gravoso de gran competencia, mostrando una respuesta plana o tipo 4.

En la Tabla 4.7 se muestra de forma detallada cada valor de los parámetros dinámicos de cada capa de suelo del perfil EW, necesarios para llevar a cabo el modelamiento. Cabe destacar que estos valores son estimados en la mitad de cada estrato y solo son

un valor referencial ya que los parámetros de cada capa en el modelo son definidos de manera continua de acuerdo con las Ecuaciones mostradas en la sección 4.3.

Tabla 4.7: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil EW

N° Capa	Tipo de suelo	Potencia [m]	z [m]	ρ [kgf/m ³]	Vs [m/s]	Vp [m/s]	Qs [-]	Qp [-]
1	Ceniza volcánica	0 - 40	20	1200	350	1670	35	70
2	Ceniza volcánica	290 - 350	320	1200	550	1900	55	110
3	Arcilla limosa con arena	0 - 20	10	1600	390	1720	39	78
4	Arcilla limosa con arena	40 - 100	70	1600	550	1900	55	110
5	Arcilla limosa con arena	100 - 200	150	1600	660	2020	66	132
6	Arcilla limosa con arena	200 - 290	245	1600	760	2130	76	152
7	Arcilla limosa con arena	290 - 400	345	1600	850	2230	85	170
8	Arcilla limosa con arena	400 - 500	450	1600	930	2320	93	186
9	Grava	0 - 50	25	2100	950	2340	95	190
10	Grava	50 - 100	75	2100	1130	2540	113	226
11	Grava	100 - 200	150	2100	1310	2740	131	262
12	Grava	275 - 290	283	2100	1540	2990	154	308
-	Basamento rocoso	350 - ∞	-	2600	2600	4500	260	520

4.4.3. Perfil CD

El perfil CD tiene coordenadas geográficas 33.54°S, 70.93°W hasta 33.41°S y 70.47°W. Tiene un dominio de 45 km en la dirección horizontal y en profundidad alcanza los 10 km con una grilla definida por un espaciamiento $\Delta h = 5$ m. Con esta configuración la grilla cuenta con 9000x2000 elementos.

El perfil CD para los 700 m superficiales se muestra en la Figura 4.9 y está compuesto por dos tipos de suelos, estos son:

- Ceniza volcánica en el sector poniente (izquierda del perfil) con estratos que alcanzan los 40 m.
- Grava de Santiago. Si bien hay evidencia de pequeños estratos de suelos finos, estos no son considerados debido a que no constituyen un espesor importante dentro del perfil.

Las mediciones de microvibraciones sobre la grava de Santiago muestran una gran cantidad de razones espectrales planas o de baja amplitud. Esta tendencia ha sido reportada en diversas investigaciones de autores como Bonnefoy-Claudet et. al. (2009), Leyton et. al. (2010) y Pastén et. al. (2016), como también fue descrito en esta investigación en la sección 3.2.1.

Los parámetros dinámicos de cada capa de suelo del perfil CD, son mostrados en la Tabla 4.8. Es interesante notar el aumento de velocidad de onda de corte en profundidad para la grava arenosa (o grava de Santiago), alcanzando un valor de 1890 m/s para una profundidad promedio de 575 m. Esto es consistente con lo mostrado por Bonnefoy-Claudet et. al. (2009) y perfiles de velocidad obtenidos con mediciones locales.

Tabla 4.8: Parámetros dinámicos de cada suelo del perfil CD

N° Capa	Tipo de suelo	Potencia [m]	z [m]	ρ [kgf/m ³]	Vs [m/s]	Vp [m/s]	Qs [-]	Qp [-]
1	Ceniza volcánica	0 - 40	20	1200	350	1670	35	70
2	Grava arenosa	0 - 40	20	2100	920	2310	92	184
3	Grava arenosa	40 - 100	70	2100	1110	2520	111	222
4	Grava arenosa	100 - 150	125	2100	1250	2670	125	250
5	Grava arenosa	150 - 200	175	2100	1360	2790	136	272
6	Grava arenosa	200 - 250	225	2100	1450	2890	145	290
7	Grava arenosa	250 - 300	275	2100	1520	2970	152	304
8	Grava arenosa	300 - 350	325	2100	1600	3060	160	320
9	Grava arenosa	350 - 400	375	2100	1660	3130	166	332
10	Grava arenosa	400 - 450	425	2100	1730	3210	173	346
11	Grava arenosa	450 - 500	475	2100	1780	3260	178	356
12	Grava arenosa	500 - 550	525	2100	1840	3330	184	368
13	Grava arenosa	550 - 600	575	2100	1890	3380	189	378
-	Basamento rocoso	-	-	2600	2600	4500	260	520

4.4.4. Consideraciones generales

Los 3 perfiles cuentan con una extensión de 5 km de afloramiento rocoso hacia cada extremo para evitar efectos de borde no deseados. La fuente se encuentra ubicada a 5 km de profundidad y el modelo se extiende por 5 km más hasta el borde inferior.

El modelo constitutivo utilizado es el modelo de Maxwell generalizado (GMB-EK). Este permite la incorporación de factores de calidad (*Quality Factor*) para cada material, manteniéndose constante para el rango de frecuencias simulado.

Para determinar los factores de calidad o de atenuación, Q_s y Q_p , se utilizaron las aproximaciones que plantean diferentes autores como, Maufroy et. al. (2015), Makra et. al. (2016) y Riga et. al. (2016) y Zhu et. al., (2018), donde se estiman los factores de atenuación para las ondas S y P en función de la velocidad de onda de corte como $Q_s = \frac{V_s}{10}$ y $Q_p = 2 \cdot Q_s$. El factor de atenuación se relaciona con el amortiguamiento del suelo como $Q_s = \frac{1}{2 \cdot \xi}$ con ξ el amortiguamiento del suelo.

Debido al efecto de dispersión en la grilla (Moczo et. al., 2007 y Moczo et. al., 2014) pueden existir diferencias en las velocidades de fase y grupo con respecto a las velocidades reales del medio, esto debido a que una solución de diferencias finitas es una aproximación discreta a la solución real. 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.

Esto quiere decir que la máxima frecuencia para la cual se tiene una suficiente precisión está dada según la Ecuación (4.4). Otros autores como Chávez-García (2003) y Moczo et. al. (2014), proponen que considerar $6\Delta h$ es suficiente para obtener un resultado preciso; sin embargo, en esta investigación se opta por un criterio más conservador. Por lo tanto, para el perfil NS, se tiene lo siguiente:

$$f = \frac{1}{10} \cdot \frac{v_{\min}}{\Delta h} = \frac{1}{10} \cdot \frac{300 \frac{m}{s}}{5 m} = 6.0 \text{ Hz} \quad (4.4)$$

Al igual que el perfil NS, para el perfil EW se considera que la frecuencia máxima creíble está dada según la Ecuación (4.4). para una velocidad de onda de corte mínima de 300 m/s.

Para el perfil CD, la frecuencia máxima creíble está dada según la Ecuación (4.5). Para este perfil a nivel superficial se tiene una velocidad de onda de corte de 350 m/s asignados a la ceniza volcánica.

$$f = \frac{1}{10} \cdot \frac{v_{\min}}{\Delta h} = \frac{1}{10} \cdot \frac{350 \frac{m}{s}}{5 m} = 7.0 \text{ Hz} \quad (4.5)$$

Cabe destacar que si bien la frecuencia máxima creíble es de 6.0 Hz y 7.0 Hz (para los perfiles NS, EW y CD, respectivamente), como se verá más adelante el modelo alcanza una frecuencia máxima de 5.0 Hz debido a que la función fuente incorporada como *input* contiene suficiente energía solo hasta este valor.

5. MODELAMIENTO NUMÉRICO DE LOS PERFILES DE LA CUENCA

Los perfiles que cruzan la Cuenca de Santiago desarrollados en la sección anterior son modelados a través del código basado en el método de diferencias finitas 2DFD_DVS (Kristek et. al., 2002, Kristek et. al., 2003, Moczo et. al., 2004 y Moczo et. al., 2007), desarrollado por el grupo NuQuake (<http://www.nuquake.eu>). Este código simula la propagación de ondas y el proceso de generación de sismos en una estructura bidimensional heterogénea y viscoelástica con una superficie libre plana. El esquema dado por la formulación *velocity-stress formulation* es construido con una grilla escalonada. La región del modelo está definida por un área rectangular, en donde la parte superior representa la superficie libre y en los extremos laterales e inferior se asignan condiciones de borde con una máxima atenuación de ondas S o P, según sea el caso, y que no reflejan las ondas en los bordes del modelo.

El modelo constitutivo de los materiales es el de Maxwell Generalizado (GMB-EK), modificado por Emmerich & Korn (1987). Los parámetros dinámicos y la densidad de cada capa de suelo pueden variar espacialmente en ambas direcciones x-z, representando así la heterogeneidad de los materiales. El modelo puede ser ejecutado para los casos P-SV y SH y ser perturbado por un plano de ondas incidentes de tipo P o S, como también por una doble-cupla, según el planteamiento del estudio.

Un aspecto interesante es que este software permite generar modelos numéricos unidimensionales a partir del perfil bidimensional ingresado. Para esto, el código considera una columna desde donde se ubica el receptor hacia el borde inferior del modelo, sin tomar en cuenta la variación lateral de las capas de suelo ni la geometría del basamento rocoso, como cualquier software unidimensional de uso comercial.

5.1. Caso de estudio y consideraciones

El caso de estudio se enfocará en la perturbación del medio a través de un plano de ondas incidente, de tipo P y S, ubicado a una profundidad $z = -5.0$ km. El objetivo de este estudio es analizar los efectos debido a la heterogeneidad lateral de la Cuenca, la generación de ondas superficiales, frecuencias predominantes y amplitudes a través del cálculo de funciones de amplificación y razones espectrales HVSR, con una posterior comparación con mediciones realizadas en terreno. Así como también una comparación entre modelos bidimensionales y unidimensionales, para las componentes horizontales, de la perturbación del medio.

Es importante destacar que el hecho de realizar una modelación con un plano de ondas incidente es relevante, y es un caso particular de estudio, debido a que se busca cuantificar los efectos generados en la Cuenca producto de una perturbación y las diferencias que existen al considerar modelos 2D y 1D y, claramente, no para comparar registros simulados y reales. Es por esto que en esta sección se trabaja en términos relativos dejando de lado la magnitud que alcanzan los sismogramas ya que esto está directamente relacionado con la función fuente ingresada.

A partir de esta sección se mencionará cada componente del sismo según su orientación con respecto al perfil de estudio debido a que estos no se encuentran alineados según los puntos cardinales. Entonces, el significado de cada componente de los perfiles es:

- Componente longitudinal: Componente del sismo con dirección en el mismo plano del perfil (dirección x).
- Componente transversal: Componente del sismo con dirección perpendicular al plano del perfil (dirección y).
- Componente vertical: Componente en dirección vertical (dirección z).

Debido a que el modelamiento realizado en esta investigación es bidimensional, para poder obtener las 3 componentes espaciales del sismo se deben realizar tres ejecuciones del modelo, según se detalla a continuación:

- La primera, para el caso P-SV con un plano de ondas incidentes tipo SV (i.e., polarizado en la dirección del plano) entrega como resultado sismogramas sintéticos con la componente longitudinal y vertical (dirección x y z, respectivamente).
- La segunda ejecución, para el caso SH, con un plano de ondas incidentes tipo SH (i.e., polarizado en la dirección perpendicular al plano), la cual entrega como resultado la simulación del movimiento en una sola dirección la que corresponde a la componente transversal (dirección y).
- Y, la tercera, para obtener una componente vertical que se propague desde la fuente, se ejecuta para el caso P-SV, pero con un plano de ondas incidente tipo P, lo cual genera una componente vertical con mayor energía.

Para la simulación tipo P-SV, el modelo numérico calculará los sismogramas sintéticos para las componentes longitudinal y vertical. La diferencia radica en que, de elegir propagar un plano de ondas tipo P, la componente vertical se propagará desde la fuente hacia la superficie con las respectivas velocidades de onda compresional (V_p) del medio. Sin embargo, la componente longitudinal solo tendrá origen al reflejarse en la superficie libre y por lo tanto tendrá una menor energía.

En contra parte, al definir el plano incidente con una onda SV, la componente longitudinal será la que se propague desde la fuente con la respectiva velocidad de onda de corte (V_s) del medio y luego, al llegar a la superficie libre y reflejarse se generará la componente vertical, la cual se propagará mayormente en las capas más someras produciéndose ondas superficiales de tipo Rayleigh.

La función fuente utilizada para este estudio es un pulso de tipo Gabor, dado según la Ecuación (5.1) y mostrado en la Figura 5.1.

$$s(t) = e^{-\alpha} \cdot \cos[\omega_p(t - t_s) + \theta] \quad (5.1)$$

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 $t_s = 0.45 \cdot \frac{\gamma}{f_p}$. Es importante destacar que el pulso tiene energía hasta 5.0 Hz, como se muestra en la Figura 5.1. Este rango es apropiado para este modelo por los tipos de suelo existentes y profundidad del basamento rocoso debido a que las frecuencias predominantes buscadas son inferiores a este valor.

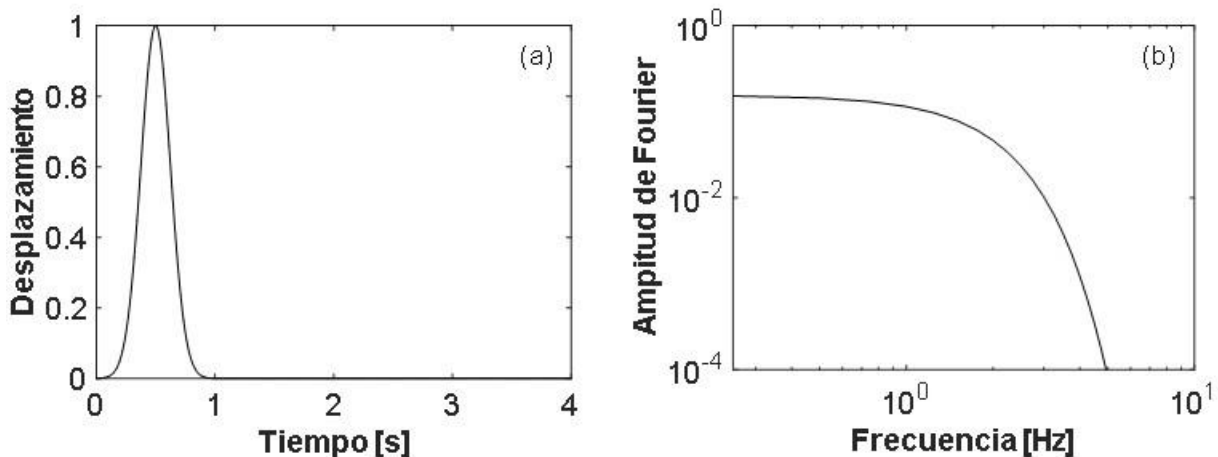


Figura 5.1: Función fuente tipo Gabor utilizada para el Estudio A. (a) Dominio del tiempo y (b) Dominio espectral.

Otro aspecto importante de señalar es que tanto para el caso P-SV como para el SH, se utilizaron condiciones de borde desarrolladas por Emerman & Stephen (1983) donde para el caso P-SV se utiliza una máxima atenuación para ondas P y para el caso SH, una máxima atenuación para ondas S.

Los sismogramas sintéticos generados fueron calculados para un plano de ondas incidente tanto para el caso P-SV (para ondas P y SV) como para el caso SH. La dirección del movimiento está orientada en el plano del perfil (i.e. componente longitudinal) y perpendicular a este (i.e., componente transversal) respectivamente. Los sismogramas sintéticos son calculados para una duración de 30 s, tiempo suficiente para analizar los fenómenos locales de la Cuenca, como amplificaciones, frecuencias predominantes y generación de ondas superficiales en las paredes laterales de los perfiles.

Para eliminar las frecuencias no deseadas y que pudiesen existir fuera del rango creíble, a cada sismograma se le aplica un filtro pasabanda tipo Butterworth de orden 4 entre 0.1 y 5.0 Hz. Además, es importante destacar que al calcular la Transformada de Fourier para trabajar en el espacio de las frecuencias, esta se suaviza con una media móvil simple de 5 puntos con el fin de evitar saltos abruptos que pueden llevar a resultados erróneos. Cabe destacar que la elección de una baja cantidad de puntos busca que el suavizado sea leve y que no perturbe las características de la curva.

En la Figura 5.2 se muestra un ejemplo de cálculo de la Transformada de Fourier de un sismograma, comparando la señal cruda (sin filtrar ni suavizar) con la señal filtrada y posteriormente suavizada. Luego, se realiza el cálculo de la función de transferencia a través de la razón del espectro en superficie y en afloramiento rocoso (receptor de

referencia). Como se logra ver, el filtrado de la señal produce cambios menores dentro del rango de frecuencias de estudio. Tal como se mencionó en el párrafo anterior, en la Figura 5.2c el suavizado del espectro mediante una media móvil permite eliminar los saltos abruptos que se generan al dividir dos espectros, manteniendo los aspectos importantes de la razón espectral.

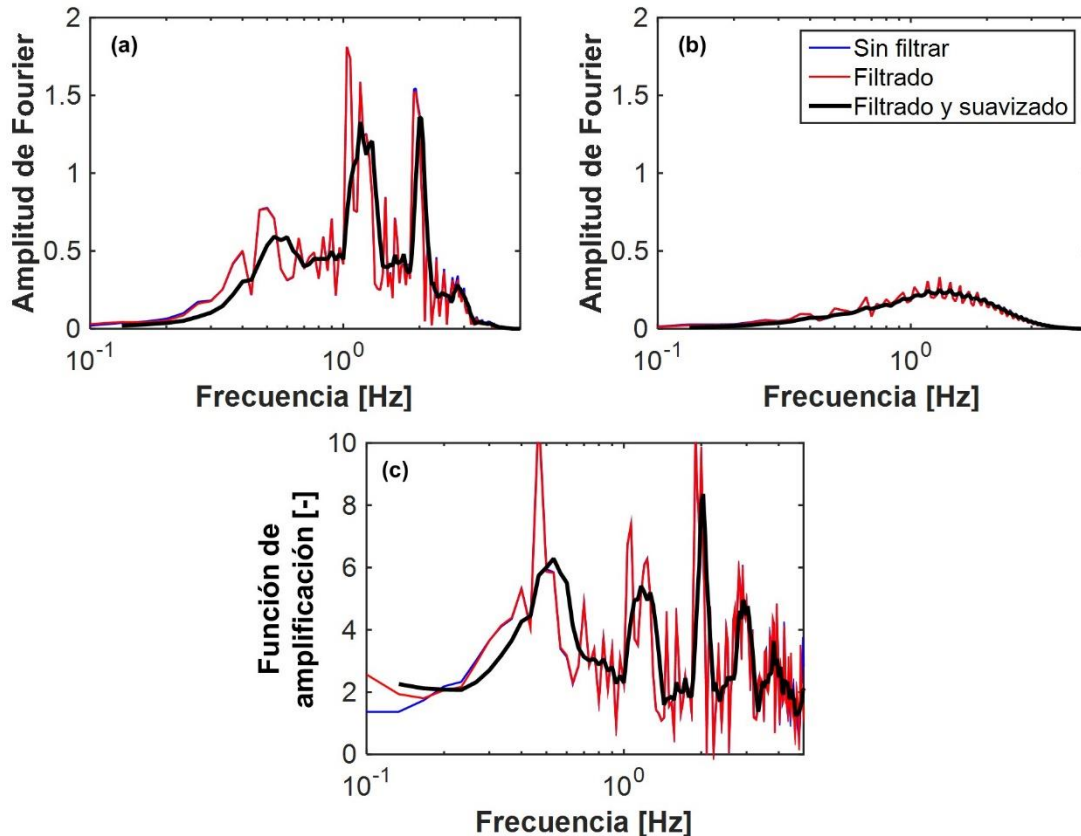


Figura 5.2: Ejemplo señal en el dominio espectral sin filtrar, filtrada y suavizada para receptor en (a) superficie libre, (b) afloramiento rocoso y (c) función de transferencia calculada como la razón entre el espectro de la superficie libre y el espectro del afloramiento rocoso.

5.2. Perfil NS

Para poder visualizar lo que ocurre en superficie a lo largo de todo el perfil NS se ubican 296 receptores en superficie libre (i.e., un receptor cada 200 m). De esta forma, en la Figura 5.3, es posible notar que, al estar en un caso de un plano de ondas incidente, la primera llegada del frente de ondas ocurre a los ~ 2.5 s, prácticamente al mismo tiempo en todos los receptores, siendo levemente menor en afloramiento rocoso. Esto es lógico debido a que la velocidad de onda es varias veces mayor en la roca que en el sedimento; sin embargo, la diferencia en el tiempo de arribo es pequeña debido a que la profundidad del basamento rocoso está a unos 300 m aproximadamente, lo cual representa una pequeña porción con respecto a la profundidad focal, retrasando levemente la llegada. Por otro lado, a los 11 s se logra apreciar un rebote en la componente longitudinal. Tal rebote proviene de la primera llegada de ondas (~ 2.5 s) y que son reflejadas desde la superficie libre. Estas luego viajan hasta el borde inferior del modelo, a una velocidad promedio de 2000 m/s, aproximadamente, (V_s ponderado entre el suelo y la roca), rebotan y vuelven a subir a la superficie libre (para mayor detalle ver sección 6.2.1). Sin

embargo, el rebote representa una tenue perturbación en los sismogramas ya que la energía de la onda fue absorbida casi en su totalidad por el borde inferior.

Algo interesante de ver es la diferencia que se genera entre los sismogramas ubicados en la zona norte y centro-sur del perfil. En la zona norte el fenómeno más evidente es la fuerte generación de ondas superficiales tipo Rayleigh producto de la interferencia constructiva de las ondas P y SV en los sectores cercanos a los afloramientos, el cual es posible ver para las componentes longitudinal y vertical (ver Figura 5.3 y Figura 5.4) y tipo Love para la componente transversal (ver Figura 5.6). En la zona centro-sur del perfil, hacia ambos afloramientos rocosos, también es posible notar la generación de ondas superficiales, pero con mucho menos energía.

Otro aspecto por mencionar y que también es consecuencia de lo mencionado anteriormente, es que la duración del movimiento es mucho mayor en la zona norte que la zona centro-sur compuesta por grava competente, en donde el movimiento es atenuado rápidamente. En la zona de transición también es posible ver el aumento de la duración del movimiento y la clara generación de ondas superficiales producto de la heterogeneidad lateral impuesta por la geometría compleja del basamento rocoso. Estas especies de muros naturales producen una fuerte generación de ondas, especialmente en zonas más encajonadas como el sector norte.

El comportamiento de la onda vertical producto de un plano incidente de onda P se muestra en la Figura 5.5. En esta es posible ver que el movimiento es rápidamente atenuado de manera homogénea para toda la superficie del perfil, en aproximadamente 3.0 s. Es interesante notar que existen dos zonas que, particularmente, generan un movimiento con una duración levemente mayor. La primera zona se encuentra comprendida entre los 10 km y 20 km, y, la segunda, desde los 24 km y 34 km, aproximadamente, siendo ambas zonas las que presentan menores velocidades de onda.

La diferencia entre el modelamiento bidimensional y unidimensional se muestra notoriamente al comparar la Figura 5.6 y Figura 5.7. Debido a que para el modelamiento unidimensional no se considera la variación lateral del medio ni la geometría del basamento rocoso, no existe interacción de ondas provenientes de otros sectores de la Cuenca. Por lo tanto, los sismogramas contienen solamente la llegada de ondas de la fuente, la que luego se amortigua y desaparece, es por esto que la duración del movimiento es menor. El movimiento finaliza antes de los 10 segundos mientras que para el caso bidimensional este continúa durante los 30 segundos de duración de la simulación.

En la Figura 5.8 se muestra la componente longitudinal generada a partir de ondas P amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización. Nuevamente la zona con mayor perturbación es la norte y en menor medida la centro.

Perfil NS – Componente Longitudinal 2D – Onda SV

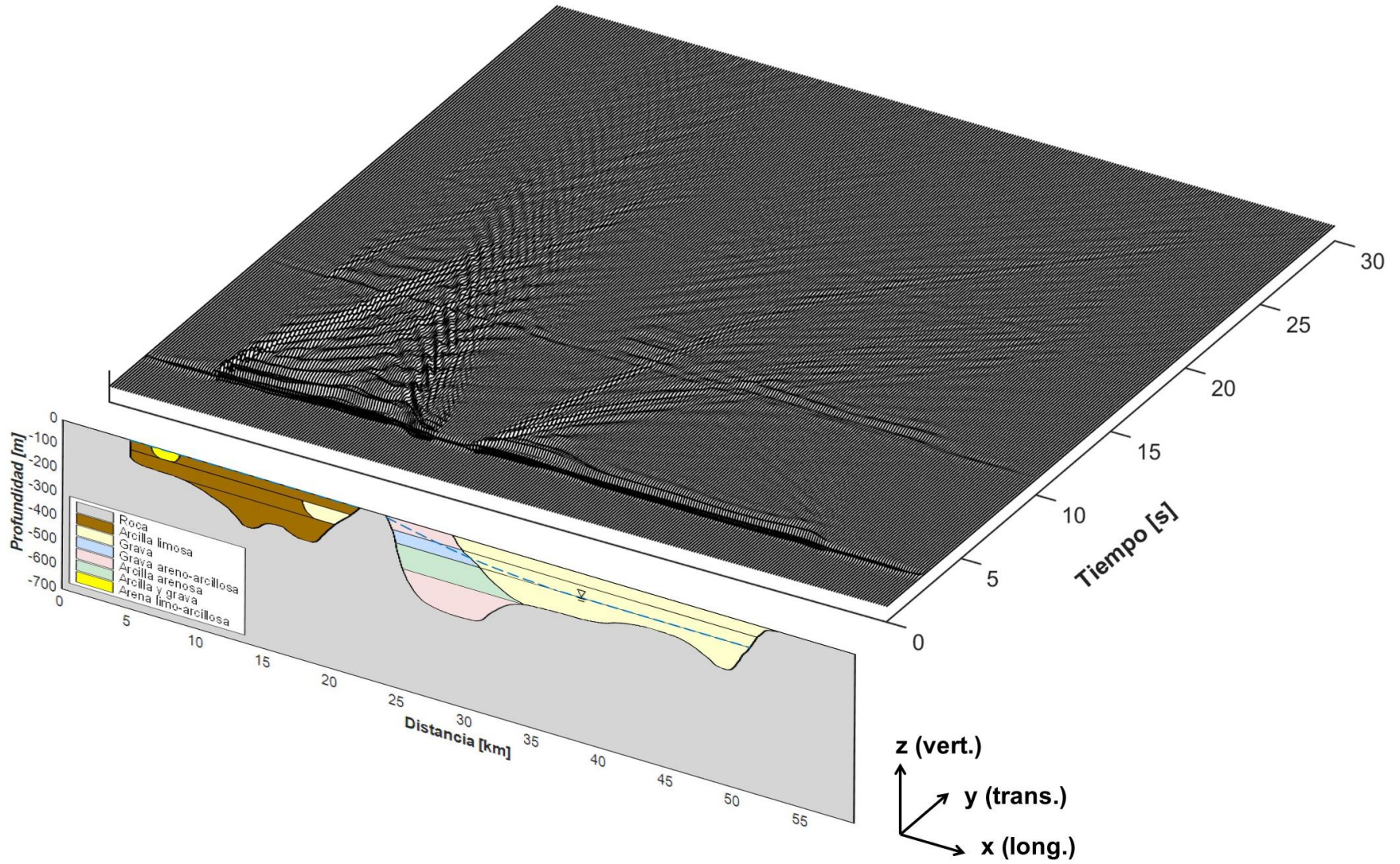


Figura 5.3: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil NS.

Perfil NS – Componente Vertical 2D – Onda SV

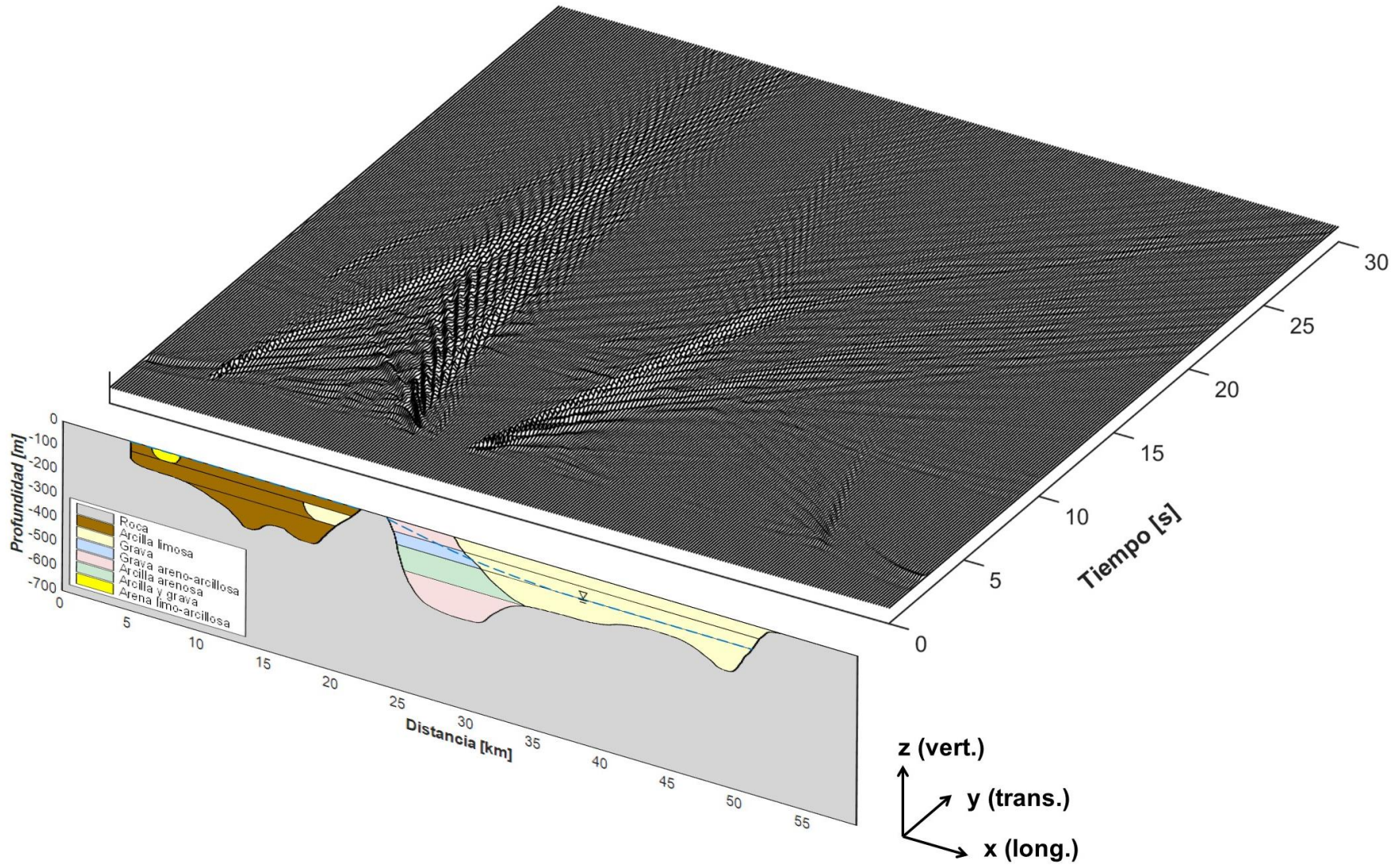


Figura 5.4: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil NS. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.

Perfil NS – Componente Vertical 2D – Onda P

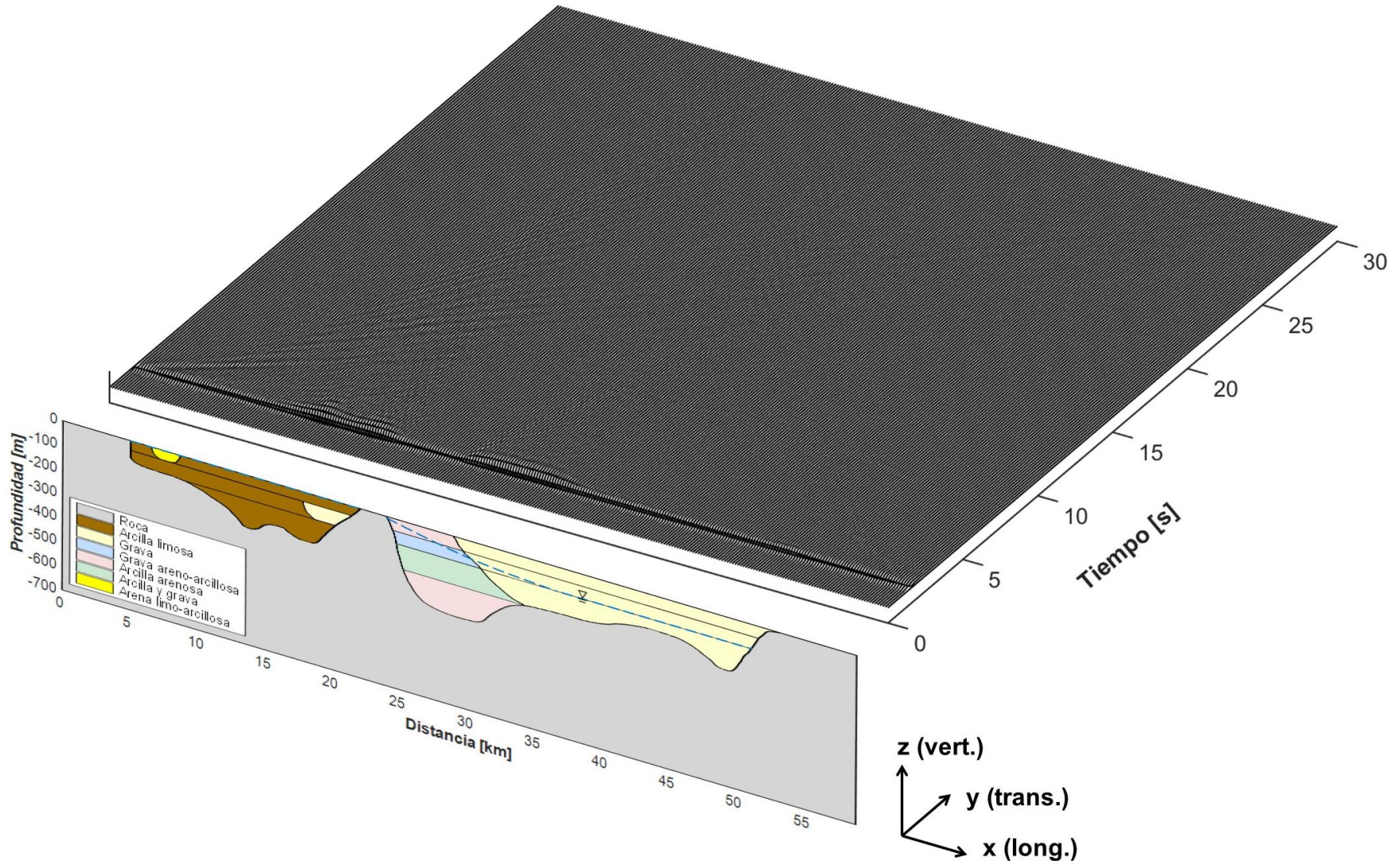


Figura 5.5: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil NS.

Perfil NS – Componente Transversal 2D – Onda SH

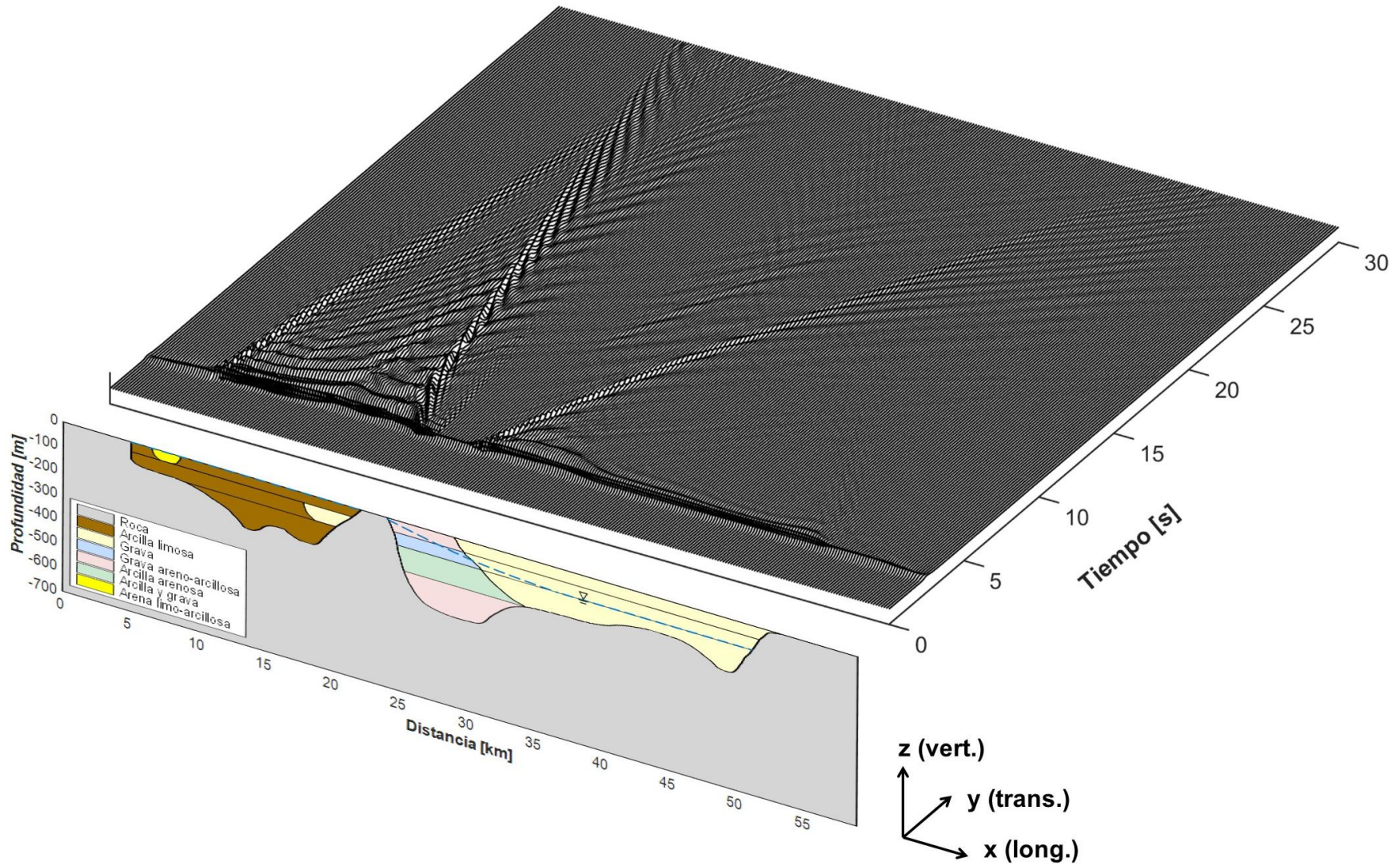


Figura 5.6: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil NS.

Perfil NS – Componente Transversal 1D – Onda SH

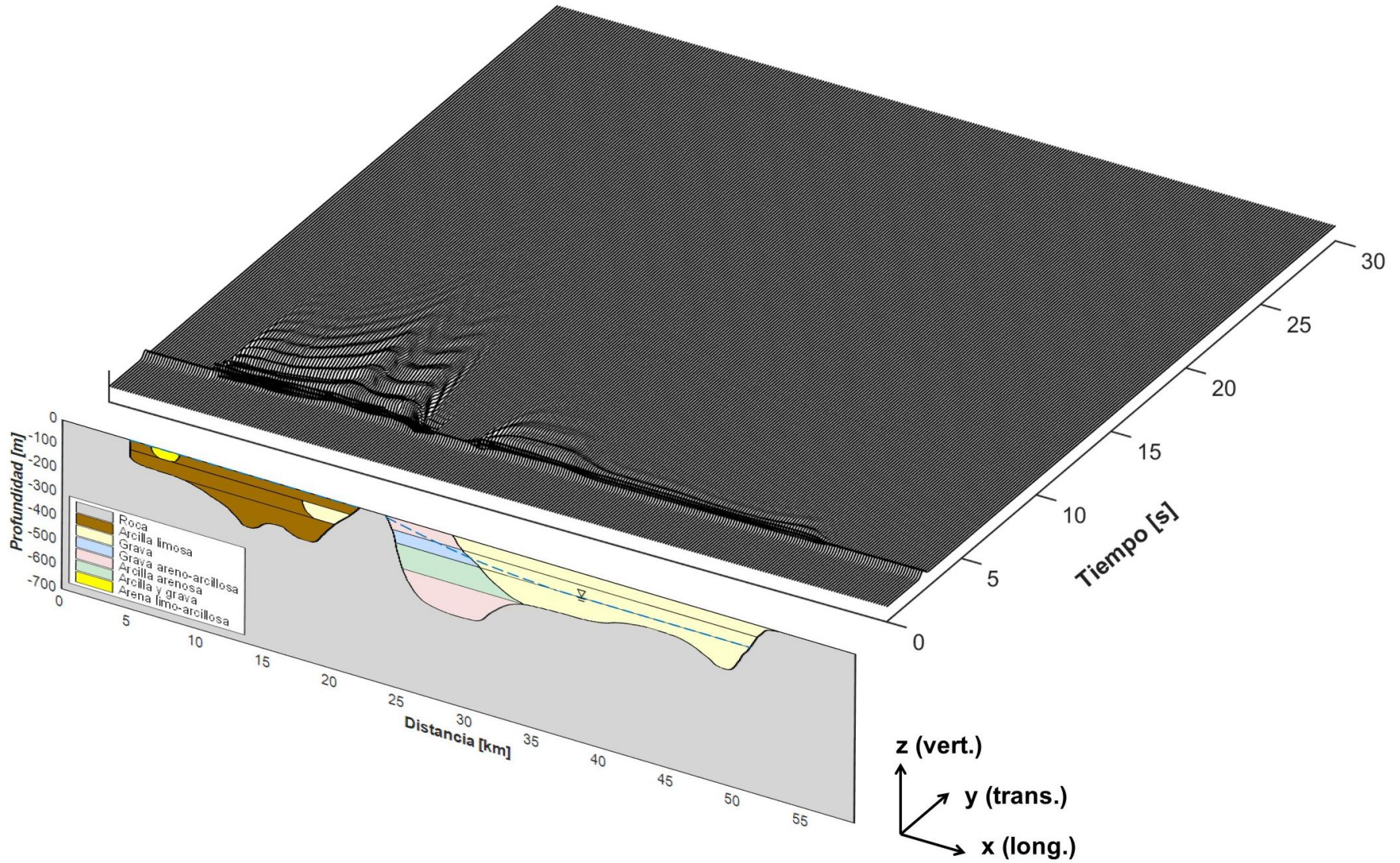


Figura 5.7: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil NS.

Perfil NS – Componente Longitudinal 2D – Onda P

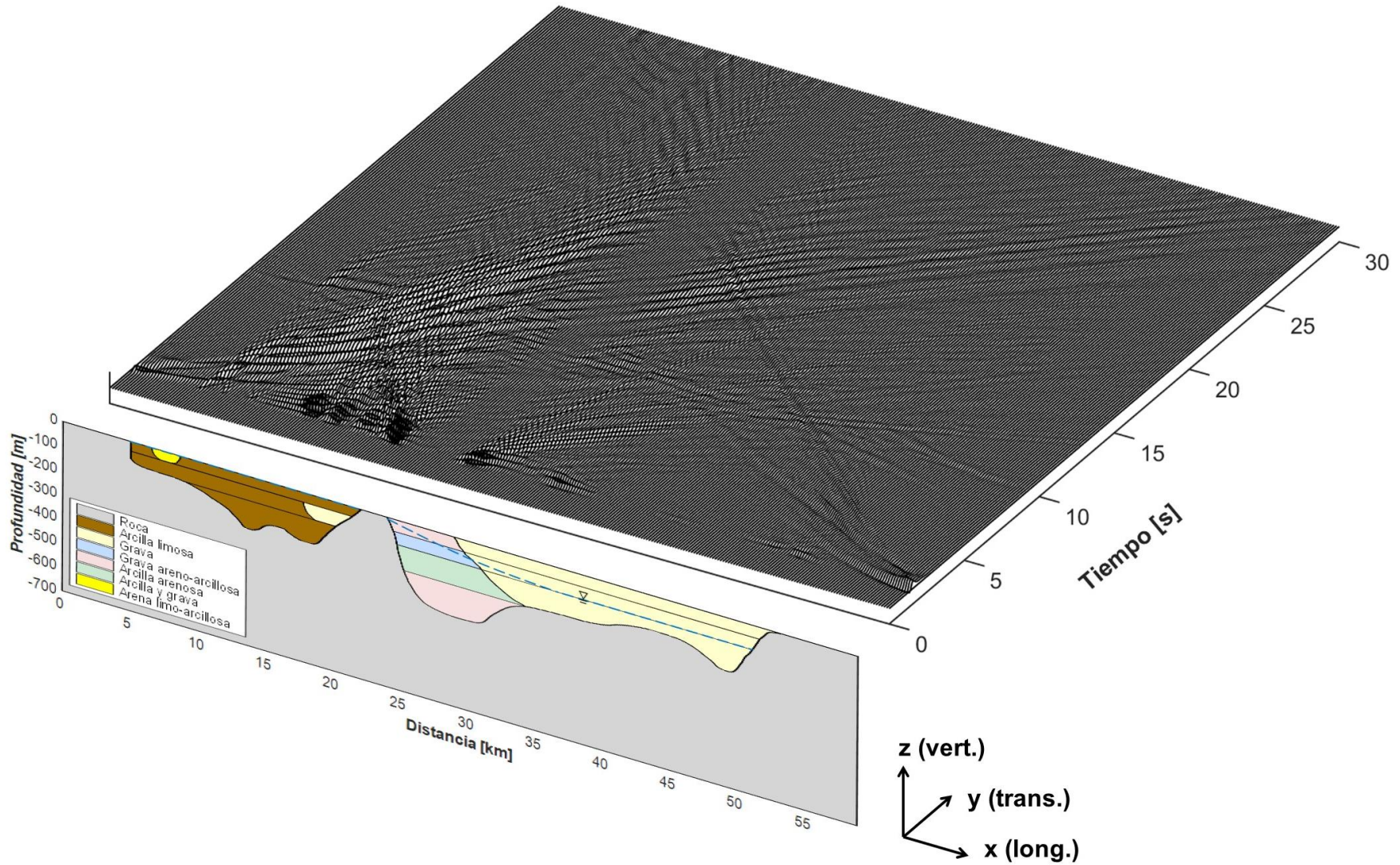


Figura 5.8: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil NS. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización..

5.3. Perfil EW

Para analizar el movimiento en superficie a lo largo del modelo numérico, se ubicaron 240 receptores en superficie libre distanciados a 200 m cada uno, para cubrir todo el dominio horizontal. Los sismogramas en función de la distancia para la componente longitudinal son mostrados en la Figura 5.9. En esta, es posible ver como el arribo del frente de ondas tiene un retraso en la zona poniente debido a la baja velocidad de onda que caracteriza este sector, esta diferencia es casi nula al observar los sismogramas de la zona oriente.

Al igual que para el caso del perfil NS, se observa una leve perturbación cercana a los 10 s, correspondiente a un rebote proveniente de la base del modelo.

Sin duda, un aspecto relevante es el movimiento que se produce en la zona poniente en comparación con la zona oriente, donde para la primera, no solo la amplitud de los sismogramas es mayor si no que también la duración del movimiento, lo cual es consistente con lo mostrado en los resultados del perfil NS. Además, se puede ver como los diferentes afloramientos rocosos presentes en el perfil funcionan como muros, produciendo una serie de rebotes vistos en los sismogramas que se encuentran sobre sedimento.

En la Figura 5.10 se muestra la componente vertical para un plano de onda incidente tipo SV de los sismogramas sintéticos ubicados en superficie libre. Se destaca la gran generación de ondas superficiales tipo Rayleigh, en la zona poniente y centro, mientras que para la zona oriente los sismogramas tienen mucho menos energía y el movimiento se disipa con rapidez.

En la Figura 5.11 se muestra la componente vertical para un plano de onda incidente tipo P. Si bien estos sismogramas presentan una rápida atenuación, se puede ver claramente la ubicación de los suelos blandos debido a que justamente en estos sectores la duración del movimiento aumenta.

En la Figura 5.12 y Figura 5.13, se muestran los sismogramas sintéticos generados para un modelo bidimensional y unidimensional, respectivamente. En ellos es posible ver la notable diferencia existente, sobre todo a partir de los 7 s, debido principalmente a que el modelo unidimensional no considera la variación lateral del basamento rocoso, además de que la zona oriente presenta solo una pequeña intercalación de material y un suave gradiente de velocidad de onda, con un bajo contraste de impedancia. Esto viene a confirmar que una simulación unidimensional es idónea y lo suficientemente precisa en suelos de buena competencia geotécnica. Por otro lado, en suelos blandos no logra capturar correctamente el aumento de la duración del movimiento de los sismogramas.

En la Figura 5.14 se muestra la componente longitudinal generada a partir de ondas P amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización. Se puede ver como la zona poniente muestra altas amplitudes del movimiento en comparación con la zona oriente.

Perfil EW – Componente Longitudinal 2D – Onda SV

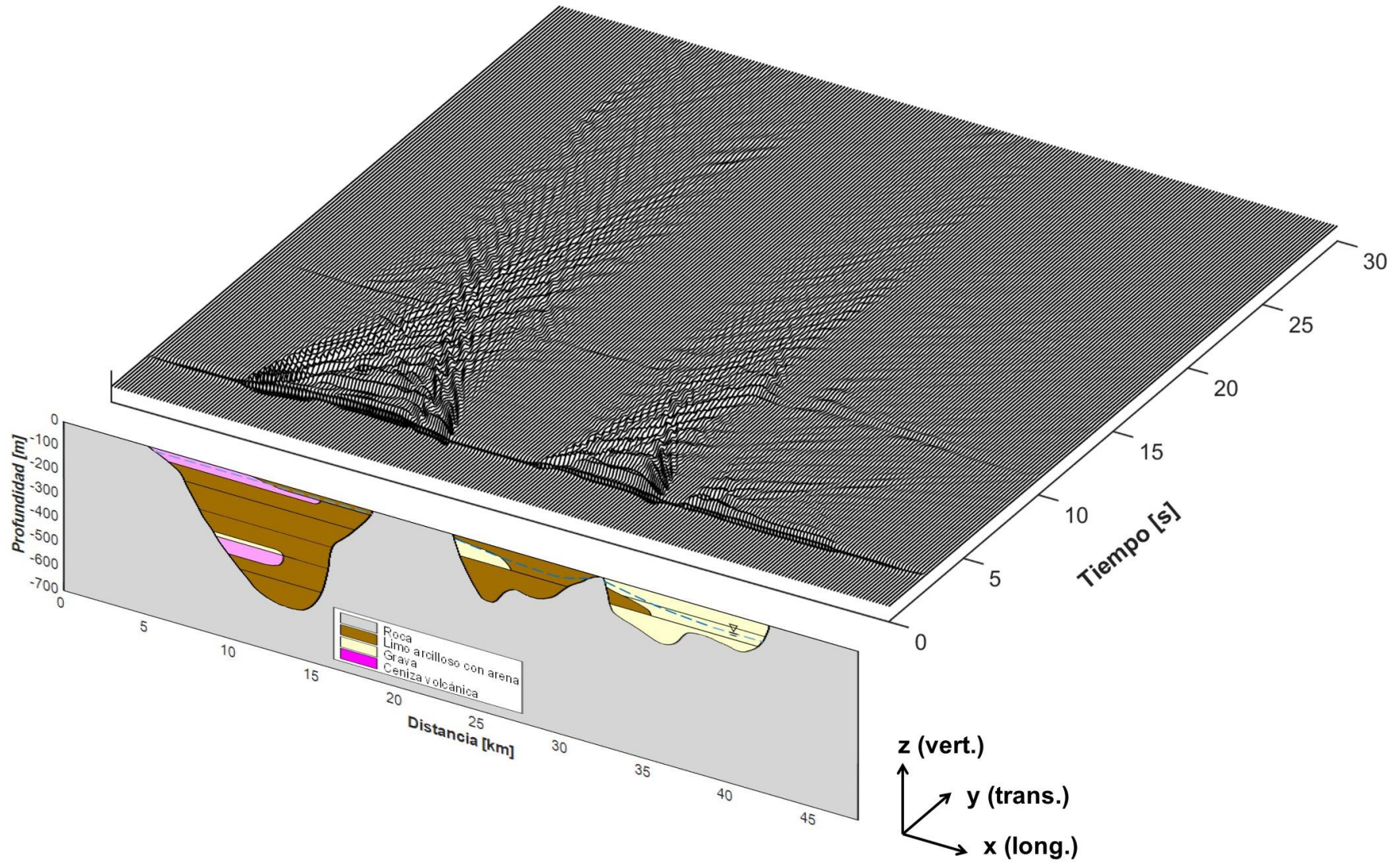


Figura 5.9: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil EW.

Perfil EW – Componente Vertical 2D – Onda SV

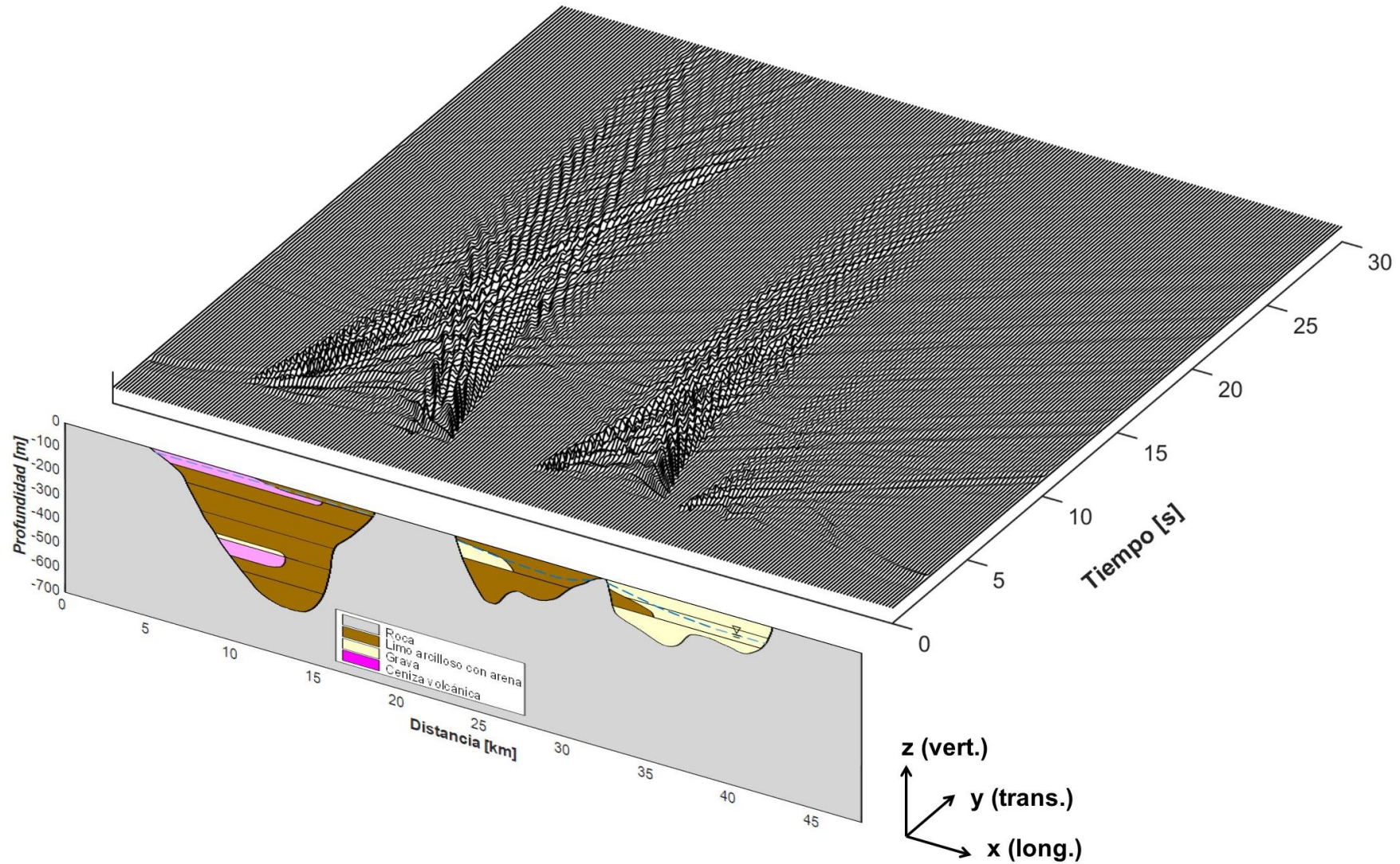


Figura 5.10: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil EW. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.

Perfil EW – Componente Vertical 2D – Onda P

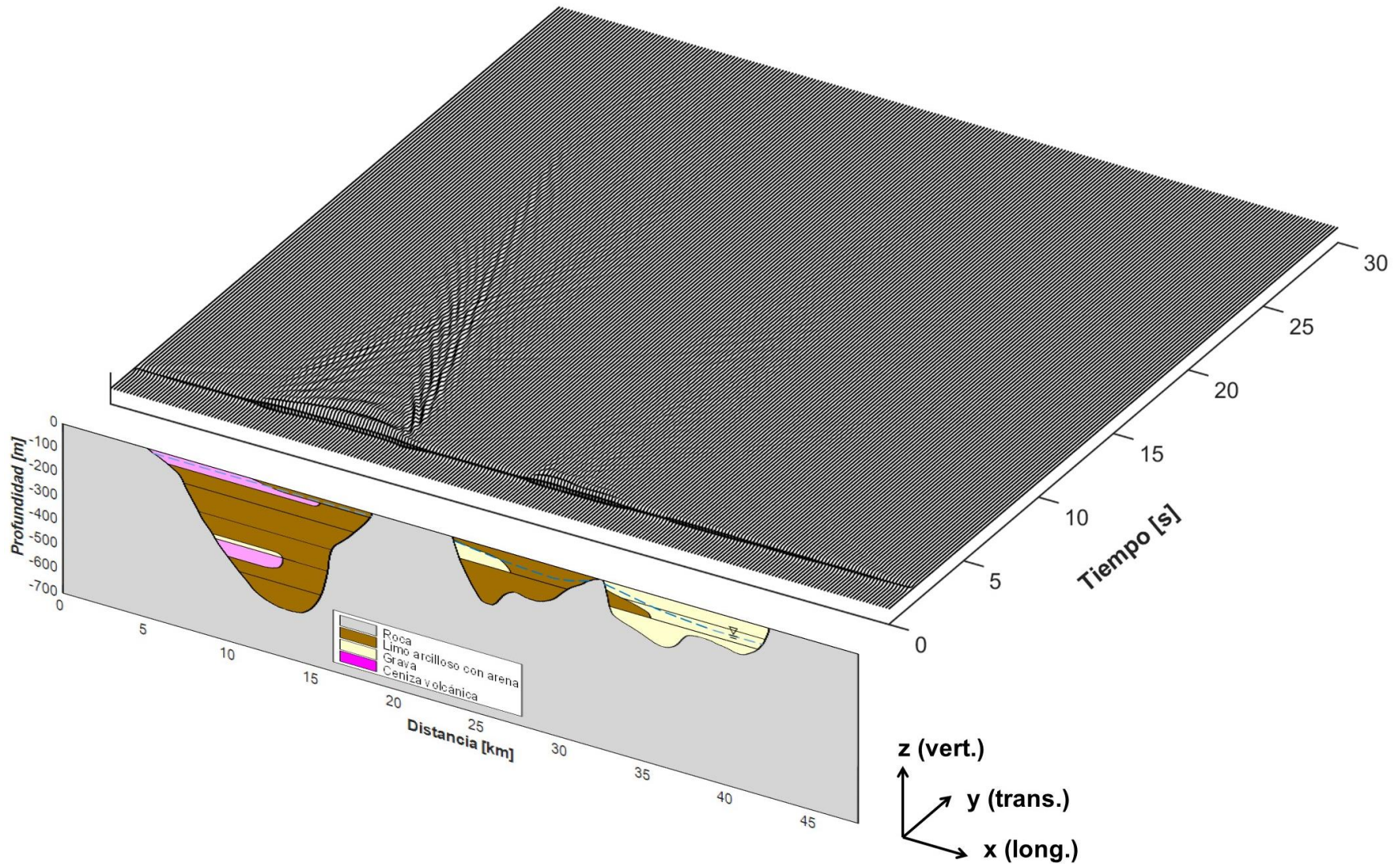


Figura 5.11: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil EW.

Perfil EW – Componente Transversal 2D – Onda SH

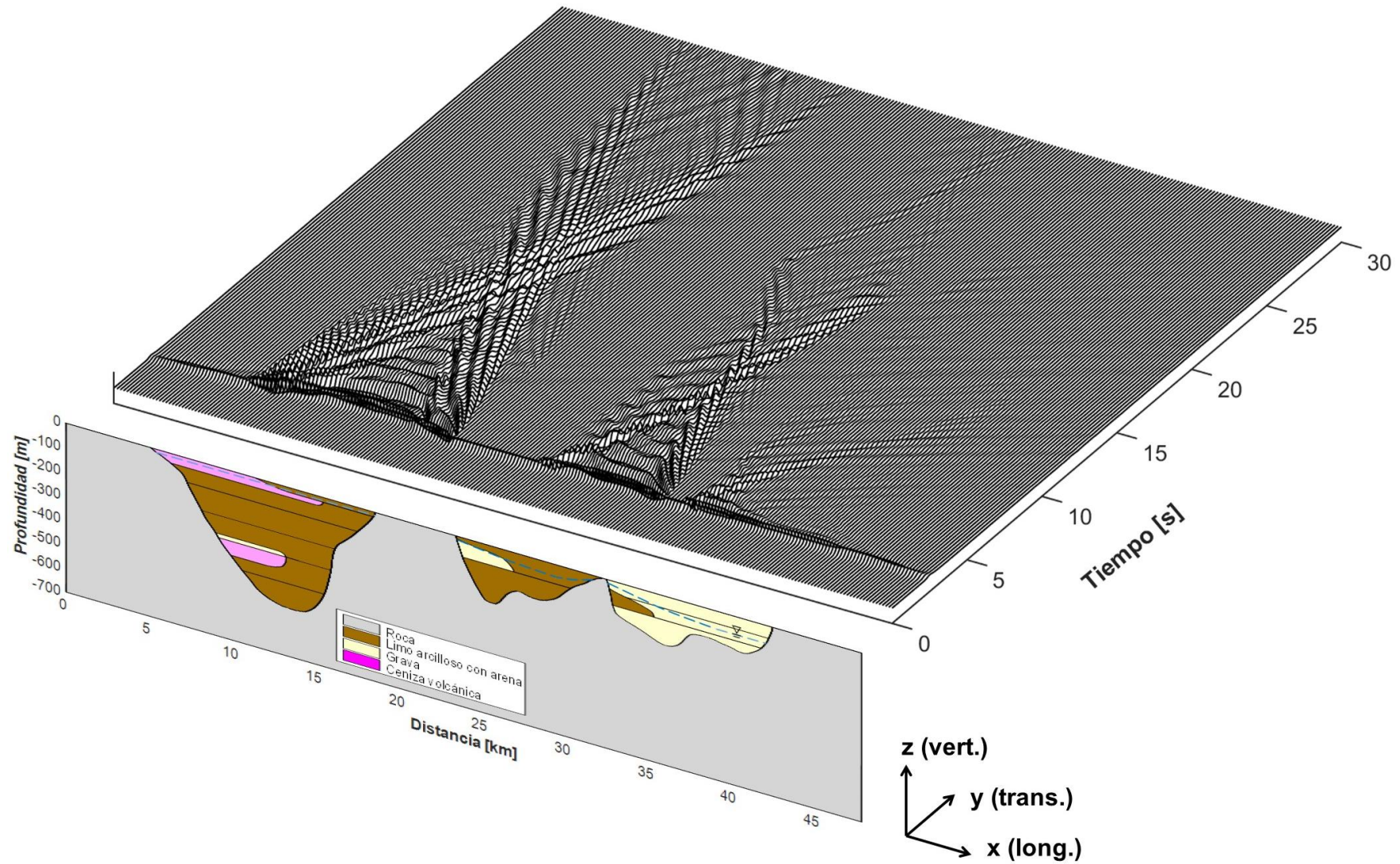


Figura 5.12: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil EW.

Perfil EW – Componente Transversal 1D – Onda SH

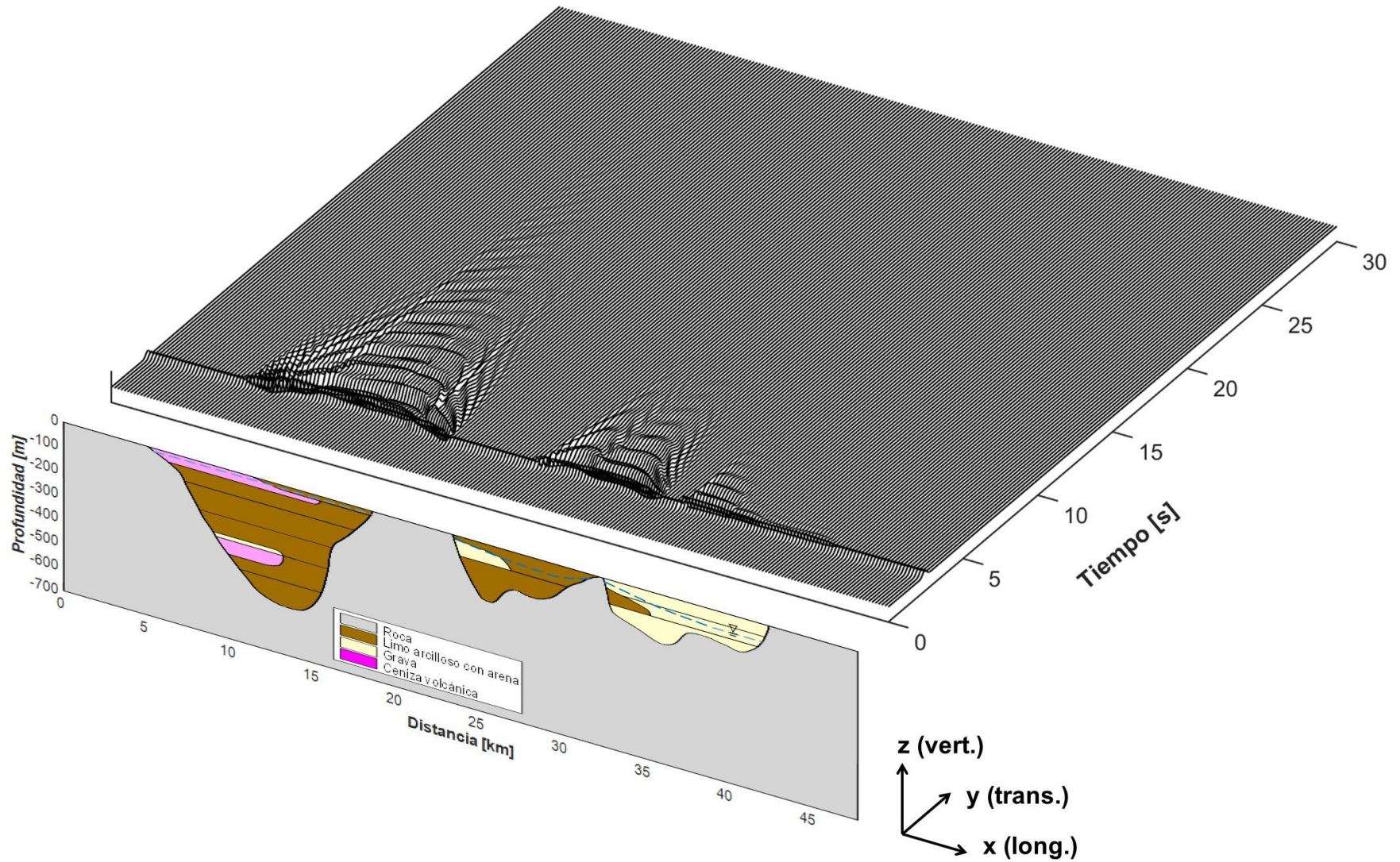


Figura 5.13: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil EW.

Perfil EW – Componente Longitudinal 2D – Onda P

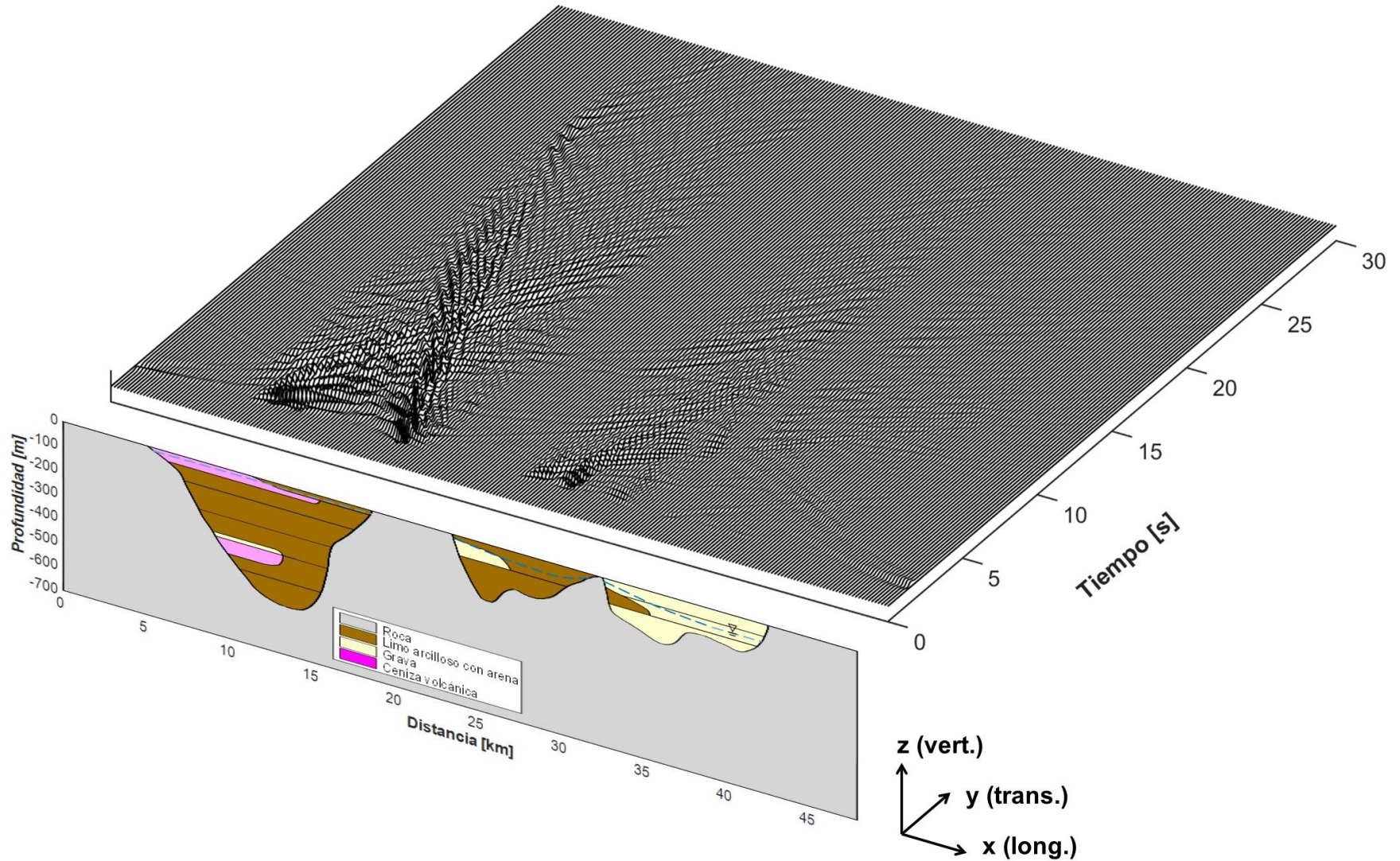


Figura 5.14: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil EW. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización..

5.4. Perfil CD

Se evalúa el comportamiento del perfil CD instalando 225 receptores en superficie libre y graficándolos con respecto a la distancia. En la Figura 5.15, se muestra la componente longitudinal de los sismogramas sintéticos en todo el dominio horizontal del modelo numérico. En esta, se hace evidente el cambio que genera la geología superficial en las características de los sismogramas. Por un lado, en la zona poniente del perfil se ve el aumento de la duración del movimiento justamente en los dos estratos de ceniza volcánica, a diferencia de lo ocurrido en la zona centro y oriente del perfil, donde no existe una intercalación de materiales, sino más bien un solo material que aumenta su competencia en profundidad.

Luego, en la Figura 5.16 se puede ver como en la zona poniente, donde existe una intercalación de material entre ceniza volcánica y grava, las ondas se reflejan hacia la capa de suelo blando y con menor energía hacia el suelo gravoso. Además, es evidente como el suelo gravoso genera velocidades de partícula de muy baja amplitud en comparación con el suelo blando.

Un aspecto particular que mencionar es la alta amplitud de la componente vertical mostrada en la zona oriente justamente en el área de contacto entre la grava y el afloramiento rocoso ($x \sim 40$ Km). Este paquete de ondas viaja desde el extremo derecho del perfil hacia el centro con pendientes que tienen valores de velocidades de onda compresional y de corte asignados para el suelo gravoso en superficie. Cabe destacar que ambas pendientes también pueden ser identificadas en la componente longitudinal, pero con menor energía. Este tipo de comportamiento es evidenciado también en los perfiles NS y EW (ver Figura 5.4 y Figura 5.10), en zonas cercanas al contacto suelo-afloramiento rocoso con taludes del basamento muy pronunciadas.

En la Figura 5.17 se muestra la componente vertical para un frente de onda incidente tipo P. Debido a que este perfil está constituido casi en su totalidad por grava de Santiago, estos sismogramas no presentan mayores diferencias, y en general, todos atenúan su movimiento en un tiempo similar. De igual forma, existen rebotes de ondas provenientes de las paredes laterales o afloramientos rocosos del modelo, al igual que en las zonas donde existe un cambio de material en la superficie

La componente transversal bidimensional se muestra en la Figura 5.18, donde nuevamente se ve una múltiple reflexión de ondas en ambos estratos de suelo blando con una duración del movimiento que sobrepasa los 12 s en comparación con los sismogramas ubicados en suelo gravoso, donde el movimiento se atenúa rápidamente antes de los 5 s. Al igual que para las componentes longitudinal y vertical, se evidencia notoriamente un paquete de ondas que viaja con una pendiente bien definida con valores de velocidad de onda de corte para la grava, desde el extremo derecho hacia el centro del perfil y que luego encuentra la intercalación de material ceniza volcánica-grava en la zona poniente, en donde este paquete de ondas cambia su pendiente producto de la brusca disminución de velocidad de onda de corte. Para la componente transversal solo es posible ver el viaje de un paquete de ondas, lo que en términos gráficos quiere decir que solo se logra ver una pendiente en vez de dos, debido a que el caso SH no contiene ondas compresionales, como en el caso P-SV.

La diferencia entre el modelamiento bidimensional y unidimensional se muestra notoriamente al comparar la Figura 5.18 y Figura 5.19. Los sismogramas unidimensionales no logran simular la duración del movimiento en las zonas de intercalación de material (área de estratos de suelo blando), como tampoco muestra el paquete de ondas reflejado desde el contacto suelo-afloramiento rocoso.

En la Figura 5.20 se muestra la componente longitudinal generada a partir de ondas P amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización. Donde se ve que justamente en los sectores que existe un cambio en la geología superficial se producen múltiples rebotes de ondas y una mayor duración del movimiento, en contra parte, en zonas de grava los sismogramas contienen bajas amplitudes. Un aspecto por destacar es el rebote de ondas provenientes del afloramiento del lado oriente del perfil, el cual viaja hasta la zona poniente a través de dos pendientes, una dada por la velocidad de onda de corte y otra por la compresional.

Perfil CD – Componente Longitudinal 2D – Onda SV

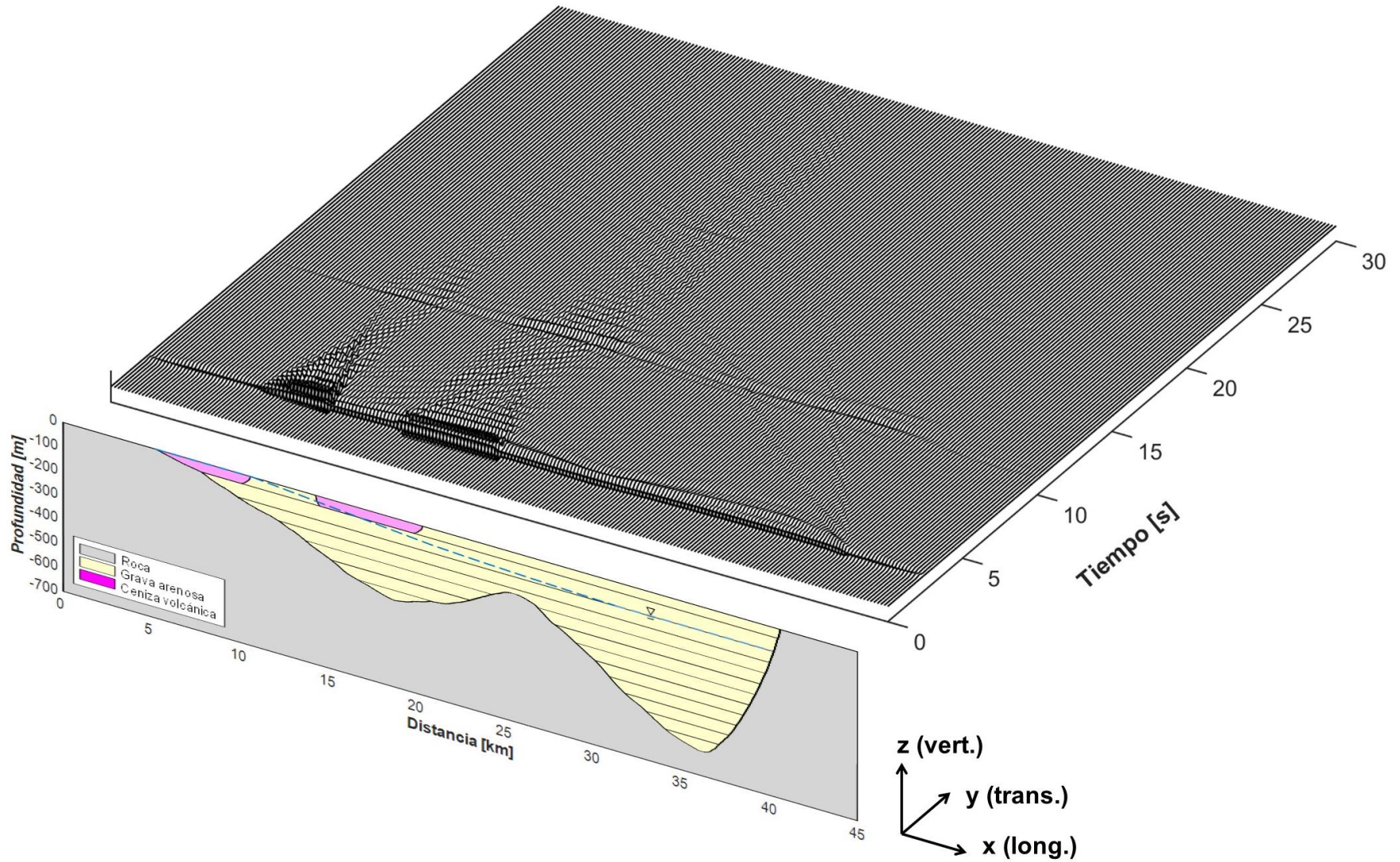


Figura 5.15: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil CD.

Perfil CD – Componente Vertical 2D – Onda SV

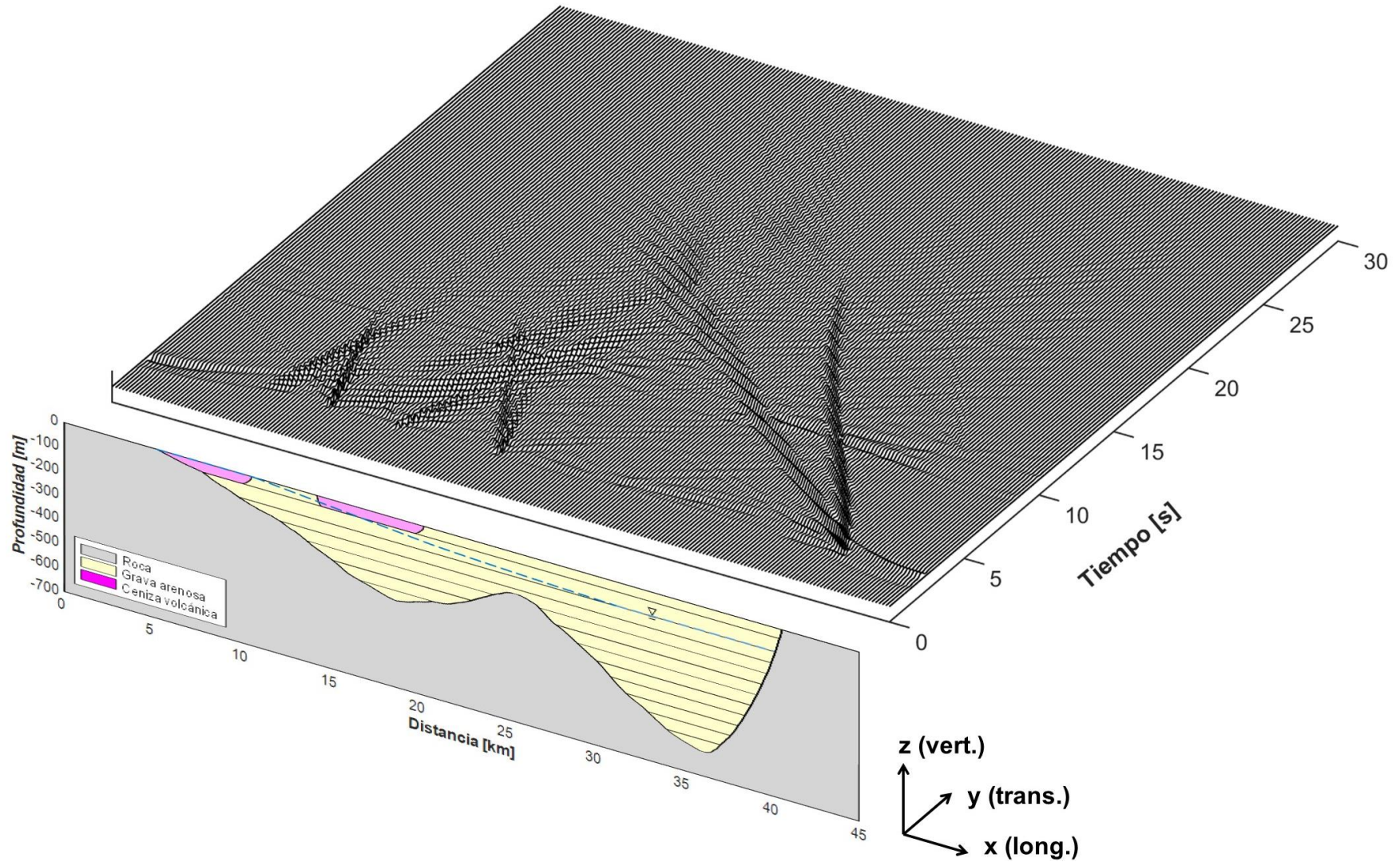


Figura 5.16: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SV. Perfil CD. La componente vertical ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización.

Perfil CD – Componente Vertical 2D – Onda P

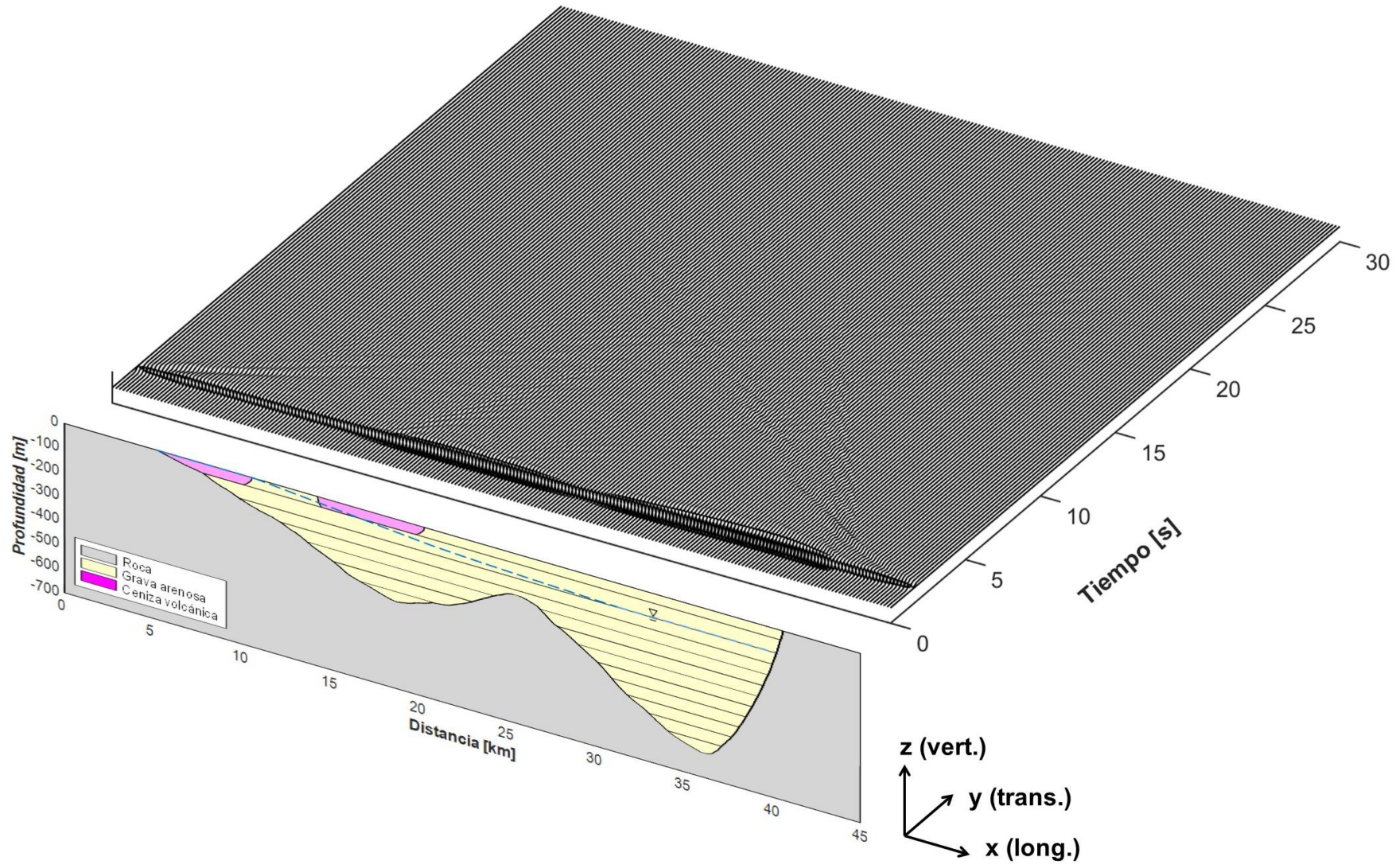


Figura 5.17: Componente vertical de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil CD.

Perfil CD – Componente Transversal 2D – Onda SH

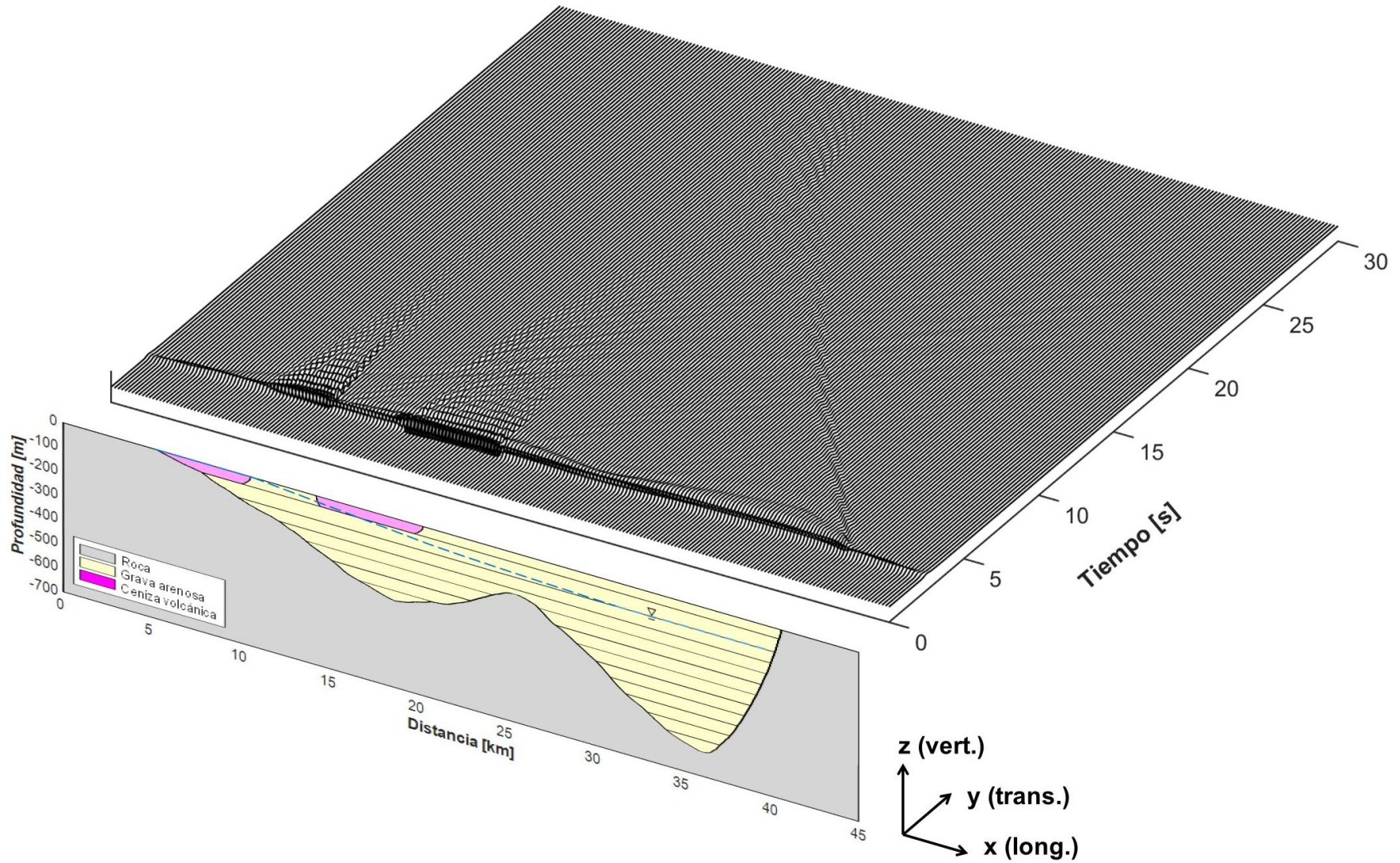


Figura 5.18: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil CD.

Perfil CD – Componente Transversal 1D – Onda SH

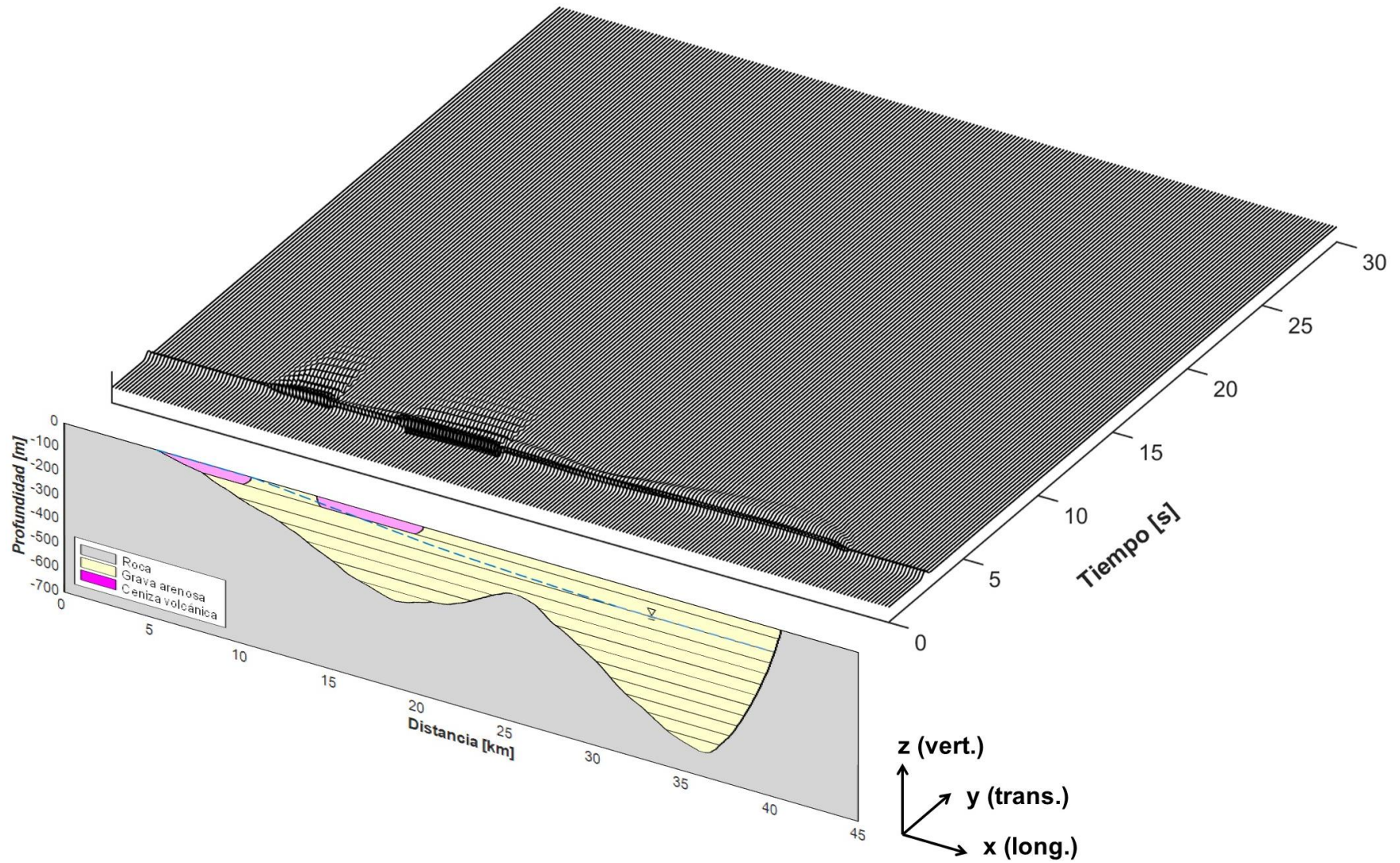


Figura 5.19: Componente transversal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo unidimensional. Plano incidente de onda SH. Perfil CD.

Perfil CD – Componente Longitudinal 2D – Onda P

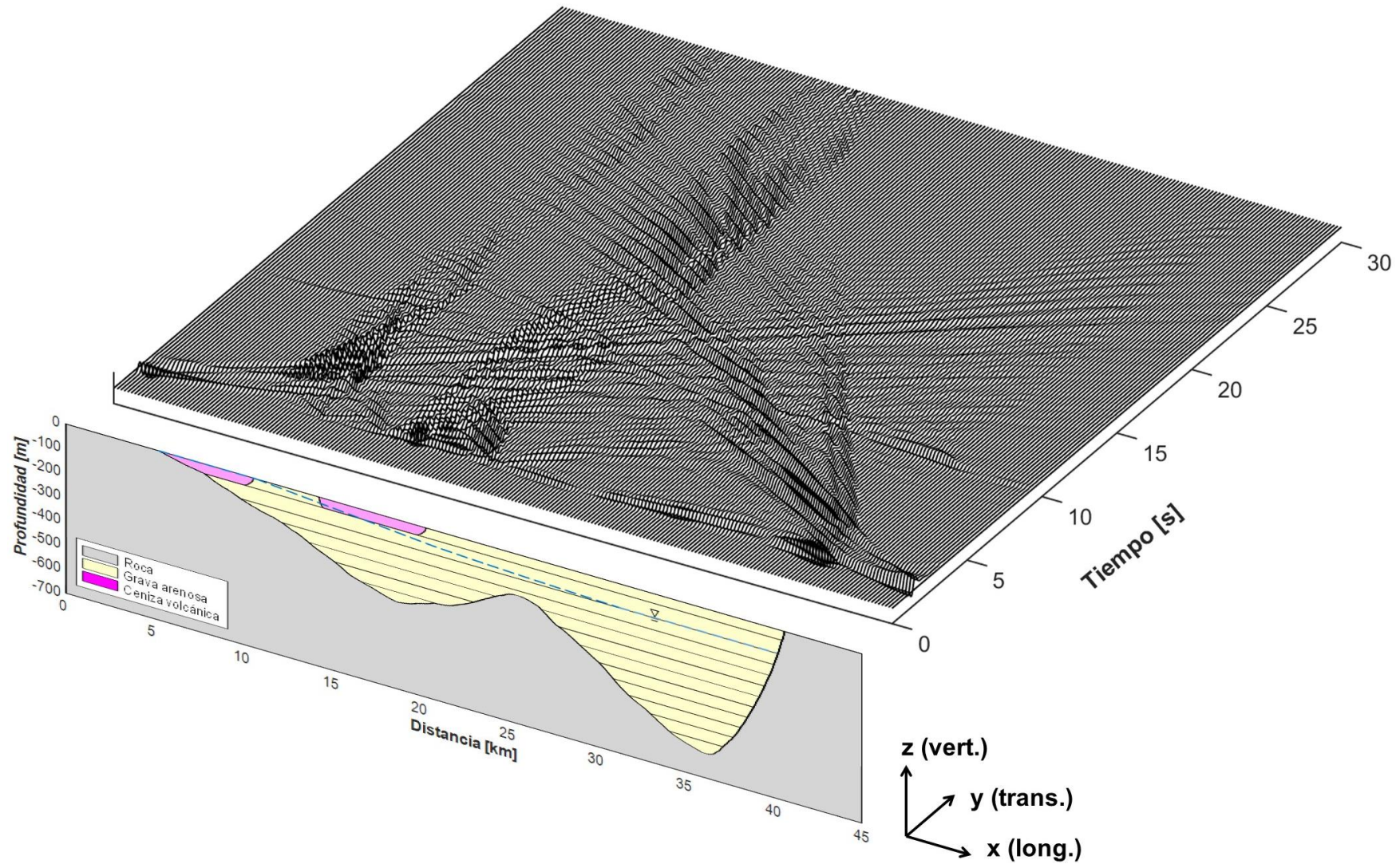


Figura 5.20: Componente longitudinal de los receptores ubicados en superficie libre. Modelo bidimensional. Plano incidente de onda P. Perfil CD. La componente ha sido amplificada por un factor de 3 para una mejor visualización..

6. ANÁLISIS DE RESULTADOS

A partir de los resultados presentados en el capítulo anterior se analizan los sismogramas sintéticos en detalle, se calculan funciones de amplificación y razones espectrales para cada perfil. Además, se generan comparaciones entre lo obtenido por los modelos numéricos y las mediciones de terreno a través de microvibraciones ambientales, para las frecuencias predominantes y amplitudes espectrales. Esto permite saber si en conjunto, el perfil de velocidades y la elevación del basamento rocoso, representa fielmente la condición de terreno.

Se muestra la distribución en superficie a lo largo de cada perfil de la máxima velocidad de partícula (PGV) normalizada por un sismograma de referencia, buscando identificar si las zonas con mayores razones de PGV correlacionan con el grado de intensidad o nivel de daño generado en los dos últimos terremotos más importantes percibidos en la Cuenca, estos son el de Valparaíso (1985) y el del Maule (2010).

Por otro lado, se muestra el movimiento de partícula de los sismogramas ubicados en superficie libre, pudiendo identificar las zonas con mayor desplazamiento y las diferencias según la geología.

Finalmente, se calculan los denominados factores de agravación (*Aggravation factors* o AG) para determinar las zonas que presentan mayor sensibilidad al considerar, o no, la geometría del basamento rocoso y de las capas de suelo al comparar modelos bidimensionales y unidimensionales.

6.1. Sismogramas sintéticos

6.1.1. Perfil NS

Se muestran los sismogramas sintéticos obtenidos a través del modelamiento numérico del perfil NS. Para esto, se seleccionaron 10 receptores con ubicaciones representativas e interesantes de analizar distribuidos en cada uno de los 3 sectores del perfil y que se muestran en la Figura 6.1 (inferior). Los sismogramas ubicados en los puntos de control (b), (d), (g) e (i), son mostrados en Anexo C.

Para efectos de comparación las componentes horizontales son graficadas en la misma escala, sin embargo, se debe poner énfasis en que para poder visualizar de mejor forma la simulación del movimiento vertical para ondas SV, esta componente fue amplificada por un factor de 2.

Se destaca notoriamente como los sismogramas sintéticos ubicados en la zona norte tienen una duración del movimiento mucho mayor que los ubicados en la zona centro-sur. Los primeros tienen un movimiento que sobrepasa incluso los 12 s (ver receptor c). En contraste, la simulación del movimiento en los receptores (h) y (j), no sobrepasa los 5 s amplificando levemente el *input* sísmico y produciendo un mínimo de ondas superficiales.

La componente vertical de los receptores para el caso P-SV con un plano incidente de ondas SV (traza roja de la Figura 6.1), corresponde netamente a ondas superficiales producto de las ondas reflejadas en superficie libre. Por lo tanto, es posible ver como el lado norte genera una gran cantidad de ondas Rayleigh, las que también pueden verse en los sismogramas de componente longitudinal.

En este mismo sentido las componentes verticales del movimiento para un plano incidente de ondas tipo SV muestran que, en general, un suelo blando es más susceptible a presentar altas velocidades de partícula en comparación con un suelo rígido, como por ejemplo receptores (c) y (f) contra (h) y (j). Otro aspecto interesante es el cambio en la respuesta de la componente vertical al comparar los receptores (a) y (c), si bien entre ambos existe una distancia de unos 5 km, el cambio en la geología superficial produce un aumento en la amplitud y duración de la traza del receptor (c).

Para obtener la componente vertical proveniente directamente de la fuente se ejecuta el modelo para el caso P-SV, pero para un plano incidente de onda P. De esta manera se logra una propagación de ondas verticales con mayor energía. En la Figura 6.2 (traza morada) se ve como esta onda viaja con la velocidad compresional del medio, siendo la primera en manifestarse en superficie. Esta onda genera algunas diferencias con respecto a la geología superficial y tiende a amplificar más en la zona norte. Esto puede verse con mayor claridad en las funciones de amplificación que se mostrarán las próximas secciones.

Además, en la Figura 6.2 se realiza una comparación entre el modelamiento unidimensional (traza verde) y bidimensional para la componente longitudinal y transversal (traza negra y azul, respectivamente), considerando la misma ubicación de receptores mostrada en la Figura 6.1. En estos sismogramas, si bien en términos de amplitudes, ambos tipos de modelamiento presentan leves diferencias, es posible notar la influencia de la geometría del basamento rocoso en la duración del movimiento, donde en general se produce una diferencia a partir de los 5 s, la cual se va haciendo cada vez menos notoria al analizar los sismogramas ubicados en el centro-sur de la Cuenca, sobre todo en el receptor (j). Esto es consistente con lo dicho por Kramer (1996), donde se indica que un modelo unidimensional puede predecir de mejor forma la respuesta en el centro de una cuenca que en los bordes.

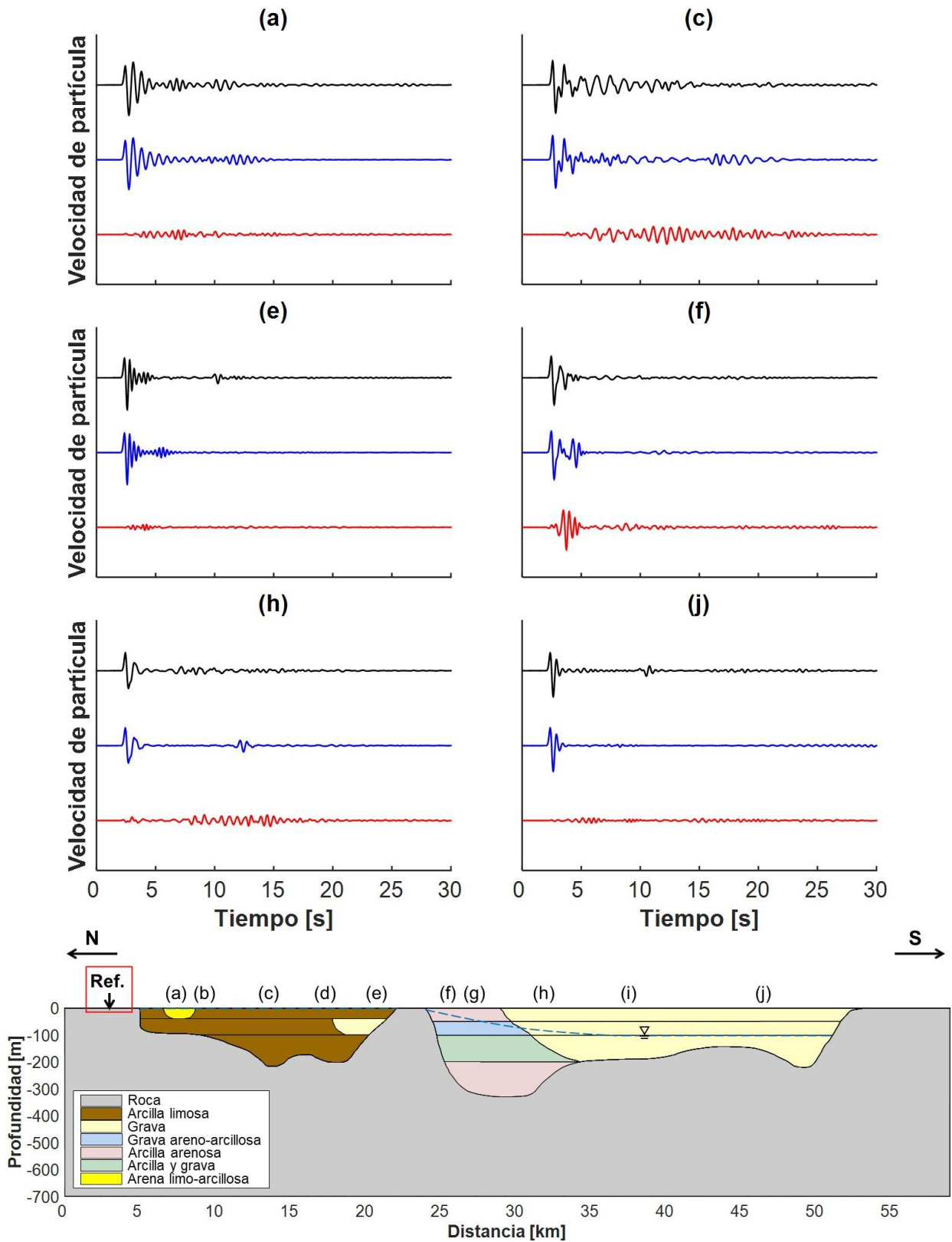


Figura 6.1: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil NS, a partir de una función fuente tipo Gabor ubicada a 5 km de profundidad. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal, transversal y vertical, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.

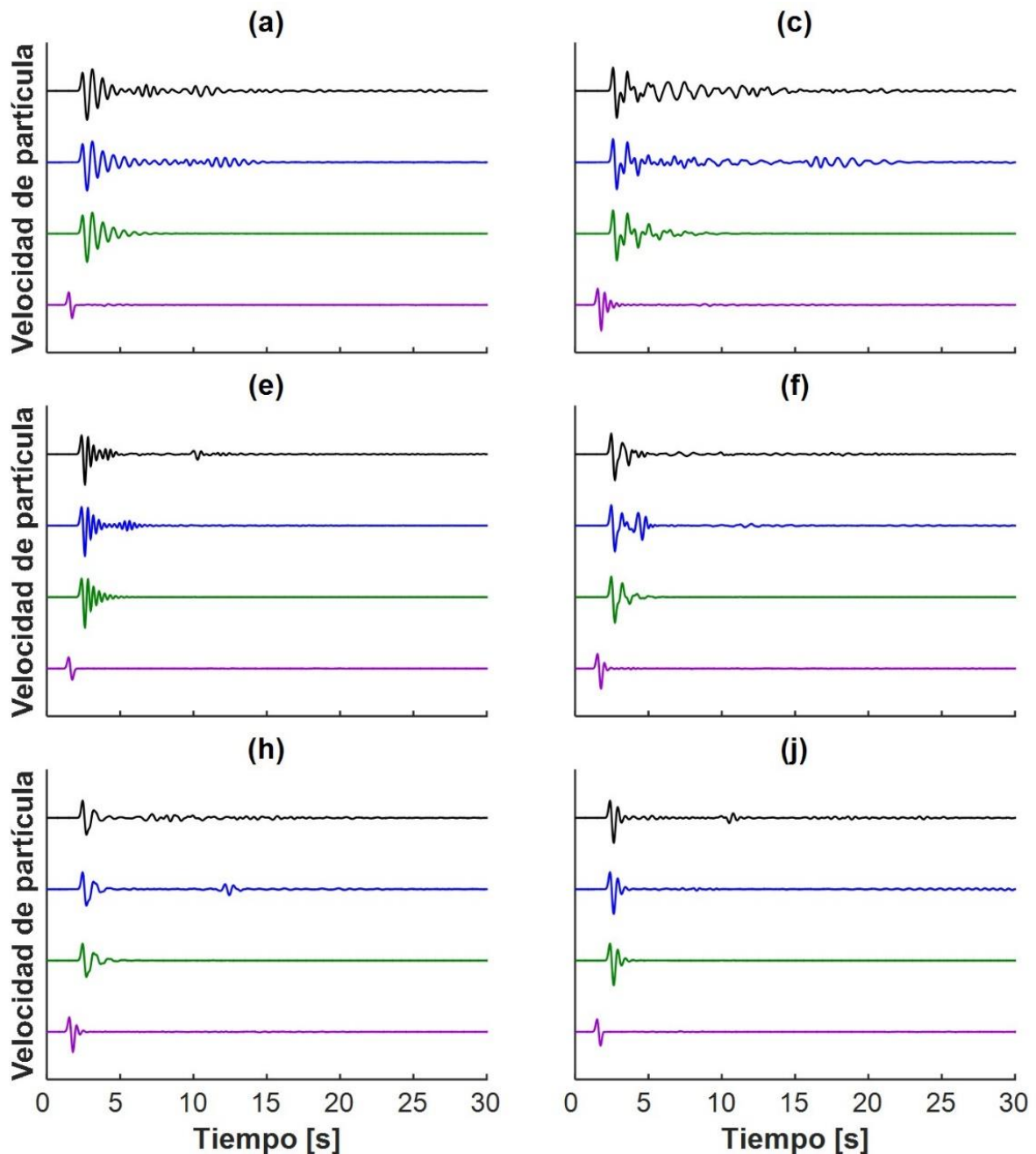


Figura 6.2: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil NS. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.

6.1.2. Perfil EW

Se seleccionaron 10 receptores distribuidos en cada uno de los 3 sectores del perfil (poniente, centro y oriente). La ubicación de estos se muestra en la Figura 6.3 (inferior). Los sismogramas ubicados en los puntos de control (b), (e), (f) y (h), son mostrados en Anexo C.

De esta manera se busca mostrar los resultados más representativos de la simulación con respecto a los diferentes sectores del perfil. Para efectos de comparación las componentes horizontales son graficadas en la misma escala, sin embargo, se debe poner énfasis en que para poder visualizar de mejor forma la simulación del movimiento vertical, esta componente fue amplificada por un factor de 2.

Los sismogramas sintéticos simulados para la zona poniente muestran una larga duración del movimiento, con una alta generación de ondas superficiales y *peaks* de velocidad de partícula (PGV) mayores que en la zona oriente (e.g., receptores a y c en comparación con i y j). Un aspecto interesante de ver es la alta amplitud del movimiento generada en las componentes verticales SV, lo cual reafirma lo mencionado para el perfil NS; los depósitos con suelos blandos o de baja competencia geotécnica generan un mayor movimiento vertical producto de las ondas Rayleigh, que lo mostrado para un suelo rígido. Esto puede ser visto claramente al comparar los sismogramas sintéticos de los receptores (g) y (j). Ambos depósitos son similares en cuanto a extensión horizontal y en profundidad, pero difieren en la calidad de sus suelos notablemente. Así, el receptor (g) muestra una duración del movimiento que supera los 12 s para las componentes longitudinal y transversal y una amplitud del movimiento vertical unas 3 veces mayor que para el receptor (j).

Se realiza una comparación entre el modelamiento unidimensional (ver Figura 6.4 traza verde), y bidimensional para la componente longitudinal y transversal (traza negra y azul de la Figura 6.4) continuando con la misma ubicación de receptores mostrada en la Figura 6.3. En estos sismogramas es posible notar la influencia de la geometría del basamento rocoso en la duración del movimiento, donde en general se produce una diferencia incluso antes de los 5 s. La zona poniente (receptores a y c) exhibe un comportamiento influenciado altamente por la geometría bidimensional. Por otro lado, la zona oriente (receptores i y j) muestra un comportamiento que puede ser simulado de manera unidimensional sin obtener mayores diferencias con respecto al modelamiento bidimensional. Por su parte, la zona centro (receptores d y g) compuesta esencialmente por suelo fino de baja competencia geotécnica, exhibe diferencias a partir de los 5 s, aproximadamente.

En la Figura 6.4 se muestran las 3 componentes espaciales del sismo, pero esta vez la componente vertical es calculada para un frente incidente de ondas P (ver Figura 6.4 traza morada). Es por esto que se ve notoriamente como el frente de ondas llega en un tiempo menor que en los sismogramas de componentes horizontales, los cuales fueron calculados para ondas de tipo SV y SH. Otro aspecto de los sismogramas verticales es como también la geología superficial amplifica el movimiento en los sectores con suelos menos competentes.

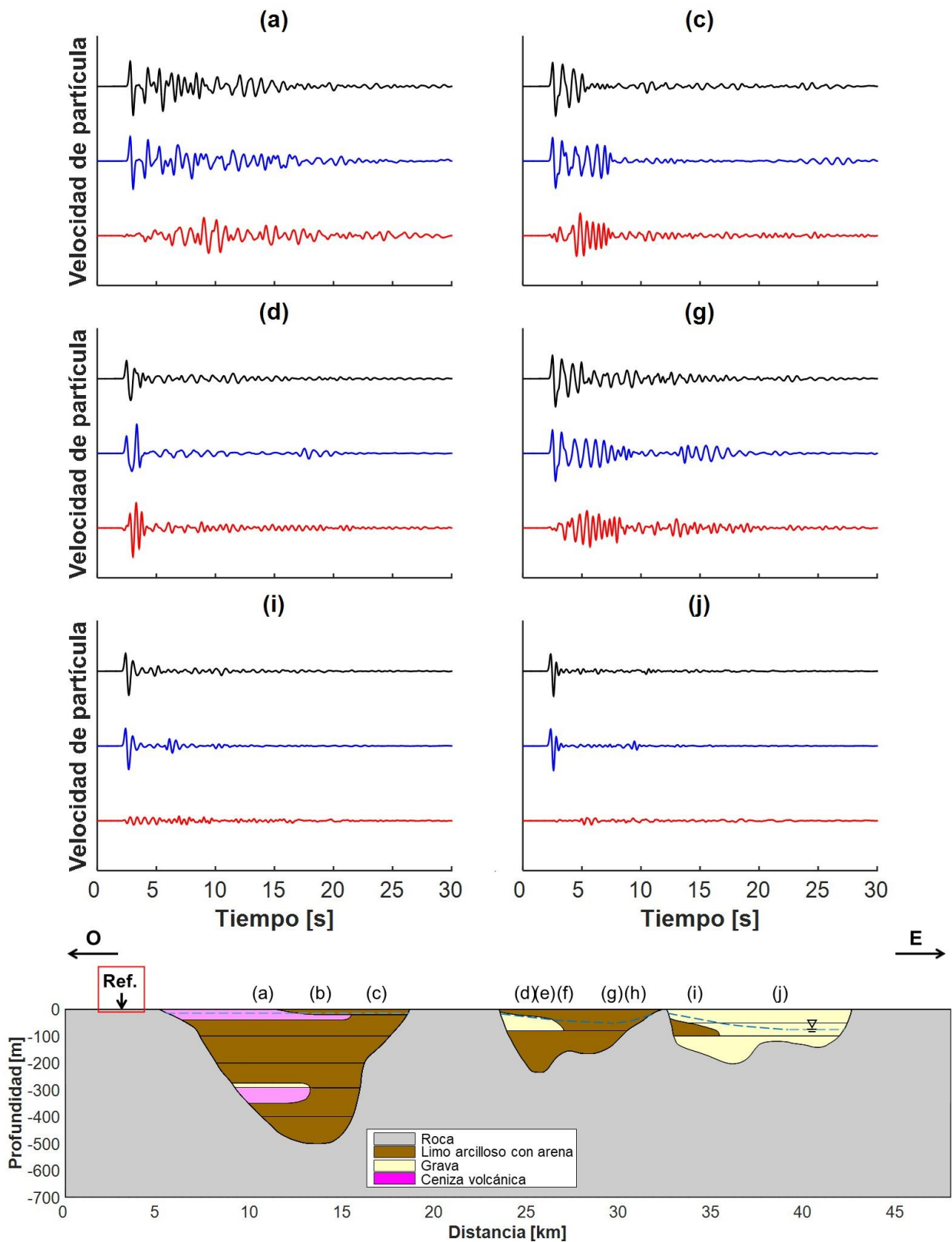


Figura 6.3: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil EW. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal SV, transversal SH y vertical SV, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.

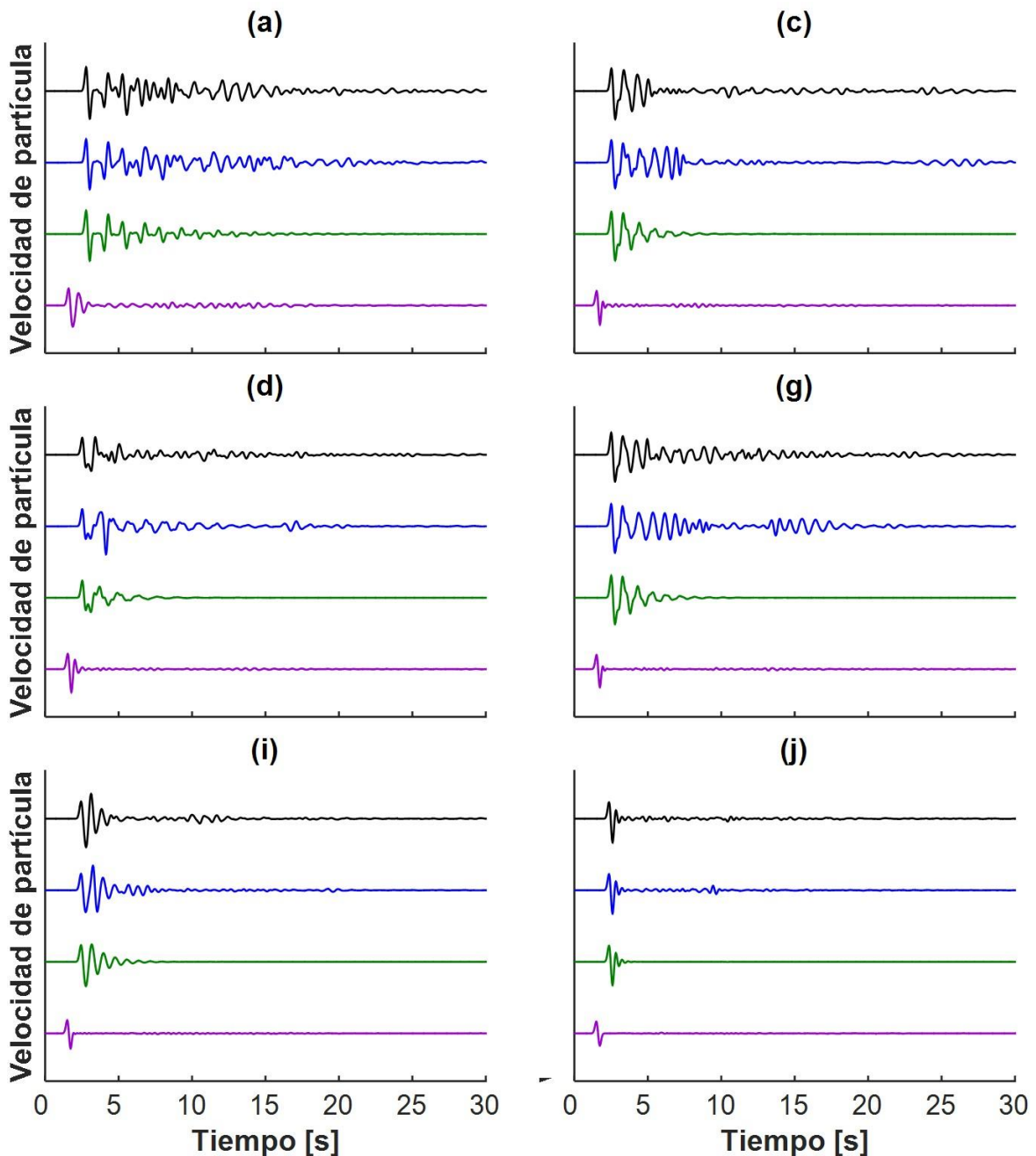


Figura 6.4: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil EW. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.

6.1.3. Perfil CD

Se seleccionaron 10 receptores distribuidos en cada uno de los 3 sectores del perfil (poniente, centro y oriente). La ubicación de estos se muestra en la Figura 6.5 (inferior). Los sismogramas ubicados en los puntos de control (c), (e), (g) y (h), son mostrados en Anexo C. Para efectos de comparación las componentes horizontales son graficadas en la misma escala, sin embargo, se debe poner énfasis en que para poder visualizar de

mejor forma la simulación del movimiento vertical para onda S, esta componente fue amplificada por un factor de 2.

Los sismogramas sintéticos horizontales de la zona poniente emplazados sobre depósitos de ceniza volcánica (receptores a y d) muestran altos *peaks* de velocidad (PGV) y un notorio aumento de la duración del movimiento en comparación con el sismograma ubicado sobre grava competente (receptor b) y que se encuentra a escasa distancia entre los dos depósitos de ceniza volcánica. Los sismogramas de componente transversal (traza azul) ubicados en la zona centro y oriente (receptores f, i y j) muestran en general sismogramas con similares amplitudes, sin embargo, los receptores (i) y (j) contienen una perturbación producto de la pared casi vertical del basamento rocoso en el lado extremo derecho del perfil, la que se manifiesta a los 5 s para el caso del receptor (j) y que luego va retrasando su llegada para los receptores más alejados del borde (para más detalle ver Figura 5.18).

Las componentes verticales dadas por un frente de onda incidente tipo SV en general muestran una baja amplitud del movimiento, siendo levemente mayor para los sismogramas ubicados en (a) y (d). Esto, por un lado, vuelve a afirmar lo visto para los perfiles NS y EW, donde los depósitos con suelos blandos o de baja competencia geotécnica generan un mayor movimiento vertical producto de las ondas Rayleigh, que lo mostrado para un suelo rígido. Sin embargo, se identifica una particularidad en los sismogramas (i) y (j) ubicados en grava competente y justamente sobre un depocentro que alcanza los 600 m de profundidad, los cuales muestran altas amplitudes relativas al perfil y del mismo orden que los emplazados en suelos blandos (i.e., receptores a y d).

Se realiza una comparación entre la simulación bidimensional para las componentes longitudinal SV y transversal SH (ver Figura 6.6 trazas negra y azul, respectivamente) y unidimensional (ver Figura 6.6 traza verde) para la componente horizontal del movimiento. En esta se pueden ver pequeñas diferencias luego de 5 s, enfocadas sobre todo en la generación de ondas superficiales. Esto puede deberse, por un lado, a la geometría del basamento rocoso, ya que no existen zonas encajonadas o con paredes laterales muy pronunciadas, sino más bien, son bastante suaves en ambos extremos del modelo. Y, por otro lado, la mayor parte del modelo está compuesta por grava competente, no existiendo una variación lateral de suelos significativa, con una única excepción en la zona poniente. Esto genera que un modelo unidimensional sea, a grandes rasgos, satisfactorio, con respecto a uno bidimensional, para este perfil en específico.

La Figura 6.6 muestra la componente vertical dada por un frente de ondas P (traza morada). En general esta última componente no presenta mayores variaciones al desplazarse a través de los diferentes tipos de suelo, además de atenuarse rápidamente.

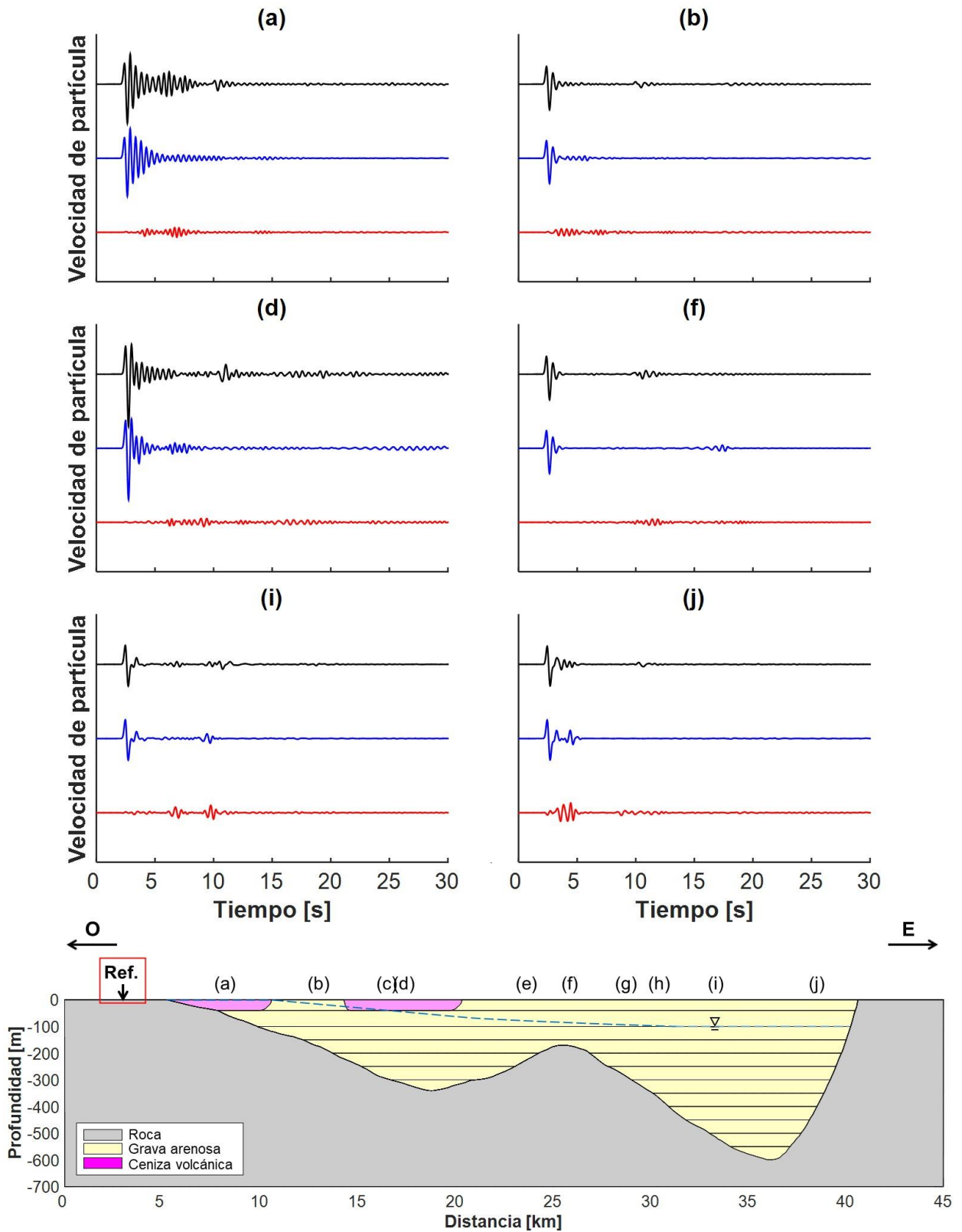


Figura 6.5: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil CD. Los colores negro, azul y rojo representan las componentes longitudinal SV, transversal SH y vertical SV, respectivamente. La componente vertical fue amplificada por un factor de 2.

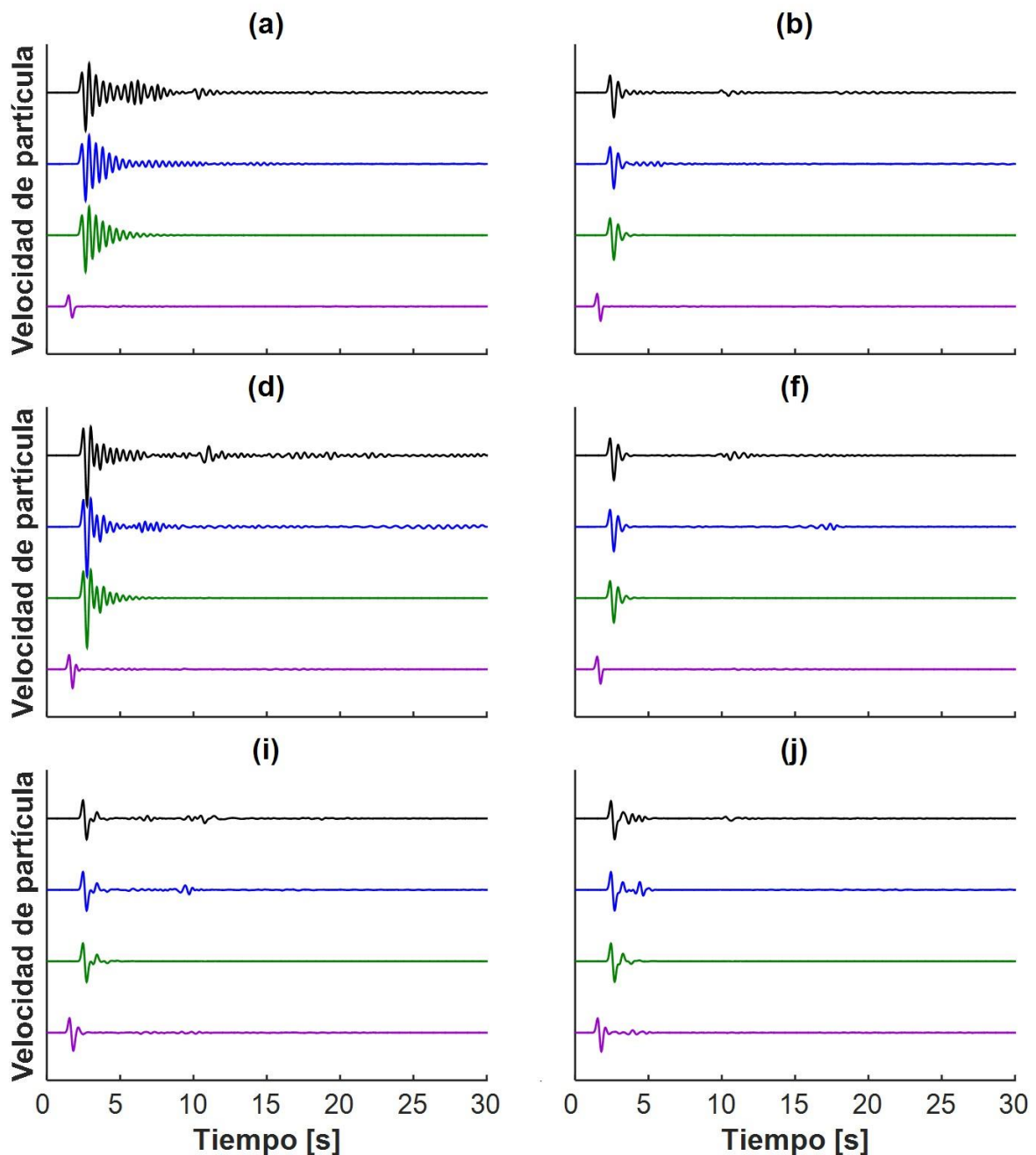


Figura 6.6: Sismogramas sintéticos en superficie libre, perfil CD. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, respectivamente, para un modelo 2D, y, en verde, la componente 1D. En morado se muestra la componente vertical calculada a partir de un plano incidente de onda P.

6.2. Velocidad de partícula en profundidad

6.2.1. Perfil NS

Para poder verificar el comportamiento del modelo en profundidad, las velocidades de partícula del medio y además comparar las diferentes zonas, se crean 3 secciones representativas de cada sector del perfil NS, estas son:

- Sección A' en la zona norte.
- Sección B' en la zona centro.
- Sección C' en la zona centro-sur.

Las ubicaciones de estas secciones son mostradas en la Figura 6.7. Cabe destacar que, si bien en la Figura 6.7 se muestran los primeros 700 m, estas secciones continúan hasta el límite inferior del modelo, esto es $z=10$ km.

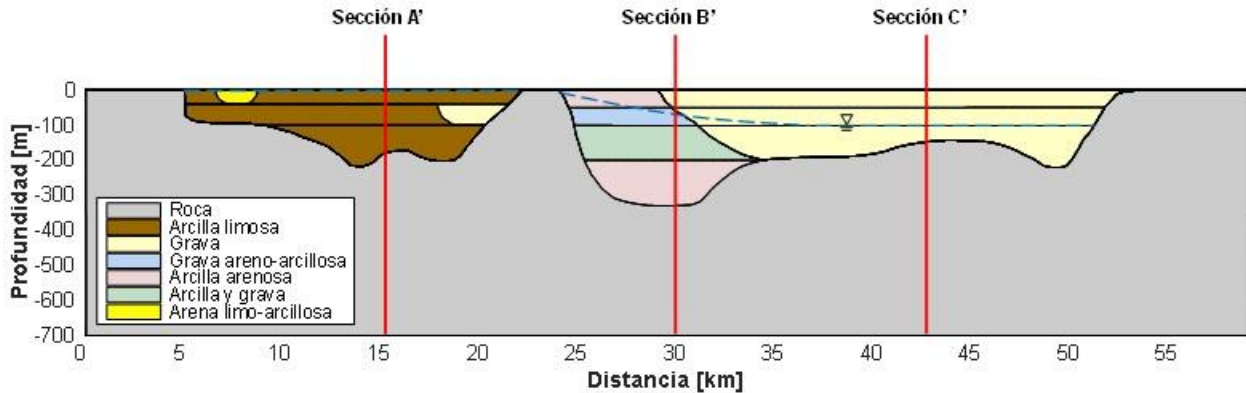


Figura 6.7: Secciones A', B' y C' en el perfil NS

En la Figura 6.8 se muestra todo el dominio del perfil NS en profundidad ($z=10$ km), comparando las componentes horizontales de los receptores ubicados en las secciones A', B' y C', según es señalado.

Para la componente longitudinal SV (Figura 6.8a), es claro notar que, si bien el borde del modelo es absorbente, de todas maneras, existe un rebote de baja energía de un frente de ondas que llega a la superficie aproximadamente a los 11 segundos (y que también había sido analizado en la sección 5.2 y Figura 5.3). Otro aspecto por destacar es el cambio que se genera en los sismogramas al desplazarse desde la sección A' hasta la C', en donde claramente disminuye la generación de ondas superficiales.

Si se calcula la pendiente generada por la propagación del frente de onda es posible obtener la velocidad de onda de corte, V_s , del medio, según se muestra en la Ecuación (6.1), además de notar visualmente que las pendientes de las 3 secciones son exactamente iguales debido a que la velocidad de onda de corte en el basamento rocoso es homogénea.

$$V_s = \frac{9039 - 5445 [m]}{1.843 - 0.456 [s]} = 2591 \text{ m/s} \quad (6.1)$$

La Figura 6.8b muestra la componente transversal SH para un modelo 2D en profundidad para las 3 secciones definidas anteriormente. En esta se puede ver la generación de ondas Love en los sismogramas superficiales, las cuales van disminuyendo su energía al desplazarse hacia el sur (i.e., desde sección A hasta sección C)

Si se realiza una comparación entre los sismogramas sintéticos en profundidad de las componentes longitudinal y transversal bidimensional con la unidimensional, se evidencia

lo mencionado en párrafos anteriores, donde el modelo unidimensional no es capaz de representar la duración del movimiento ni la generación de ondas superficiales, siendo muy notorio en la sección A'.

En la Figura 6.9a es posible ver el efecto de la generación de ondas Rayleigh, sobre todo en los receptores más someros, en donde el movimiento perdura hasta los 25 s aproximadamente. Estas ondas disminuyen su energía rápidamente al analizar los sismogramas en profundidad. De la misma manera que para la componente longitudinal, en la sección C', también se evidencia una menor amplitud en las ondas superficiales generadas, así como también una menor duración del movimiento. Cabe destacar que esta componente fue amplificada por un factor de 3 con respecto a la horizontal. Otro aspecto a señalar es que, para este caso, al momento de llegar el frente de onda tipo SV a superficie libre este se refleja, generando dos frentes de ondas que viajan hacia el interior del medio, a través de dos pendientes directamente relacionadas con la velocidad compresional y de corte.

Por otro lado, la Figura 6.9b, muestra la componente vertical de los receptores en profundidad, pero para un plano incidente de onda P. En este caso, es posible ver como el frente de ondas comienza su propagación desde la fuente hacia la superficie con la velocidad de onda compresional del medio. Esto se puede ver claramente a través de la diferencia entre las pendientes para las componentes horizontales mostradas en la Figura 6.8. Además, existe una rápida atenuación de este frente de ondas en el tiempo, incluso antes de los 4 s. El valor de la velocidad de onda compresional se puede obtener a partir de la pendiente generada por los sismogramas en profundidad, según se muestra en la Ecuación (6.2).

$$V_p = \frac{9025 - 5427 [m]}{1.218 - 0.4185 [s]} = 4500 \text{ m/s} \quad (6.2)$$

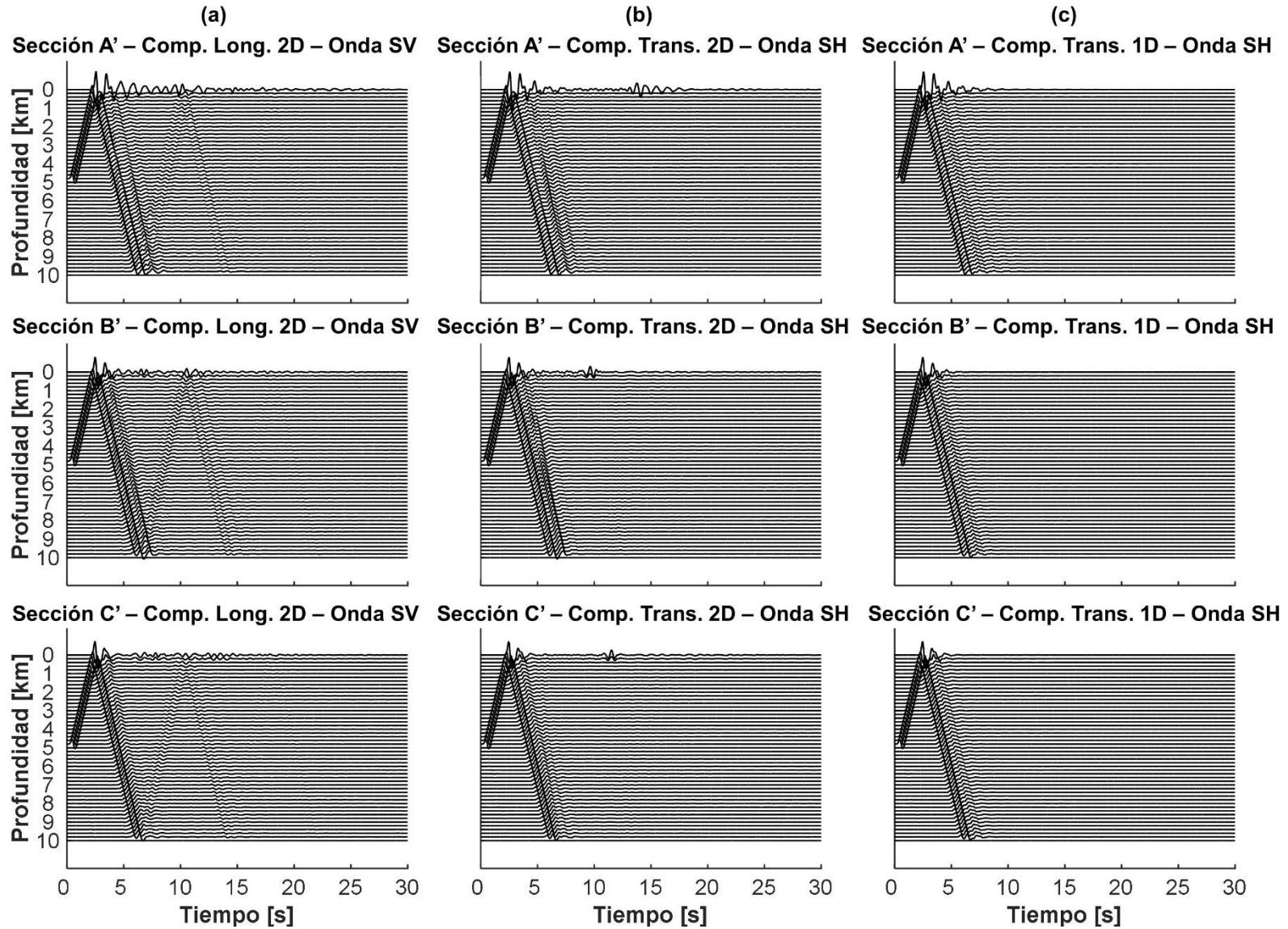


Figura 6.8: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil NS. La distancia entre receptores es de 200 m..

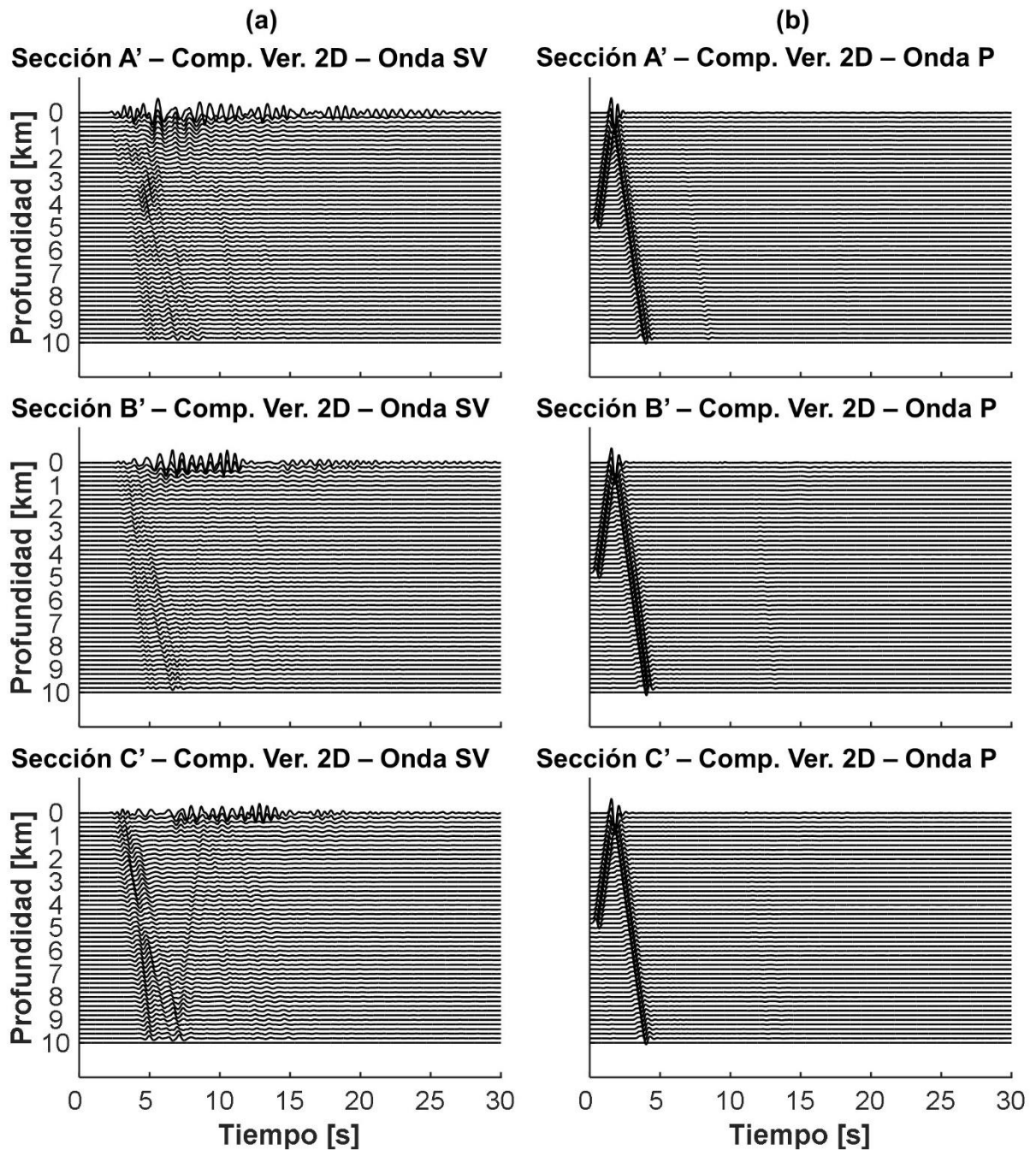


Figura 6.9: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil NS. La distancia entre receptores es de 200 m

6.2.2. Perfil EW

Para analizar el comportamiento del perfil EW en profundidad, se generan 3 secciones representativas de cada sector y son señaladas en la Figura 6.10 con líneas de color rojo:

- Sección A' zona poniente.
- Sección B' zona centro.

- Sección C' zona oriente.

De esta manera, es posible verificar la velocidad de onda, duración del movimiento y condiciones de borde en el fondo del modelo.

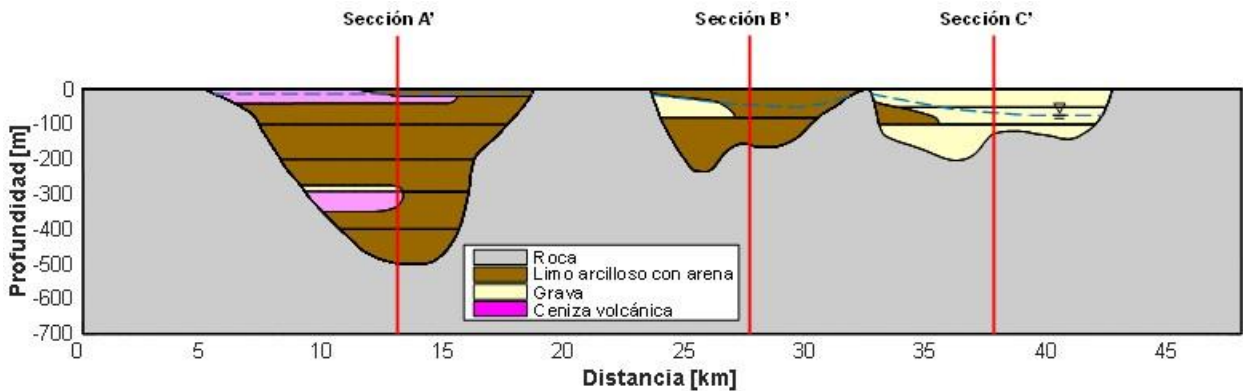


Figura 6.10: Sismogramas ubicados en profundidad en las secciones A', B' y C' señaladas con línea roja en el perfil EW.

En la Figura 6.11a se muestra el dominio del perfil EW en profundidad ($z=10$ km) para la componente longitudinal SV de los receptores ubicados en las secciones A', B' y C', según es señalado. Es claro ver como la zona poniente genera sismogramas con una gran duración del movimiento con una alta tasa de ondas superficiales, en contra parte la zona oriente atenúa rápidamente el movimiento.

La Figura 6.11b muestra la componente transversal SH en profundidad para las 3 secciones definidas anteriormente. Nuevamente, las secciones A' y B', muestran una gran generación de ondas Love y duración del movimiento hasta incluso los 20 s, en comparación con la sección C', donde el movimiento se atenúa rápidamente.

Se realiza una comparación entre los sismogramas sintéticos en profundidad de las componentes longitudinal SV y transversal SH bidimensional y la unidimensional, donde se evidencia claramente como el modelo unidimensional no logra reflejar la duración del movimiento mostrado en la simulación bidimensional para la zona poniente y centro (sección A' y B'). Luego, la zona oriente (sección C'), muestra un comportamiento que logra ser capturado por un modelo unidimensional sin mayores diferencias con respecto al bidimensional.

En la Figura 6.12a, es posible ver el efecto de la generación de ondas Rayleigh, sobre todo en los receptores de la superficie, en donde el movimiento perdura hasta los 30 s aproximadamente. También es claro ver la diferencia de velocidad de partícula entre las secciones A' y B' contra la sección C' donde para esta última prácticamente no se generan ondas superficiales. Cabe destacar que esta componente fue amplificada por un factor de 3 con respecto a la horizontal.

Comparativamente, en la Figura 6.12b se muestran los sismogramas en su componente vertical calculados a partir de un frente de onda P. Es por esto por lo que la onda vertical comienza desde la fuente hacia la superficie y luego al reflectarse produce la componente

longitudinal. También es posible ver como la componente vertical en superficie de la sección A' tiene una duración del movimiento que incluso supera los 12 s, en comparación con lo visto en la sección C' donde el movimiento se atenúa inmediatamente.

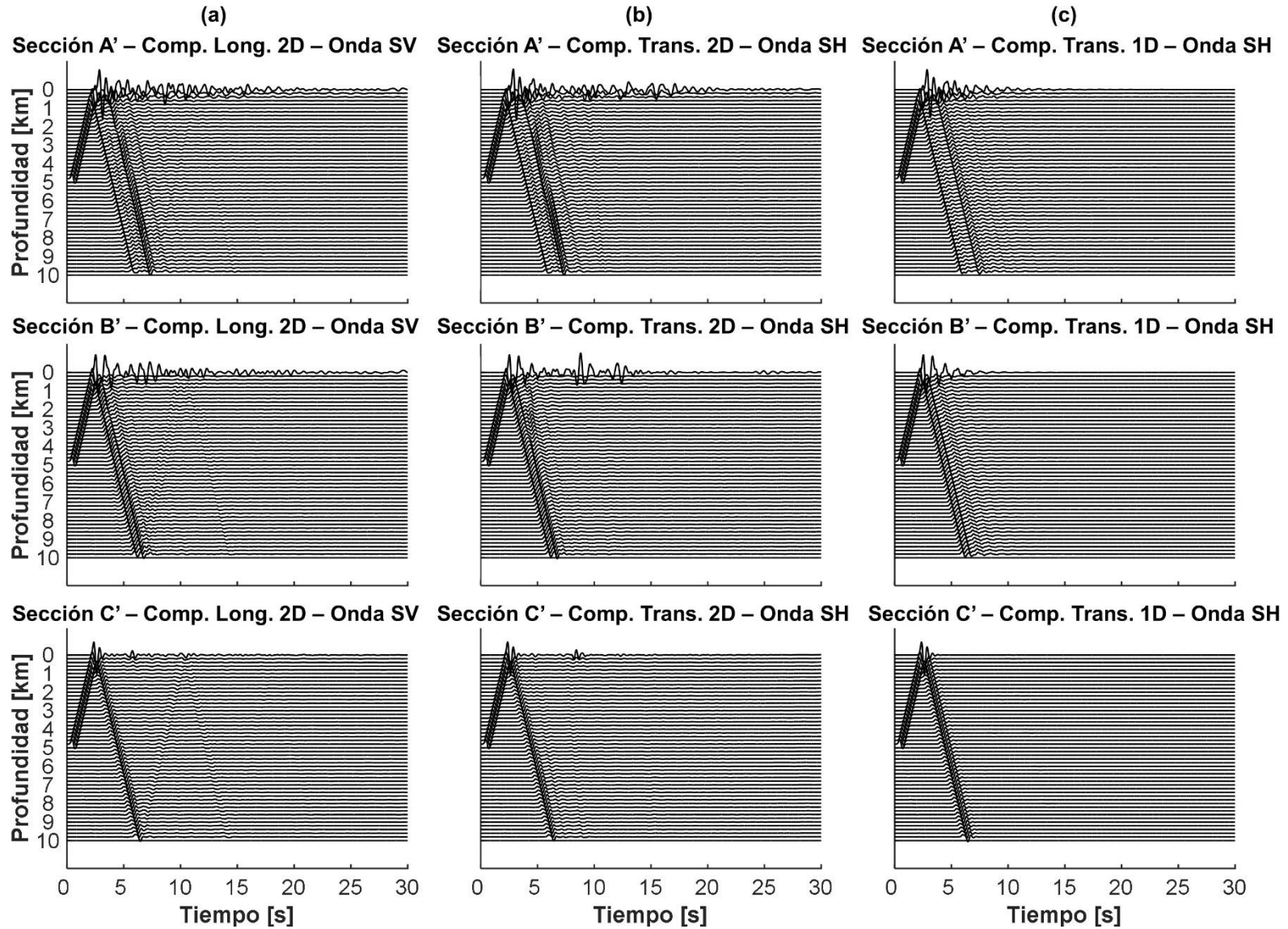


Figura 6.11: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil EW. La distancia entre receptores es de 200 m

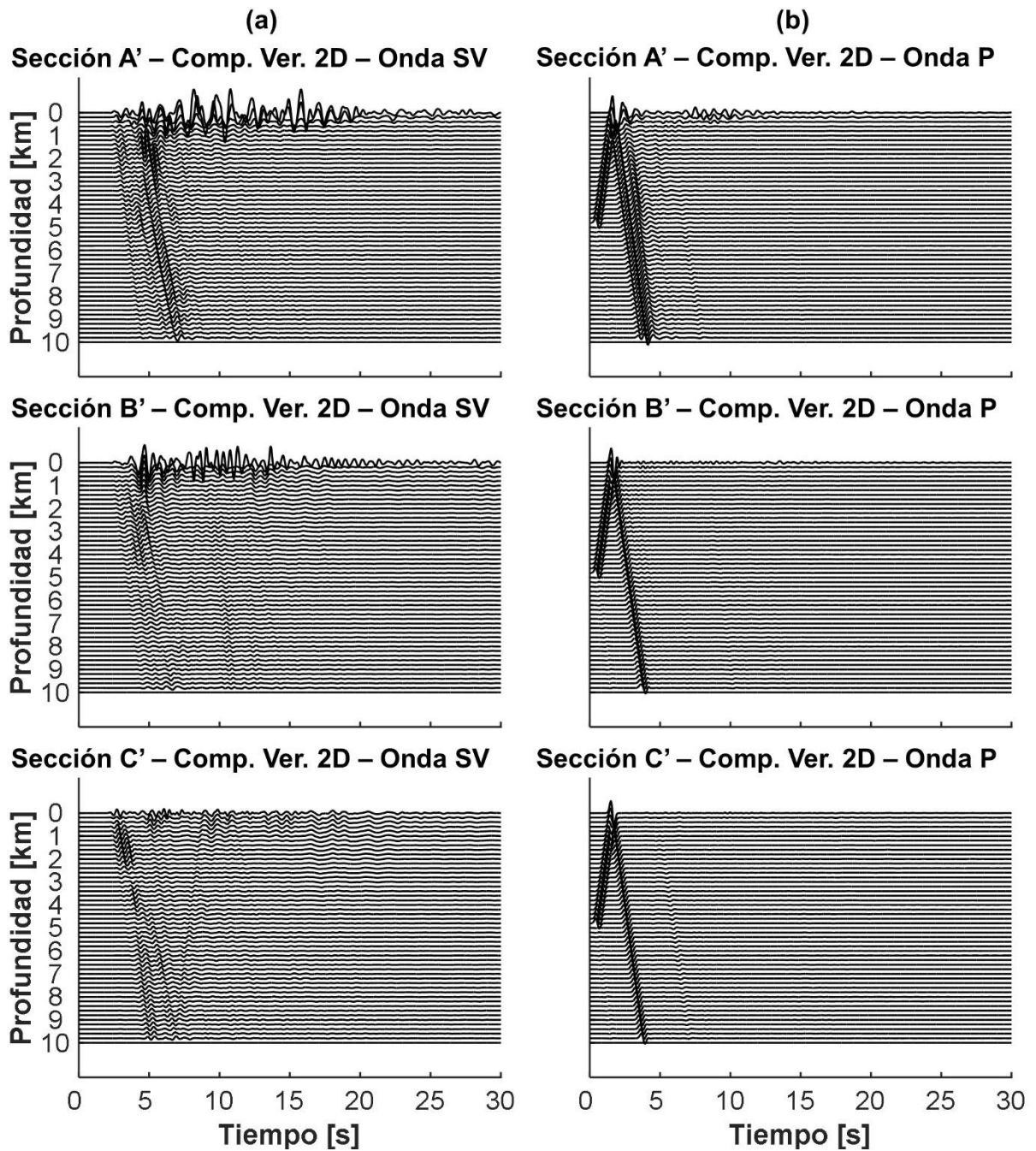


Figura 6.12: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil EW. La distancia entre receptores es de 200 m.

6.2.3. Perfil CD

Para analizar el comportamiento de la simulación en profundidad, se generan 3 secciones representativas del perfil CD. Estas son señaladas con una línea de color rojo en la Figura 6.13:

- Sección A' se ubica en la zona poniente.

- Sección B' zona centro.
- Sección C' en la zona oriente.

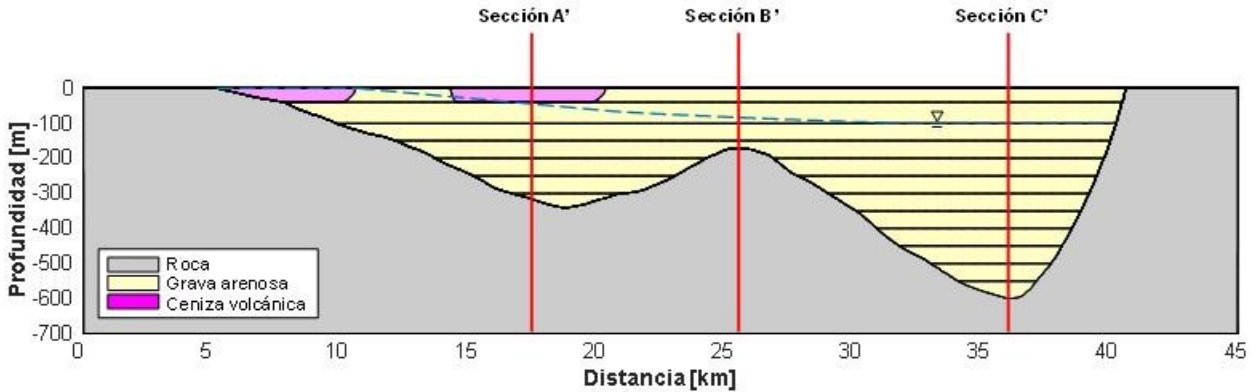


Figura 6.13: Sismogramas ubicados en profundidad en las secciones A', B' y C' señaladas con línea roja en el perfil CD.

En la Figura 6.14a se puede ver que al igual que para los perfiles mostrados anteriormente, la componente longitudinal SV exhibe un rebote de baja energía de un frente de ondas que llega a la superficie aproximadamente a los 11 segundos, a pesar de que el borde inferior del modelo tiene condiciones absorbentes. Otro aspecto por destacar es la alta amplitud de velocidad de partícula en la sección A' en comparación con las demás secciones, además de la mayor duración del movimiento. Justamente en esta sección existe un depósito de ceniza volcánica de unos 40 m de espesor y que está presente en superficie, lo cual genera un alto contraste de impedancia y en consecuencia una amplificación del movimiento simulado.

La Figura 6.14b muestra la componente transversal SH para un modelo 2D en profundidad para las 3 secciones definidas anteriormente. En esta existe una gran diferencia en la amplitud de velocidad de partícula entre la sección A' y las secciones B' y C' visto también en la componente longitudinal. Además, nuevamente es interesante destacar la generación de ondas superficiales, en este caso ondas Love en los sismogramas superficiales de la sección C'.

Al comparar los sismogramas sintéticos en profundidad de las componentes longitudinal SV y transversal SH bidimensional y la unidimensional (Figura 6.14a, b y c), es posible ver que, en general, existen diferencias menores debidas principalmente a la composición geotécnica del perfil, el cual está constituido mayormente por grava y sin cambios bruscos en la geometría del basamento rocoso. Sin embargo, hay dos aspectos particulares a mencionar, en primer lugar, se genera una diferencia en la duración del movimiento para la sección A' debido a la presencia de ceniza volcánica en superficie y su intercalación con suelo gravoso. En segundo lugar, en la sección C' se puede ver un pulso a las 8 s aproximadamente, asociado a una onda de tipo Love, la que no es visible para la simulación unidimensional.

En la Figura 6.15a, se muestra la componente vertical SV en profundidad. Con esto, es posible ver la generación de ondas Rayleigh, con una amplitud considerable para las secciones A' y C'. Algo interesante es que la sección C' está compuesta por grava

competente, y, por lo tanto, los sismogramas sintéticos debiesen tener baja amplitud de la componente vertical SV además de una corta duración del movimiento. Sin embargo, esta sección se encuentra en un depocentro de unos 600 m de profundidad aproximadamente y con paredes laterales del basamento rocoso con taludes muy pronunciados, lo cual influencia notablemente las características de los sismogramas sintéticos. Cabe destacar que la componente vertical fue amplificada por un factor de 3 con respecto a la horizontal.

En la Figura 6.15b, se ve la componente vertical para onda P en profundidad, la cual genera una perturbación en superficie libre que finaliza antes de los 3 segundos para todas las secciones.

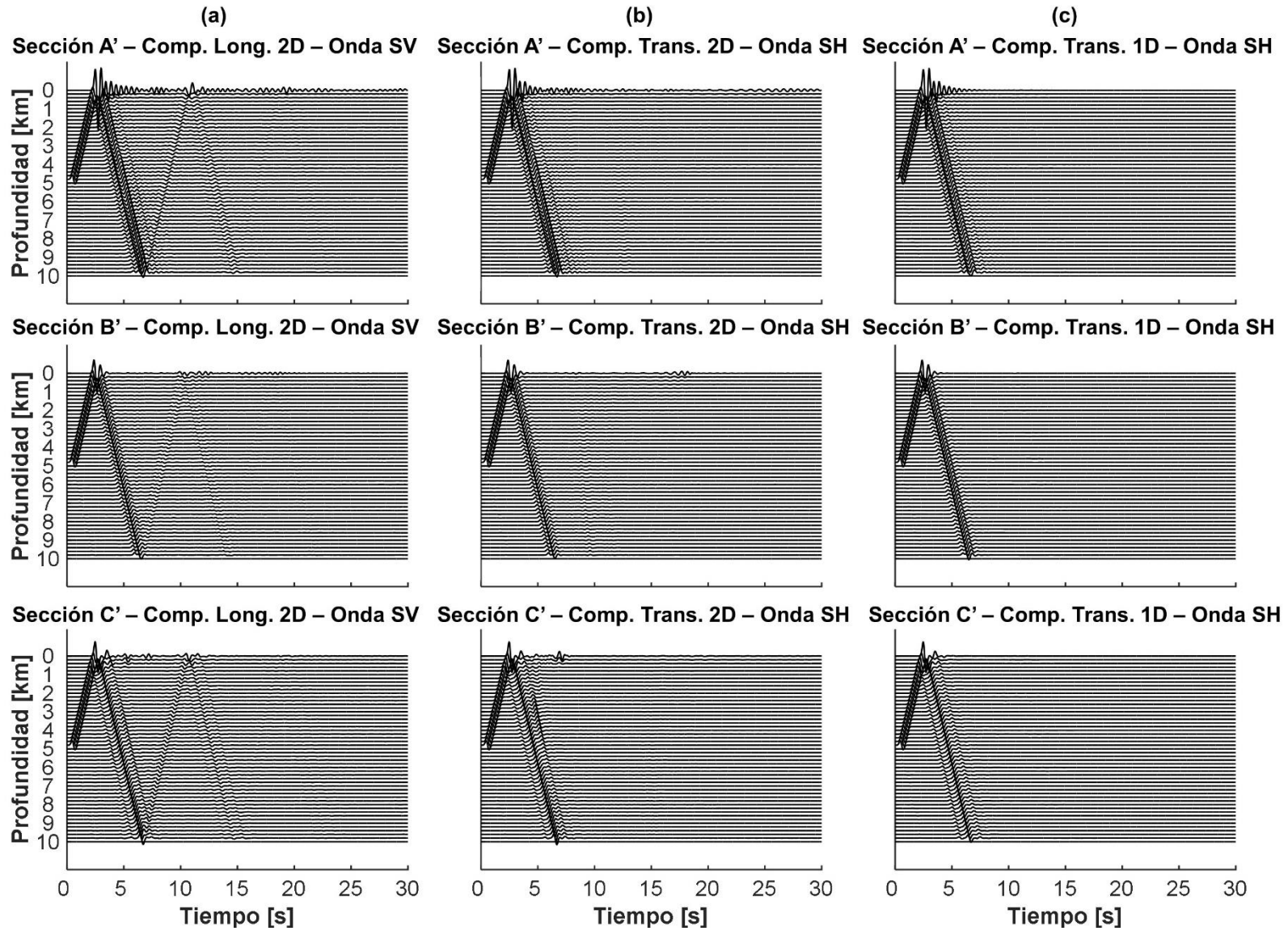


Figura 6.14: Comparación entre componentes horizontales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente longitudinal 2D; (b) Componente transversal 2D; (c) Componente transversal 1D. Perfil CD. La distancia entre receptores es de 200 m

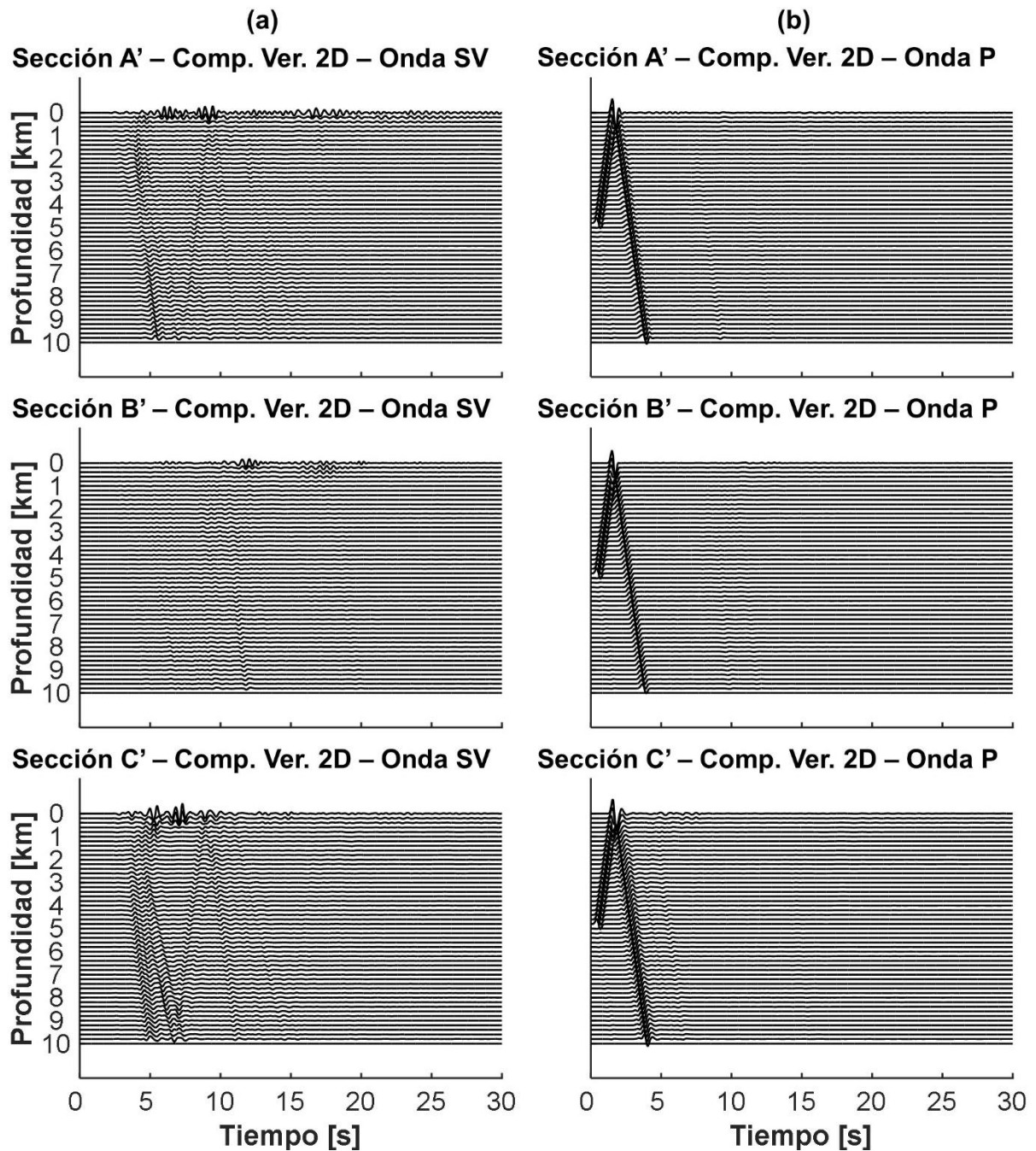


Figura 6.15: Comparación entre componentes verticales de sismogramas en profundidad para cada sección seleccionada. (a) Componente vertical onda SV amplificada por un factor de 3; (b) Componente vertical onda P. Perfil CD. La distancia entre receptores es de 200 m

6.3. Funciones de amplificación

6.3.1. Perfil NS

A partir de los sismogramas sintéticos generados, se calcula la función de amplificación para cada uno de los receptores para una configuración superficie-afloramiento rocoso

con un receptor de referencia ubicado en el extremo izquierdo del perfil y que es señalado a través de un cuadro de color rojo en el perfil (ver Figura 6.1 inferior).

En la Figura 6.16, se muestran las componentes horizontales para ondas SV y SH del movimiento para los casos bidimensional y unidimensional (i.e., líneas de color negro, azul y verde, respectivamente), además de las componentes verticales para ondas P y SV (i.e., líneas de color morado y rojo, respectivamente) del sismograma de referencia en el dominio del tiempo y de las frecuencias. Como es posible ver la componente longitudinal y transversal para ondas SV y SH, respectivamente, y la vertical para ondas P contienen la misma amplitud en el dominio espectral, así como también una curva bastante similar, esto quiere decir que estos movimientos son prácticamente iguales y vibran dentro del mismo contenido de frecuencias. No así, la componente vertical dada por un frente de ondas tipo SV, la cual en afloramiento rocoso contiene una muy baja velocidad de partícula y amplitud en el espectro.

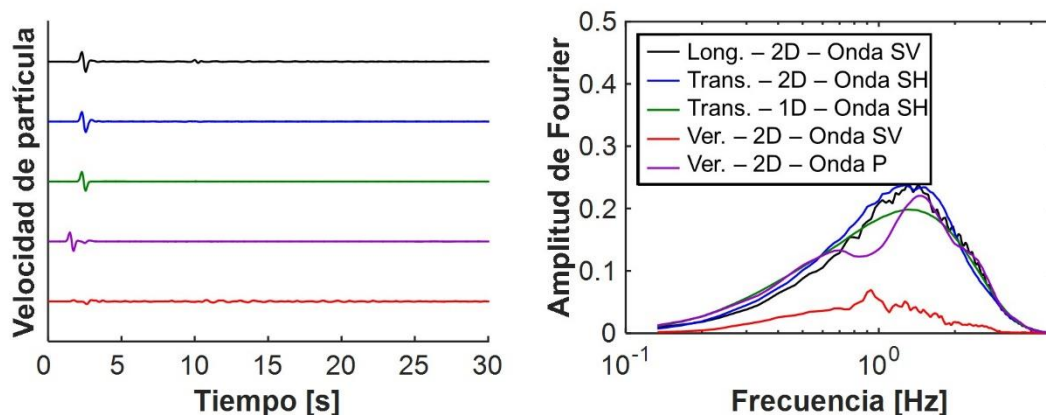


Figura 6.16: Sismograma de referencia, Perfil NS. Dominio del tiempo (izquierda) y de las frecuencias (derecha). La componente vertical en el dominio del tiempo para onda S fue amplificada por un factor de 2.

El cálculo de la función de amplificación se realiza para cada una de las componentes del sismo, incluyendo la componente vertical, según se muestra en la Figura 6.17. Como se puede ver, en términos de factores de amplificación, existe una tendencia con altos valores de factores de amplificación, los que sobrepasan el valor de 6.0 en el sector norte y centro del perfil (receptores a, b, c, d, e), los que van disminuyendo consistentemente hacia el sector centro-sur (receptores f, g, h, i y j), llegando incluso a valores de 2.0.

En general, todos los receptores muestran una homogeneidad en las curvas con igual comportamiento sin importar la dirección espacial, sin embargo, es interesante notar las diferencias de amplitudes entre las componentes longitudinal y transversal para los receptores (c) y (d), donde incluso para el receptor (c) la amplitud longitudinal llega a duplicar la transversal para el primer modo de vibrar.

Las funciones de amplificación determinadas por un modelo unidimensional muestran una gran similitud en las frecuencias predominantes al compararlo con lo entregado por un modelo bidimensional. Sin embargo, se logra ver cómo, para la mayoría de los receptores mostrados (excepto receptores c y d), un modelo unidimensional entrega

factores de amplificación levemente mayores para la frecuencia predominante, sobrestimando la respuesta bidimensional.

Además, otro aspecto a mencionar es como la función de amplificación unidimensional es consistente, en términos de frecuencias, con los modos de vibrar de menor energía con respecto a un modelo 2D, pero, en general, presenta menores factores de amplificación. Para las zonas intermedias el modelo unidimensional no logra reflejar el comportamiento mostrado por el modelo bidimensional, lo cual también es un indicador de las diferencias que presentan ambos modelos en el dominio del tiempo.

La función de amplificación para la componente vertical dada por un plano de onda incidente tipo P muestra que la frecuencia predominante de un depósito está controlada, lógicamente, por la velocidad compresional, y, por lo tanto, siempre es mayor que la frecuencia predominante para ondas S.

La amplitud del *peak* de la frecuencia predominante para la componente vertical para onda P, indica que los suelos del norte de Santiago inducen una amplificación entre 3 a 4 veces mayor que lo generado en afloramiento rocoso. En contraparte, los suelos más competentes, como la grava, generan funciones de amplificación planas o con amplitudes máximas cercanas a 2.0, lo cual indica que hay una leve amplificación en esta componente, siendo consistente con las funciones de amplificación para las componentes longitudinales y transversales.

En la Figura 6.18 se calcula la razón espectral H/V para cada componente horizontal de los sismogramas en superficie, además de incorporar la media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales calculada a partir de la Figura 6.17. Es posible ver la similitud de los resultados entre ambos métodos para obtener la frecuencia predominante de un depósito de suelos. Sin embargo, de forma consistente el método de razones espectrales no logra mostrar la amplitud de los demás modos de vibrar

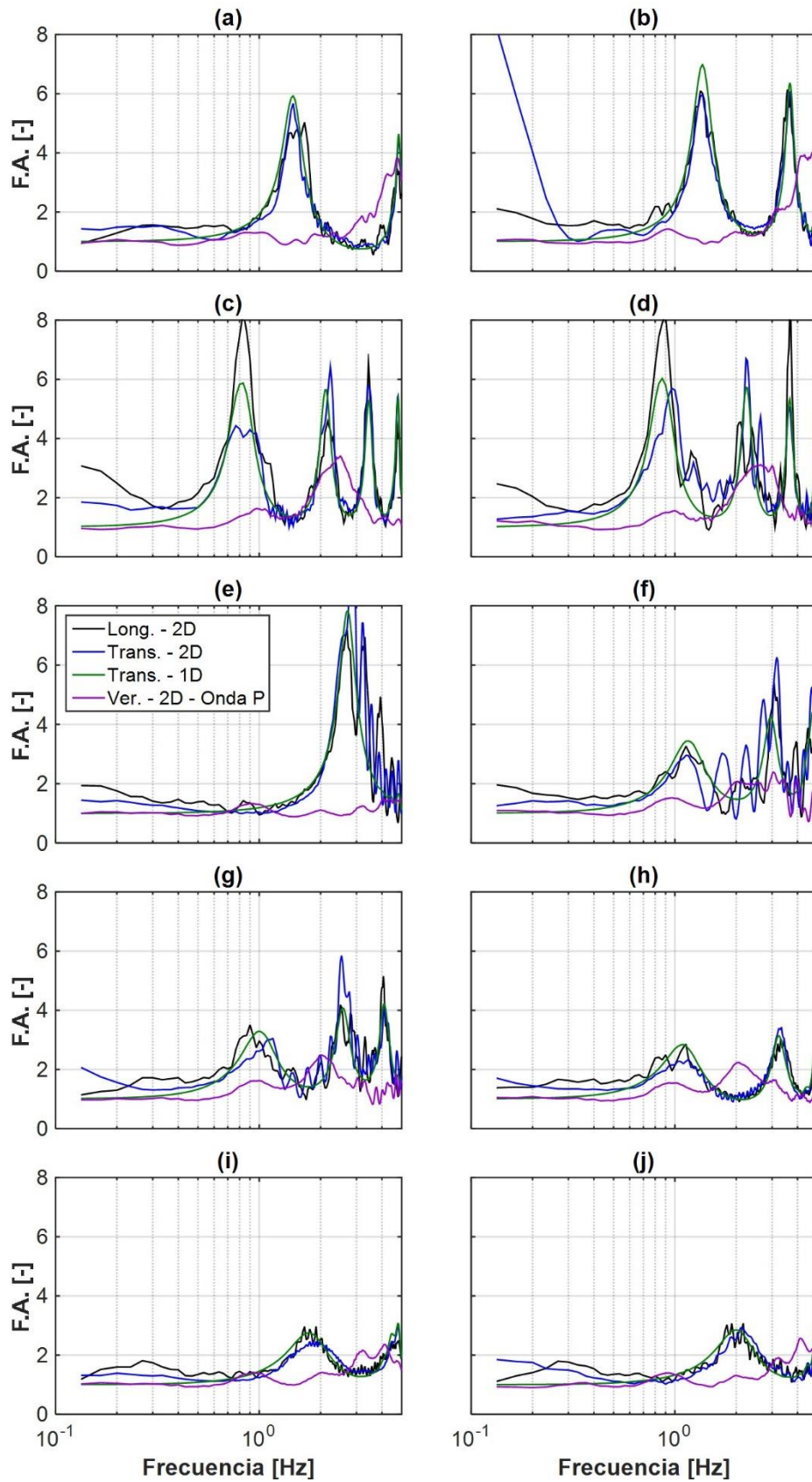


Figura 6.17: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil NS. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.

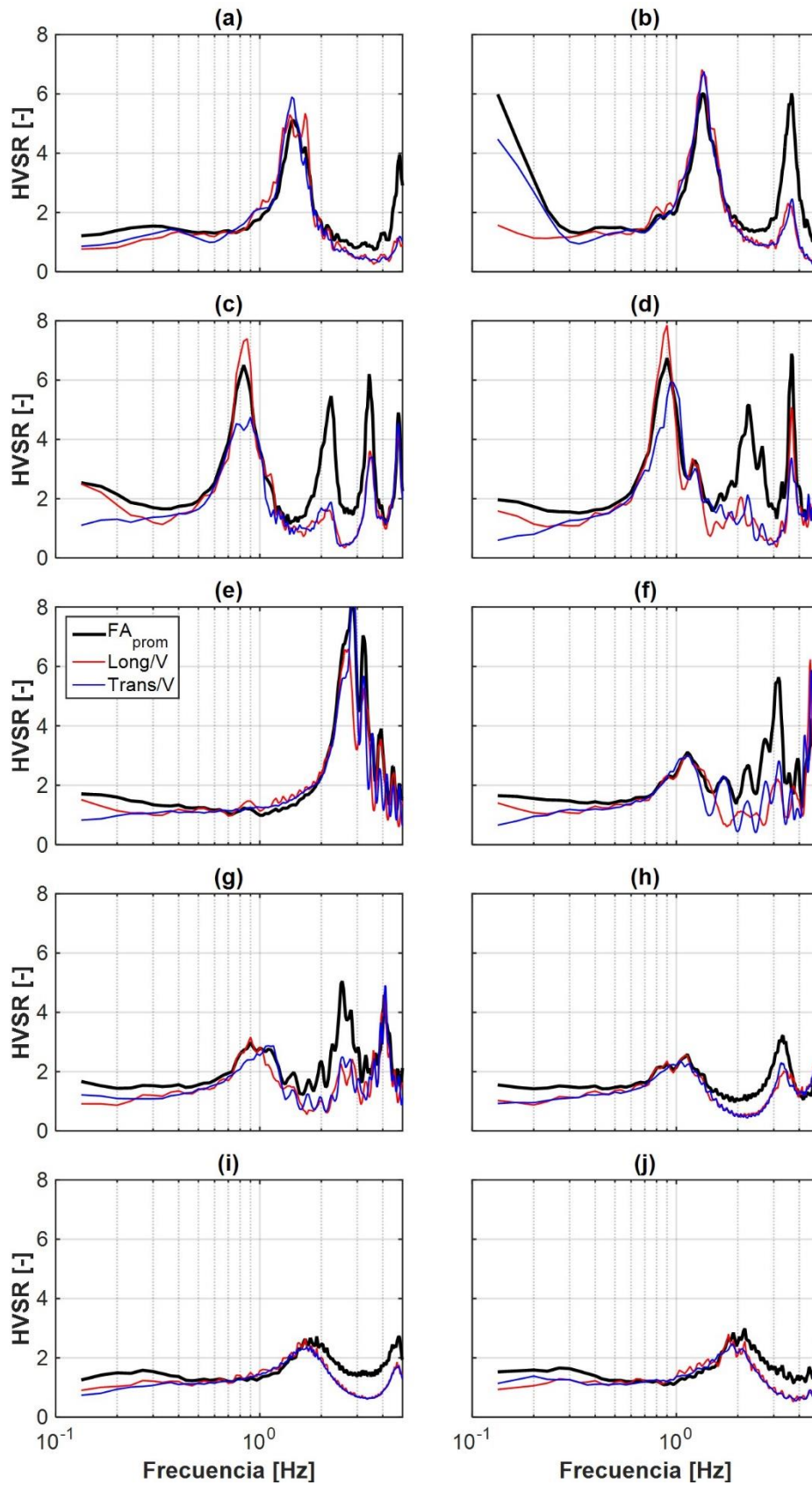


Figura 6.18: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales a partir de la Figura 6.17, perfil NS.

6.3.2. Perfil EW

En la Figura 6.19 se muestra el cálculo de la función de amplificación para una configuración superficie-afloramiento rocoso, para un sismograma sintético de referencia ubicado en el extremo izquierdo del perfil EW a una distancia $x=3$ km desde el origen y que es señalado con un cuadro de color rojo en la Figura 6.3 (inferior).

Como se puede ver en la Figura 6.19, en términos de factores de amplificación para las componentes horizontales, el sismograma ubicado en la zona poniente sobre depósitos de ceniza volcánica o Ignimbrita Pudahuel (receptor a) genera amplificaciones sobre un factor de amplificación de 6.0, en bajas frecuencias. De la misma forma, los receptores ubicados sobre suelo fino (zona poniente y centro) generan grandes amplificaciones. En contraparte, la zona oriente genera funciones de transferencia con bajos factores de amplificación. La componente vertical para ondas P genera amplificaciones entre un factor de 2 y 4, para altas frecuencias.

Por otro lado, es posible ver como la simulación unidimensional logra entregar una frecuencia predominante consistente con el modelo bidimensional, pero en general tiende a subestimar las amplificaciones generadas. Además, al igual que para el perfil NS, para las zonas intermedias el modelo unidimensional no logra reflejar el comportamiento mostrado por el modelo bidimensional.

En la Figura 6.20 se calcula la razón espectral HVSR para cada componente horizontal de los sismogramas en superficie. Además, a modo de comparación se agrega la media cuadrática de la función de amplificación de ambas componentes horizontales. De esta manera, se puede ver como el método HVSR es bastante consistente con lo calculado con la función de amplificación, entregando incluso valores de amplificaciones bastante similares. En general, dentro del modelo numérico el método es un gran predictor para obtener la frecuencia predominante e incluso los factores de amplificación de un depósito, sin embargo, disminuye su precisión para los siguientes modos de vibrar.

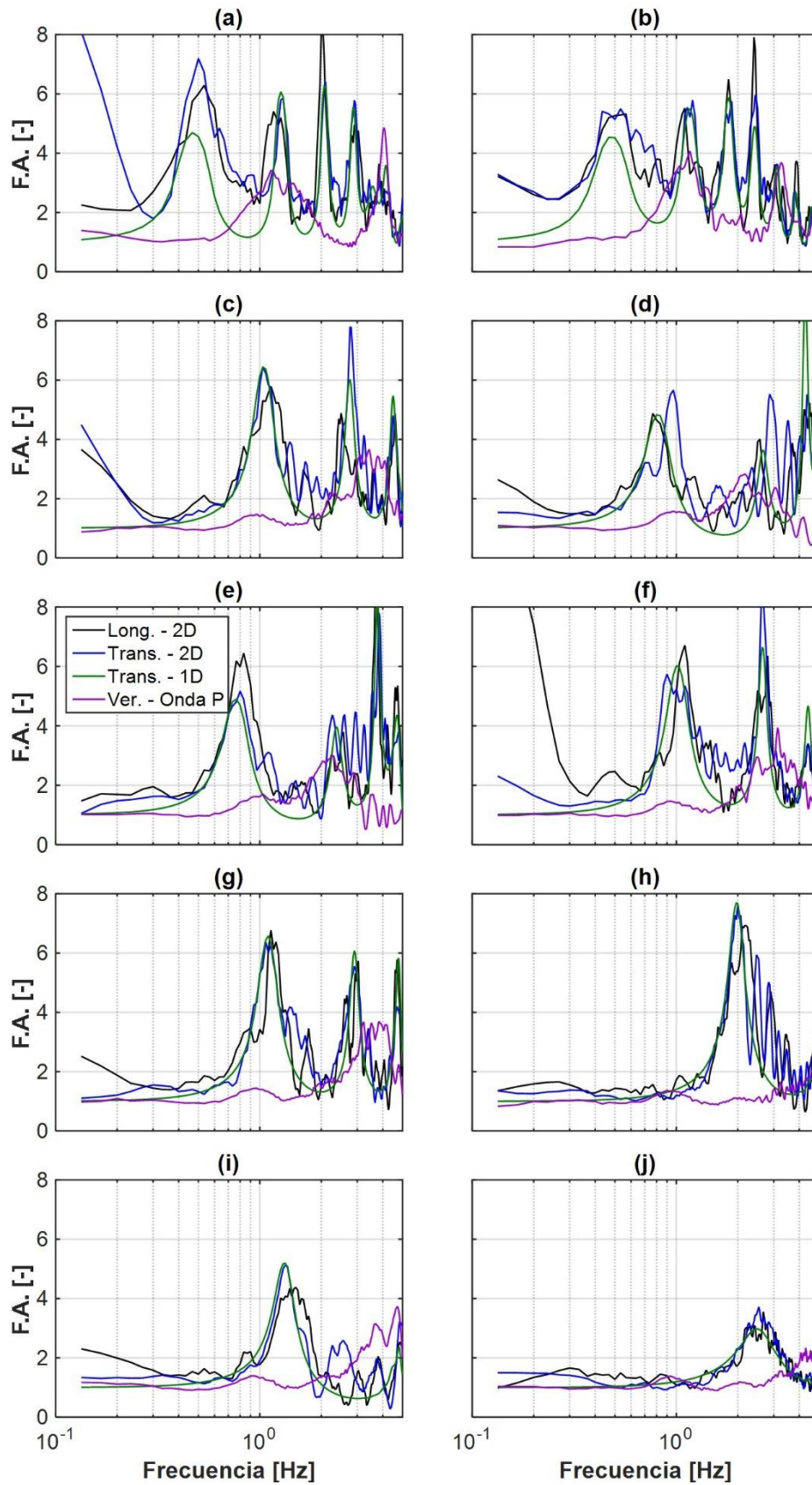


Figura 6.19: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil EW. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.

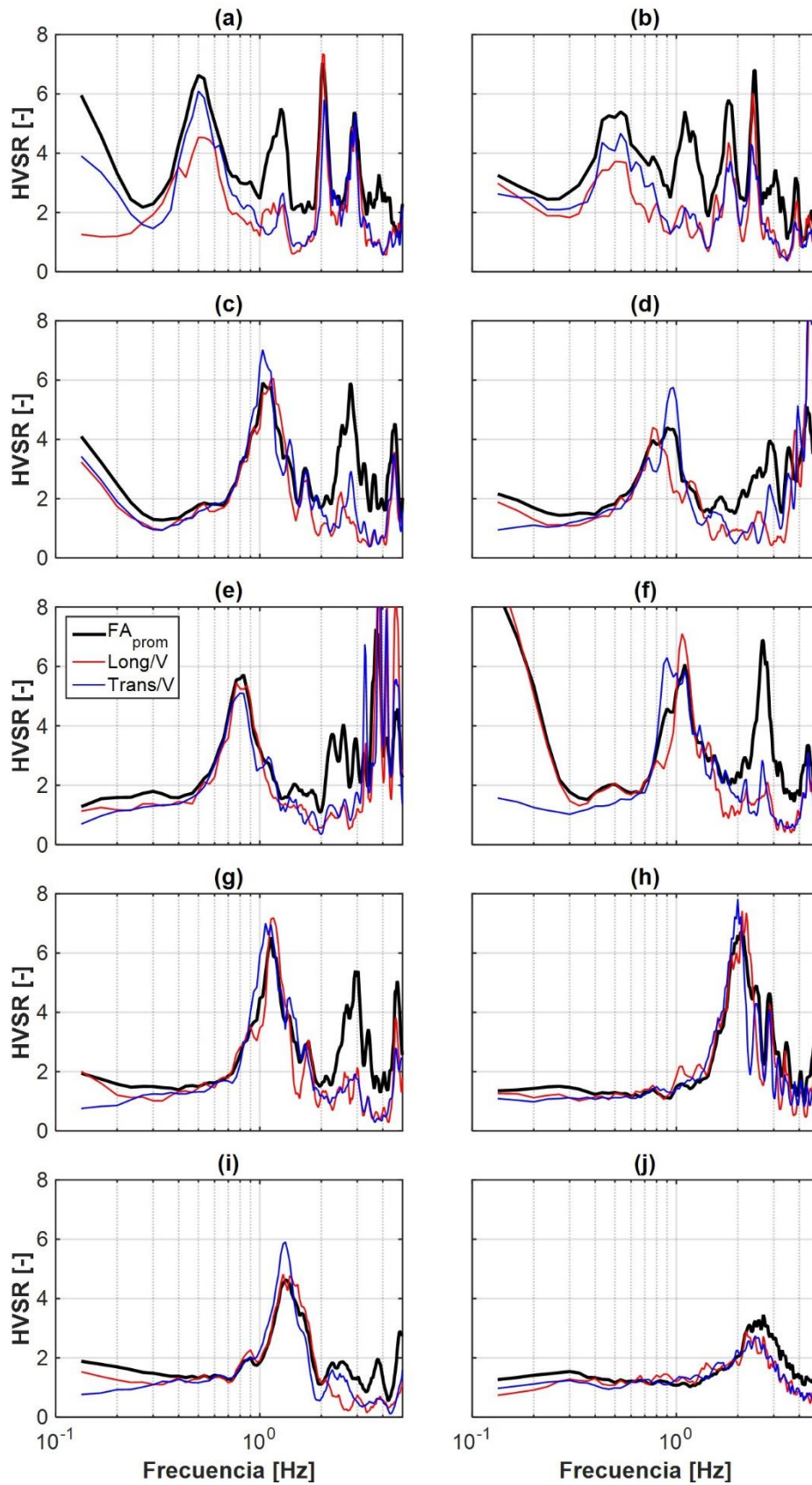


Figura 6.20: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales, perfil EW.

6.3.3. Perfil CD

En la Figura 6.21 se muestra el cálculo de la función de amplificación para una configuración superficie-afloramiento rocoso, para un sismograma sintético de referencia ubicado en el extremo izquierdo del perfil CD a una distancia $x=3$ km desde el origen y que es señalado con un cuadro de color rojo en la Figura 6.5.

Como se puede ver, en términos de factores de amplificación para las componentes horizontales, los sismogramas ubicados en la zona poniente sobre depósitos de ceniza volcánica o Ignimbrita Pudahuel (receptor a, c y d) generan amplificaciones sobre un factor de amplificación de 6.0, lo cual responde a un alto contraste de impedancia, producto de la geología superficial.

En contraparte, la zona oriente genera funciones de amplificación con bajos factores de amplificación, incluso con respuestas prácticamente planas. La componente vertical para onda P genera amplificaciones en torno a 2.0, siempre para frecuencias mayores que la predominante para la componente horizontal, ya que, como se ha mencionado anteriormente, esta está controlada por la velocidad de onda compresional del medio.

Al comparar la respuesta unidimensional, se puede ver como este tipo de modelos entrega una respuesta prácticamente igual a la de un modelo bidimensional, para todos los modos de vibrar, en suelos de buena competencia geotécnica y sin mayores diferencias laterales. Así como también se puede ver que en las zonas intermedias de las curvas se presentan leves diferencias, lo que es consistente con lo mostrado en el dominio del tiempo.

En la Figura 6.22 se calcula la razón espectral HVSR para cada componente horizontal de los sismogramas en superficie, además de incorporar a modo de comparación la media cuadrática de la función de amplificación calculada para las componentes horizontales bidimensionales y que se muestran en la Figura 6.21. En esta, queda evidenciado como el método HVSR logra predecir de manera muy precisa la frecuencia predominante de un depósito de suelo y la amplitud referente a esta. Sin embargo, de igual forma que lo mostrado para los perfiles NS y EW, subestima las amplificaciones mostradas para los demás modos de vibrar.

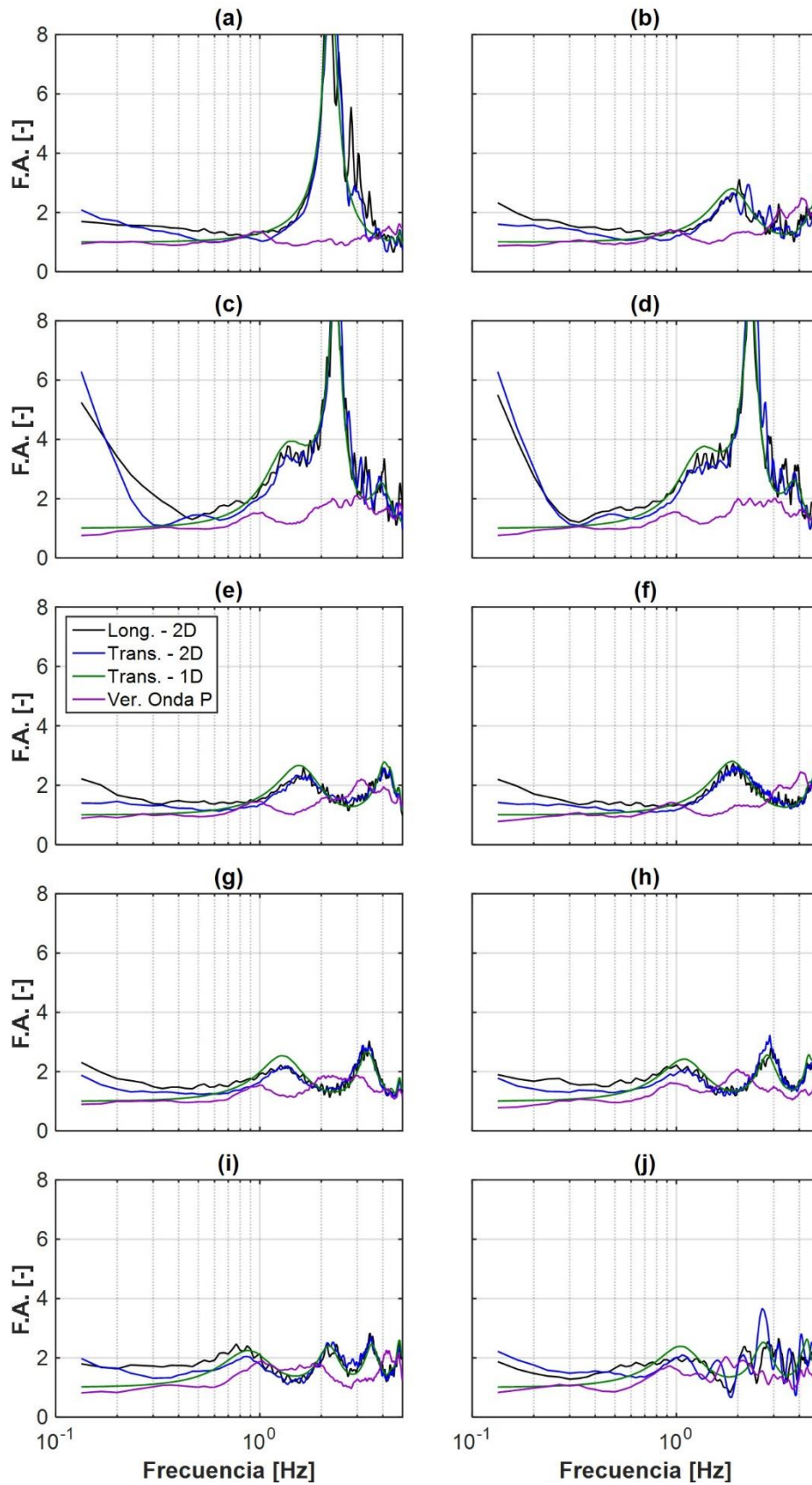


Figura 6.21: Función de amplificación para una configuración superficie – afloramiento rocoso, perfil CD. Comparación entre componentes longitudinal, transversal y vertical.

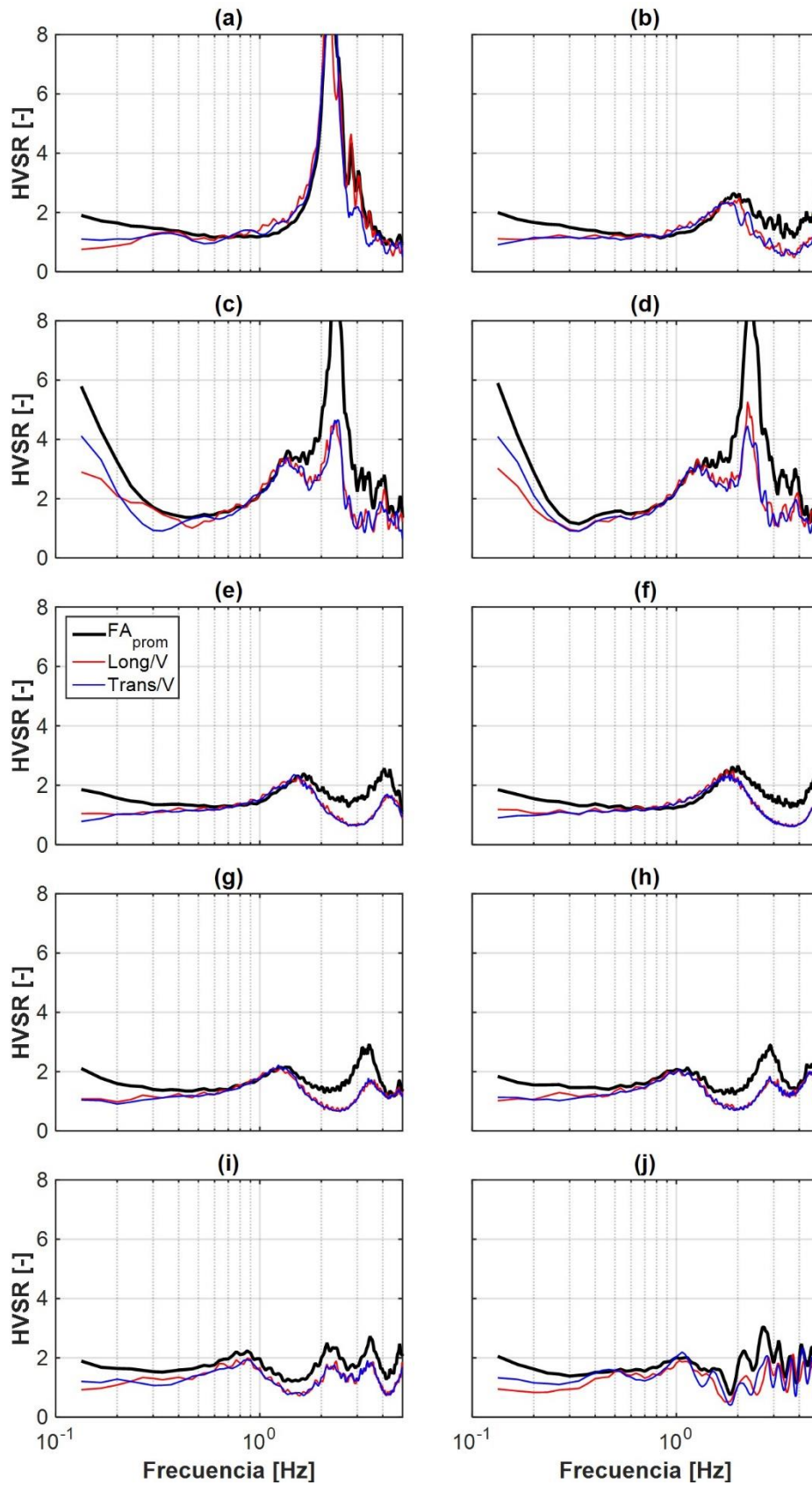


Figura 6.22: Razón espectral H/V para cada componente del sismo y media cuadrática de la función de amplificación de las componentes horizontales, perfil CD.

6.4. Comparación de razones espectrales medidas y simuladas

Las razones espectrales obtenidas en terreno son comparadas con las simuladas para receptores instalados en el modelo numérico en la misma ubicación en la que fueron medidas. De esta manera es posible analizar, tanto las frecuencias como las amplitudes simuladas, identificando si los perfiles subestiman o sobrestiman la respuesta sísmica y la consistencia que tienen con mediciones de terreno.

No obstante, se ha comprobado empíricamente que la principal utilidad de las razones espectrales H/V está en la determinación de la frecuencia fundamental de un depósito de suelos blandos. Algunos estudios teóricos señalan que el peak de la razón espectral H/V de registros sintéticos generados con perturbaciones aleatorias superficiales correlaciona con la frecuencia fundamental de las ondas S obtenida mediante propagación vertical, en sitios donde el contraste de impedancias entre el depósito de suelos y la roca basal es marcado. Sin embargo, estos mismos estudios concluyen que las amplitudes obtenidas para ambos casos no correlacionan (Pastén, 2007).

Además, Pastén (2007) comenta que estudios experimentales muestran que, en comparación con otros métodos, la razón espectral H/V de vibraciones ambientales solo entrega la frecuencia fundamental de resonancia, pero no valores de armónicos superiores.

Al realizar la comparación de razones espectrales H/V medidas en terreno y las razones espectrales simuladas, se debe tener presente que el modelo numérico es excitado a través de una función fuente representada por un pulso de Gabor. En cambio, el método de razones espectrales H/V basa su teoría en capturar las vibraciones ambientales que, a partir de una sollicitación dinámica aleatoria, hacen vibrar el depósito de suelo de acuerdo con su frecuencia predominante. Con base en esto, no necesariamente las trazas de razones espectrales deben ser exactamente iguales, sobre todo en los diferentes armónicos que presentan, según párrafos anteriores.

Cabe destacar que las razones espectrales medidas en terreno logran alcanzar frecuencias de hasta 10 Hz, sin embargo, a modo de comparación, debido a que el modelo numérico alcanza frecuencias creíbles de hasta 5.0 Hz, las razones espectrales medidas son mostradas solo en ese rango de frecuencias. Las razones espectrales medidas en todo el rango de frecuencias son mostradas en Anexo B.

6.4.1. Perfil NS

Para comparar las razones espectrales medidas y simuladas se consideran 10 puntos de control. Estos son mostrados en la Figura 6.1 (inferior). Estos puntos buscan ser representativos de cada sector de la Cuenca, así, en el sector norte están ubicados 5 puntos de control en lugares con cambios abruptos en la geología local y también en lugares con suelo característico. También en la zona de transición existen 2 puntos y por último en la grava de Santiago, 3 puntos más.

En la Figura 6.23 se muestra la comparación entre las razones espectrales simuladas y medidas (líneas negras y rojas, respectivamente). La razón espectral simulada, fue

calculada anteriormente, para ambas componentes horizontales (ver Figura 6.18). Para esta comparación se promedian ambas componentes y se grafican junto con la traza de la razón espectral medida en terreno.

En estas es posible ver que, para la zona norte, los receptores (a), (c), (d) y (e), logran una buena consistencia con lo medido, tanto en frecuencias predominantes como en las amplitudes determinadas, lo que de alguna manera confirma que al menos en conjunto, las propiedades dinámicas de los suelos y la profundidad del basamento rocoso en estas zonas es adecuada. El receptor (b), logra mostrar una razón espectral tipo 2 (doble *peak*) pero desplazado de las frecuencias mostradas en la medición en terreno, además de mostrar mayores amplitudes. Esto puede explicarse por una mala caracterización del suelo, pudiendo ser aún más deficiente con respecto a sus propiedades dinámicas, o que la profundidad del basamento rocoso sea aún mayor, lo cual debe comprobarse con una campaña local en este sector.

El receptor (f), muestra una curva bastante similar a la medida, en términos de frecuencia y amplitud. La razón espectral medida ubicada en el receptor (g), asociada al ID "QtaNormal9" (ver Tabla 4.2) se define como tipo 2, si bien la razón espectral simulada muestra más de un *peak*, el primero es algo mayor que lo medido, sobrestimando la rigidez del depósito. Finalmente, los receptores ubicados en grava de Santiago (h), (i) y (j), arrojan amplitudes muy similares entre lo medido y lo simulado, mostrando razones espectrales prácticamente planas.

Es relevante destacar como las razones espectrales simuladas logran captar las grandes amplitudes evidenciadas en terreno, las que disminuyen consistentemente al desplazarse a la zona de transición, y luego, a la zona de grava de Santiago. Esto también fue evidenciado en la Figura 4.7, al graficarse la frecuencia predominante y la amplitud en función de la distancia.

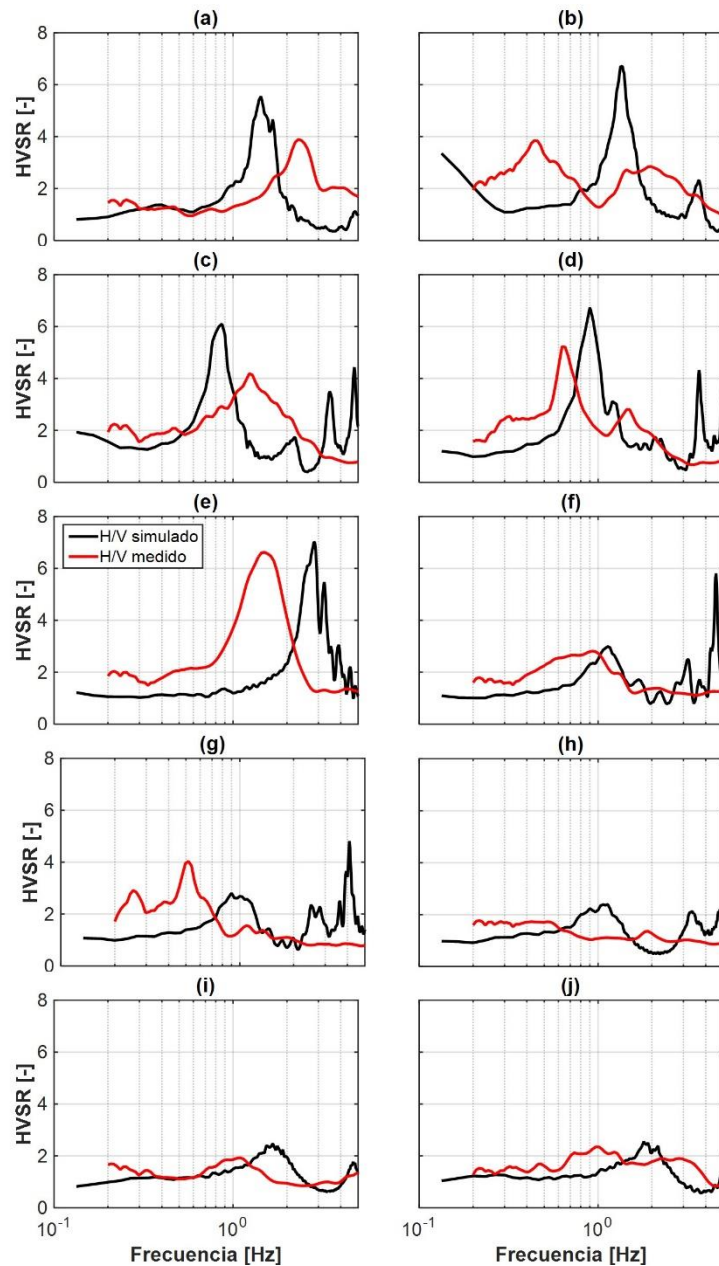


Figura 6.23: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil NS

6.4.2. Perfil EW

De la misma manera, para el perfil EW se consideran 10 puntos de control. Estos son mostrados en la Figura 6.3Figura 6.4. Estos puntos buscan ser representativos de cada sector de la Cuenca, así, en el sector poniente están ubicados 3 puntos de control en lugares con cambios abruptos en la geología local y también en lugares con suelo característico. Luego, en la zona entre el cerro Renca y San Cristóbal, existen 5 puntos y por último en la zona oriente, se ubican 2 puntos.

En la Figura 6.24 se muestra la comparación entre razones espectrales simuladas y medidas. Los receptores (a) y (b), muestran una gran consistencia entre lo simulado y lo medido, tanto en frecuencia como en amplitud para el primer modo, sin embargo, para mayores frecuencias el modelo numérico no logra reflejar el comportamiento. El receptor (c), es muy similar en amplitud, pero sobrestima la rigidez del depósito, lo que puede atribuirse a la profundidad del basamento rocoso.

Para la zona entre el cerro Renca y San Cristóbal, los receptores (d) y (e), logran reflejar el comportamiento medido, lo que podría confirmar que la intrusión de grava y el modelo de velocidades es representativo del sector.

Los receptores (f) y (g) muestran una buena respuesta en términos de frecuencia, pero no así en términos de amplitudes, esto puede deberse a la existencia de otro tipo de suelo dentro de la configuración de estratos que disminuye el contraste de impedancia. El receptor (h) entrega una buena consistencia en términos de amplitud, con valores que superan un factor de amplificación de 6.0 siendo reflejado en el perfil con suelos de baja calidad geotécnica, sin embargo, sobrestima la rigidez del depósito.

Finalmente, los receptores (i) y (j), ubicados en el sector oriente, reflejan de muy buena manera el comportamiento del sector. El receptor (i) ubicado sobre grava de Santiago con una intrusión de suelo fino logra una gran consistencia con lo medido en terreno. El receptor (j) muestra una razón espectral de muy baja amplitud, propias de esta unidad.

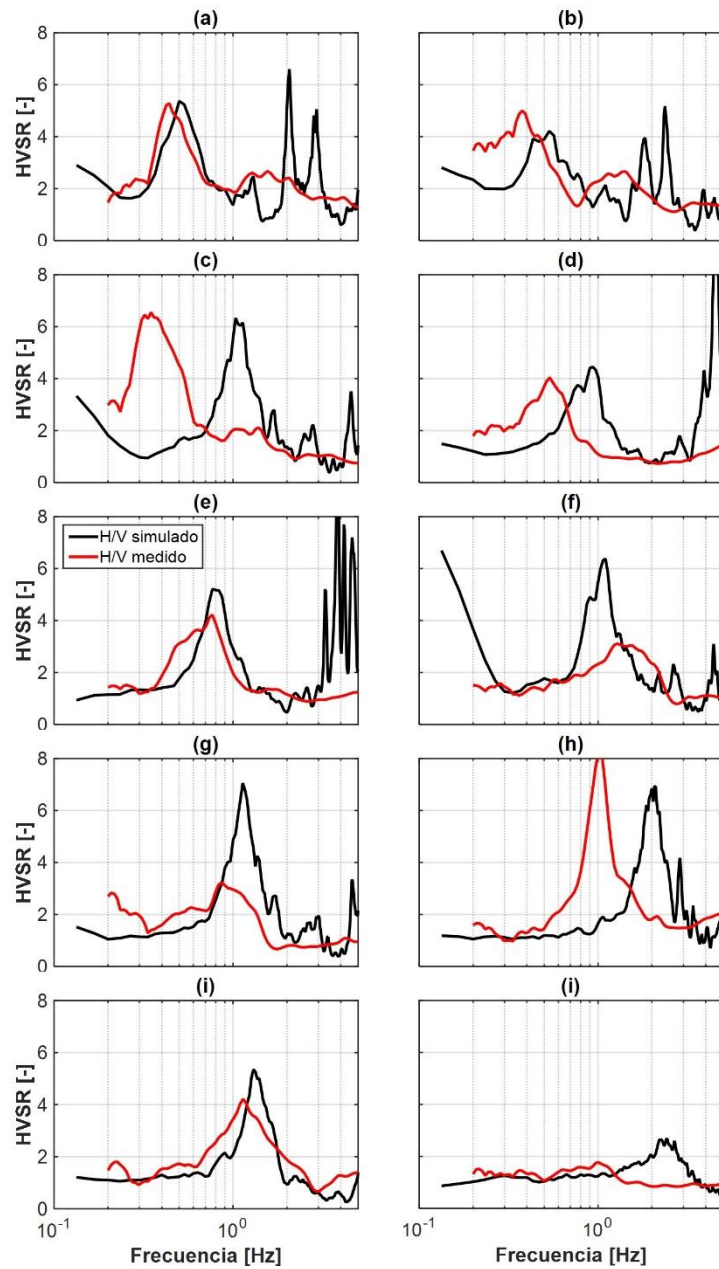


Figura 6.24: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil EW

6.4.3. Perfil CD

Para el perfil CD se consideran 10 puntos de control. Estos son mostrados en la Figura 6.5. Estos puntos buscan ser representativos de cada sector de la Cuenca, así, en el sector poniente están ubicados en lugares particulares, como, por ejemplo, sobre depósitos de ceniza volcánica o Ignimbrita Pudahuel. Luego, en la zona centro y oriente se distribuyen en el perfil y se encuentran sobre grava de Santiago, con diferentes profundidades de basamento rocoso.

En la Figura 6.25 se muestra la comparación entre lo simulado y lo medido (líneas negras y rojas, respectivamente). En términos generales las razones espectrales logran reflejar

el comportamiento de la grava de Santiago, mostrando respuestas con muy baja amplitud y similares a las medidas en terreno para los receptores (b), (e), (f), (g), (h), (i) y (j).

En particular, el receptor (a), muestra una razón espectral simulada con un alto valor de amplitud, si bien la medición en terreno también muestra este tipo de comportamiento, la amplitud es menor. Esto es debido al alto contraste existente en el modelo numérico para este sector, lo cual en la realidad puede diferir en cuanto a profundidad del basamento rocoso y velocidades de onda de corte de la roca y del suelo existente. Para poder ajustar esta curva se hace necesaria una campaña de mediciones H/V y de velocidad de onda de corte, ya que este sector cuenta con una muy baja densidad de mediciones.

Es interesante destacar el receptor (b), el cual está inmerso en grava de Santiago, pero con dos depósitos de ceniza volcánica en sus proximidades, entregando una respuesta muy consistente con lo medido.

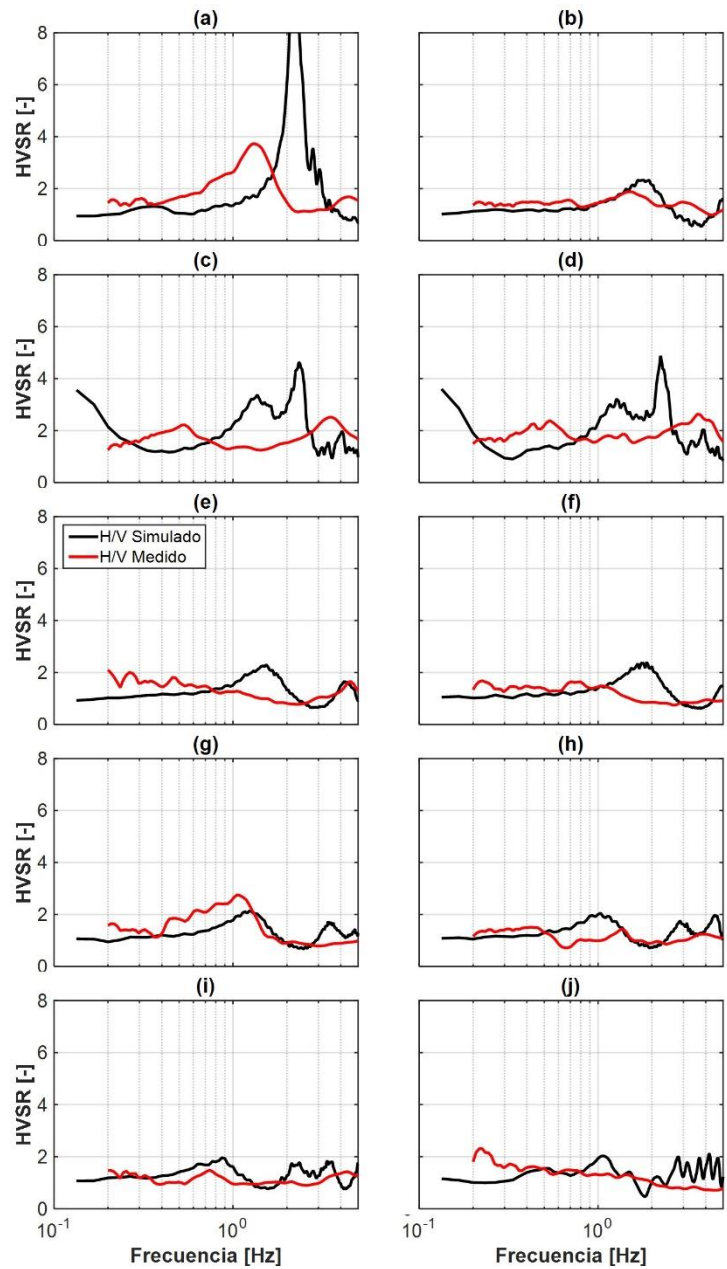


Figura 6.25: Comparación de razones espectrales H/V simuladas y medidas, perfil CD

6.5. Comparación de frecuencias predominantes

La Figura 6.26 compara las frecuencias predominantes de los modelos bidimensionales en comparación los unidimensionales, para los 3 perfiles de estudio. Como se puede ver, el modelo unidimensional es capaz de entregar una muy buena aproximación a las frecuencias predominantes resultantes de un modelo que considera la compleja interacción de la propagación de ondas producto de la geometría del basamento y las capas de suelo. En particular, el perfil NS contiene dos puntos de control que se encuentran bajo la línea de razón 1.0 (línea negra), esto quiere decir que el modelo unidimensional está subestimando la frecuencia predominante para estos dos puntos de control específicos.

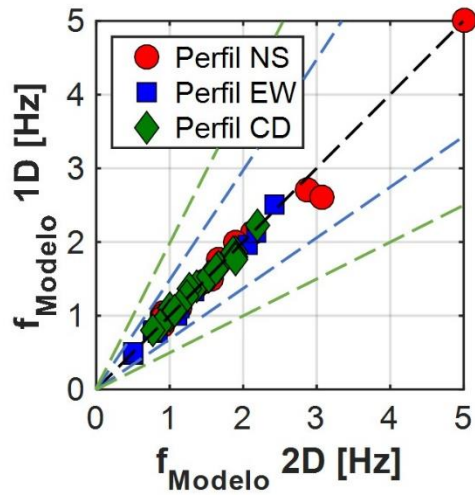


Figura 6.26: Comparación entre modelos 2D y 1D para frecuencias predominantes. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.

Por otro lado, en la Figura 6.27 se muestra la comparación entre las frecuencias obtenidas a través de un modelamiento bidimensional y unidimensional (izquierda y derecha, respectivamente) y los resultados de mediciones tomadas directamente de terreno a partir del método HVSr, para cada uno de los perfiles. Es importante destacar que, las frecuencias que tienen un valor de cero en el eje de las ordenadas representan razones espectrales planas, es por esto que la mayor cantidad de mediciones del perfil CD, y en menor medida de los perfiles NS y EW, se encuentran en este eje (para más información ver Tabla 4.2, Tabla 4.3 y Tabla 4.4).

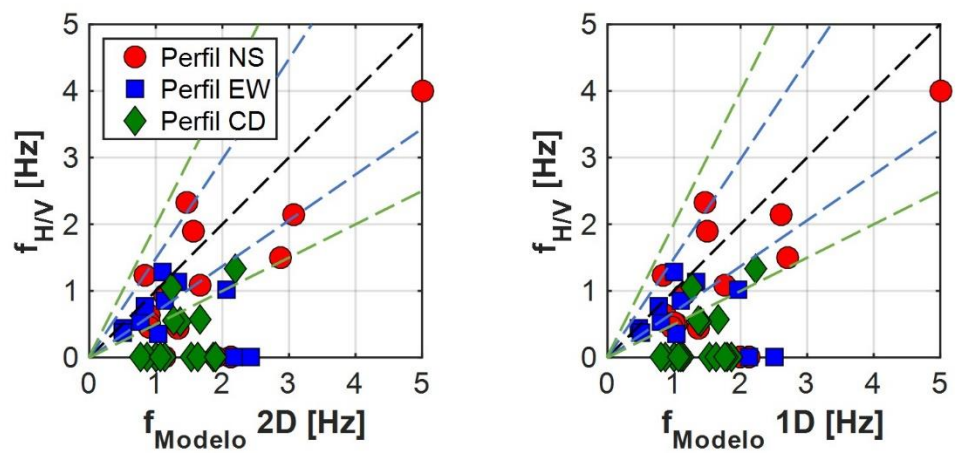


Figura 6.27: Comparación de frecuencias predominantes entre modelos 2D y 1D. Izquierda: Modelo 2D. Derecha: Modelo 1D. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.

Es posible ver que la simulación numérica, en general, tiende a sobrestimar la rigidez de los depósitos, entregando frecuencias predominantes mayores. Sin embargo, la estimación por parte de los modelos se encuentra, en la mayoría de los puntos de control, por dentro de la banda de razón 2.0 (o 100% de sobrestimación). Esto se considera bastante aceptable debido a la cantidad de supuestos realizados. Además, algo importante de mencionar es que el modelo numérico no es capaz de reflejar una razón

espectral tipo 4 o plana (asignadas con una frecuencia predominante $f_0=0$ Hz), mostrando *peaks* con amplitudes mínimas de hasta 2.0, pero nunca menores a este valor.

Para el perfil EW, es posible ver una baja dispersión entre los puntos de control medidos/modelados con resultados bastante satisfactorios, siendo consistente para la mayor parte de las mediciones. En general, los puntos de control del perfil se encuentran dentro de la banda de razón 1.5 (50% de sobrestimación o subestimación). Otro aspecto interesante de analizar es la tendencia de este perfil a mostrar bajas frecuencias predominantes, esto puede verse claramente al compararlo, por ejemplo, con las mediciones para el perfil NS (color rojo), donde para este último un gran porcentaje de puntos de control están por sobre 1.0 Hz.

Para el perfil CD, es posible ver como la simulación numérica no logra reflejar las razones espectrales tipo 4 o planas, presentadas con frecuencia cero en el eje de las ordenadas. Dejando de lado este tipo de razón espectral, es posible ver que el modelo sobrestima en un 100% o más, las frecuencias medidas. Es por esto que, asumiendo una correcta estimación en el nivel del basamento rocoso, se puede decir que el modelo de velocidades de onda de corte es mayor al real, generando depósitos de suelo más rígidos.

Cabe destacar que la Figura 6.27 es utilizada para ilustrar en forma general que tan grande o pequeña es la dispersión de las frecuencias medidas/modeladas, pero no es útil para identificar las zonas en las que se está sobrestimando o subestimando la rigidez de los suelos.

En la Figura 6.28 se muestra la distribución de frecuencias calculadas mediante los resultados de la simulación numérica en comparación con las medidas en terreno, en función de la distancia longitudinal para el perfil NS. En primer lugar, es posible ver que el modelamiento bidimensional y unidimensional no presenta grandes diferencias, lo cual fue mostrado y comentado también en las Figuras anteriores. Un aspecto interesante de analizar es como las frecuencias predominantes simuladas presentan la misma tendencia que las medidas en terreno en todo el perfil, siendo aún más evidente en la zona cercana al cerro renca. Por lo tanto, el modelo logra captar la variación de rigidez al pasar del depósito de grava a la transición y también el gran aumento de frecuencia en los sectores próximos al cerro. Luego, para la zona norte el modelo entrega resultados bastante cercanos a lo medido, sin embargo, existe un punto de control que difiere de lo medido y que está ubicado próximo al cerro renca, lo cual puede deberse a una mala estimación del basamento rocoso.

De la misma manera, en la Figura 6.29, se muestra la distribución espacial de las frecuencias predominantes sobre el perfil EW. En general, este modelo presenta resultados bastante satisfactorios, como también ha sido mostrado en la Figura 6.27

Para la zona oriente, el punto de control próximo al cerro San Cristóbal entrega un resultado muy certero. Finalmente, existen dos puntos de control medidos, catalogados como tipo 4 o razones espectrales planas, mientras que los resultados de la simulación numérica entregan frecuencias predominantes del orden de 2.5 Hz. Esta diferencia es debido a que el modelo numérico entrega un *peak* marcado en las razones espectrales calculadas, pero con una muy baja amplitud, como por ejemplo el receptor (j) en la Figura

6.24. Para poder observar lo mencionado anteriormente, en la siguiente sección se realizará una comparación en términos de amplitudes medidas y simuladas (ver Figura 6.34).

En la Figura 6.30, la comparación no es directa debido a que la mayor parte de las razones espectrales medidas son tipo 4 o planas, consistentes con depósitos de suelo rígido (en este caso, grava de Santiago), y, por lo tanto, no es posible medir una frecuencia predominante. Como se ha podido ver en la Figura 6.25, las razones espectrales simuladas entregan amplitudes prácticamente planas, con factores de amplificación en torno a 2.0. Debido a que de igual manera las trazas simuladas muestran *peaks* marcados, estos fueron considerados dentro de la comparación mostrada en la Figura 6.30, teniendo en cuenta su baja amplitud. Esto se ve reflejado en la Figura 6.35, al comparar las amplitudes entregadas por el modelo.

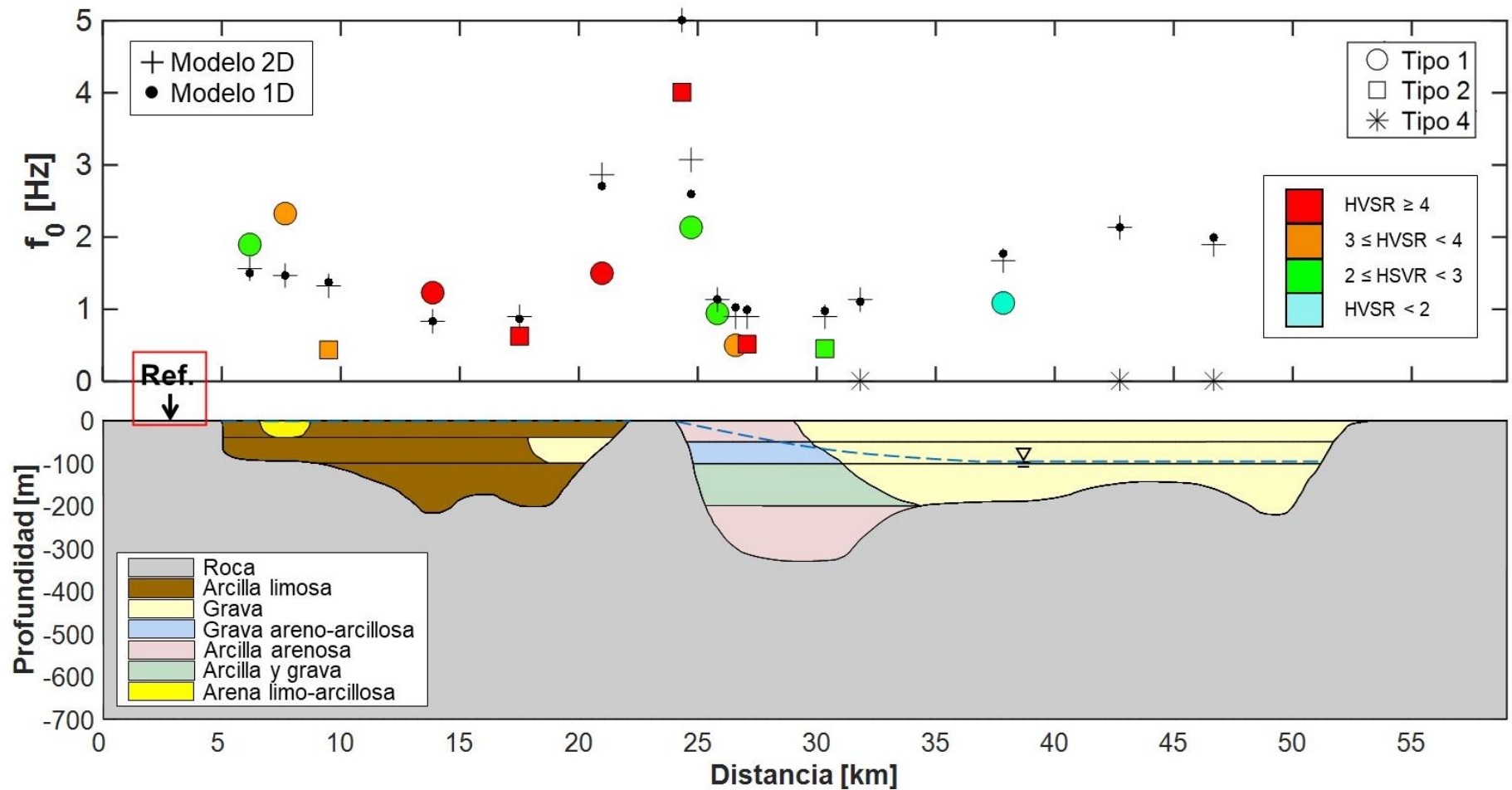


Figura 6.28: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil NS. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.

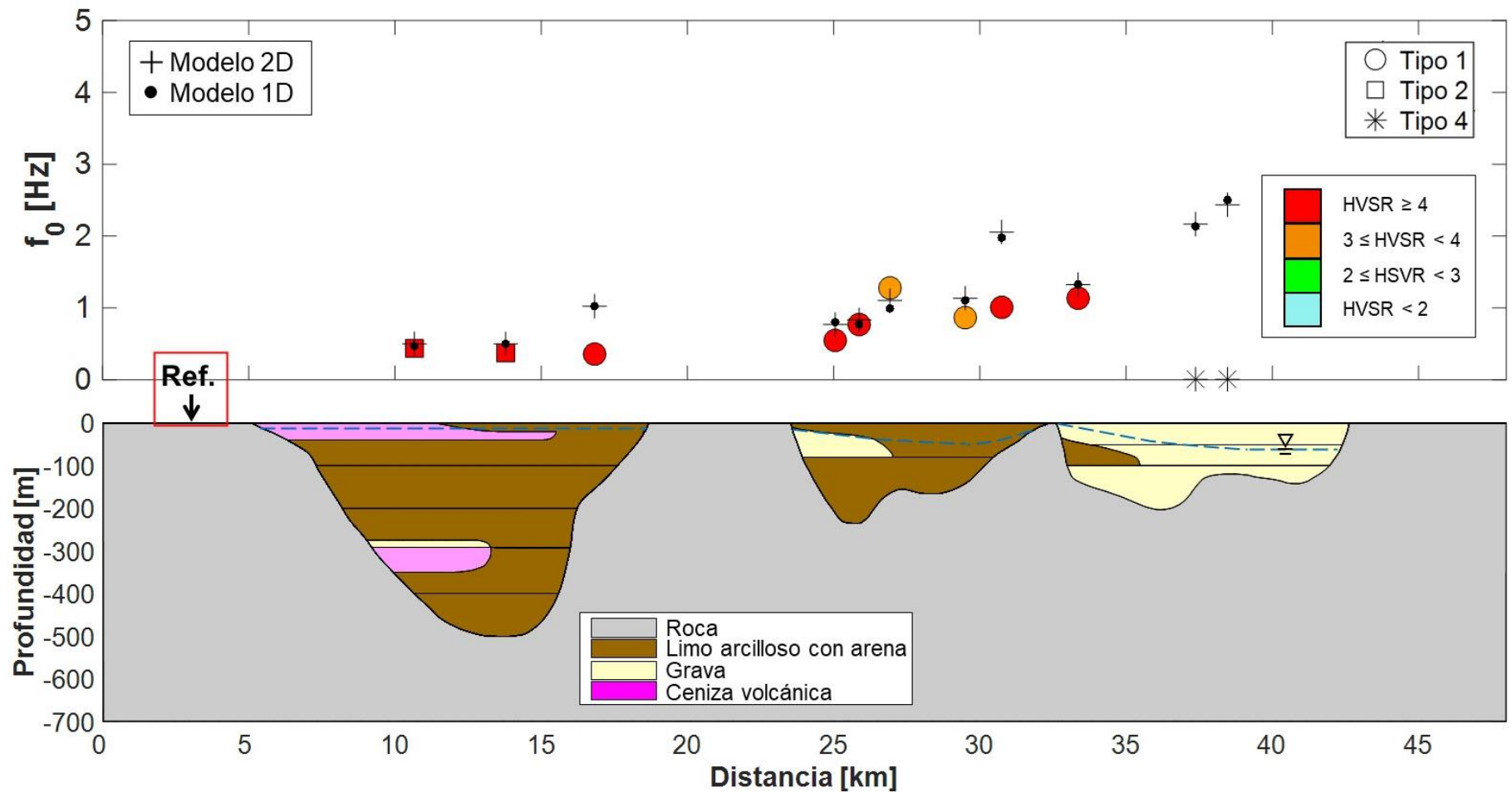


Figura 6.29: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil EW. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.

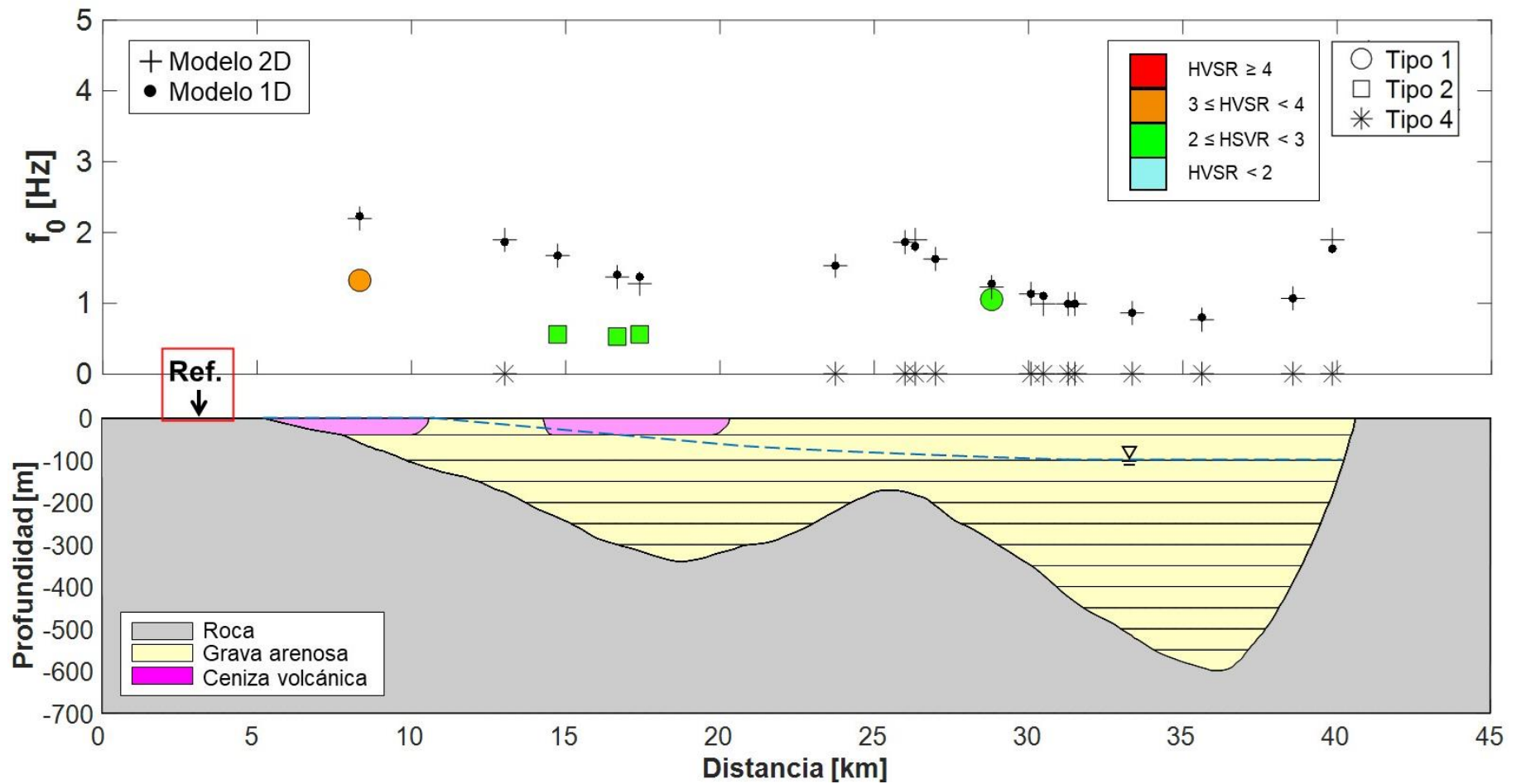


Figura 6.30: Comparación de frecuencias predominantes en función de la distancia. Perfil CD. Para el caso bidimensional, la frecuencia graficada fue calculada con el promedio de los espectros horizontales.

6.6. Comparación de factores de amplificación

Las amplitudes espectrales denotan el contraste de impedancia existente entre el basamento rocoso y el depósito de suelos. Es por esto que, una buena manera de comprobar que tan realista es el modelo de velocidades, es comparar las amplitudes medidas en terreno contra las modeladas.

Se debe tener claro que una razón espectral obtenida mediante vibraciones ambientales no necesariamente entregará una amplitud espectral igual a la obtenida a través de un pulso. Sin embargo, la comparación es útil para saber a grandes rasgos si la configuración estratigráfica de los distintos depósitos, la profundidad y la velocidad de onda de corte están siendo bien estimadas.

En la Figura 6.31 se muestra la comparación entre los resultados entregados por un modelo unidimensional contra el bidimensional. En esta se puede ver como el modelo unidimensional tiende, en general, a sobrestimar las amplitudes espectrales de un modelo bidimensional para la mayor parte de los puntos de control. Este aspecto toma relevancia debido a que, si bien un modelo unidimensional logra capturar de una manera bastante aceptable la frecuencia predominante de un depósito, su deficiencia radica en los factores de amplificación, llevando a una sobrestimación de las amplitudes de los sismogramas en superficie.

El perfil CD es el que muestra la menor dispersión entre ambos modelos, esto debido principalmente a que presenta una baja variación lateral en los suelos, con solo dos tipos, grava de Santiago casi en su totalidad y en menor cantidad ceniza volcánica. Además, este perfil no presenta afloramientos rocosos que aparezcan abruptamente en diferentes zonas, como lo visto en los perfiles NS y EW, donde los cerros Renca y San Cristóbal intervienen notoriamente en el comportamiento sísmico de cada uno.

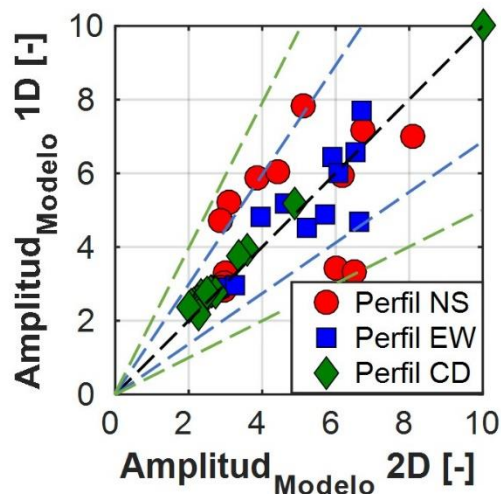


Figura 6.31: Comparación entre modelos 2D y 1D para amplitudes espectrales. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.

Luego, en la Figura 6.32, se muestran las amplitudes reales medidas en terreno contra las entregadas a través del modelo numérico para simulaciones 1D y 2D. Si bien en esta

Figura, no se puede realizar un análisis de las zonas específicas que presentan la mayor dispersión, si se puede generar un análisis global sobre el comportamiento de los modelos. De esta forma, la simulación del perfil NS entrega valores de amplitudes espectrales que se encuentran en mayor porcentaje dentro de la banda de razón 1.5 (línea azul discontinua) en comparación con las dadas por el método HVSR.

Si bien, ninguna de las dos simulaciones es capaz de representar una respuesta plana (razones espectrales tipo 4, representadas con valor cero), los valores de amplificación simulados se encuentran entre un factor de amplificación de 2.0 a 3.0. Esto quiere decir que, las razones espectrales simuladas entregan un *peak* marcado con su respectiva frecuencia predominante, pero esta amplitud es muy baja, pudiendo asociarse a una respuesta tipo 4 o plana.

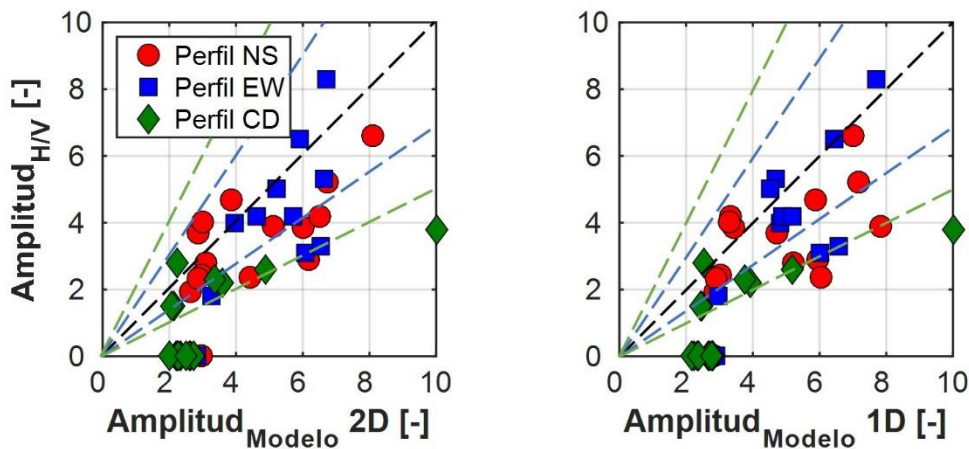


Figura 6.32: Comparación de amplitudes espectrales. Izquierda: Modelo 2D. Derecha: Modelo 1D. La línea discontinua negra representa una razón de 1.0, azul de 1.5 y verde de 2.0.

El perfil EW muestra una buena concordancia con las mediciones realizadas en terreno, siendo más preciso el modelo bidimensional. Esto también es consistente con lo visto en términos de frecuencias predominantes, donde el modelo unidimensional no es capaz de reflejar el comportamiento mostrado por la simulación bidimensional. En general, se puede ver como los puntos de control simulados por un modelo bidimensional se encuentran cercanos a la razón 1.0 y dentro de la banda de razón 1.5. En contraparte, el modelo unidimensional presenta una tendencia a sobrestimar las amplitudes espectrales medidas.

Para el perfil CD se muestra una gran cantidad de amplitudes con valor cero en el eje de las ordenadas. Este aspecto es clave en el entendimiento de la dispersión de las amplitudes medidas/modeladas, ya que el modelo numérico no es capaz de mostrar este tipo de respuestas. Sin embargo, se puede ver que tanto en el modelo 2D como 1D, las amplitudes que debiesen ser cero se encuentran entre un valor de 2.0 y 3.0, las cuales en términos del modelo numérico representan las razones espectrales con menor amplitud. Esto también fue comentado para el perfil NS y EW.

Para mostrar las zonas que son sobrestimadas o subestimadas en cada perfil, los factores de amplificación son graficados en función de la distancia. En la Figura 6.33, se

muestra la comparación de amplitudes espectrales para el perfil NS. En este, se puede ver como el modelo numérico representa de manera razonable los factores de amplificación medidos, sobre todo para la zona centro del perfil. En la zona norte, esta variable es sobrestimada por el modelo para la mayor cantidad de puntos de control, además este no es completamente capaz de mostrar la tendencia medida en terreno, donde en las mediciones de terreno se muestra una consistente disminución del factor de amplificación al desplazarse desde el cerro Renca hasta el afloramiento rocoso de la zona norte. Algo interesante de notar es como las mayores amplitudes espectrales se encuentran concentradas en la zona norte y próximo al cerro Renca, lo cual es bien reflejado por el modelo numérico, además de correlacionar con el mayor daño evidenciado en los grandes terremotos de los últimos años.

En la Figura 6.34 se muestra una comparación entre la amplitud espectral medida y simulada para el perfil EW. Se ve una muy buena concordancia entre lo medido y lo simulado para todo el perfil, lo cual fue evidenciado también en la Figura 6.32. Para los puntos de control donde las razones espectrales medidas que fueron catalogadas como planas, la simulación entrega amplitudes en torno a factores de amplificación de 2.5 y 3.0.

En la Figura 6.35 se muestra la comparación realizada para el perfil CD. En este es posible ver como el modelo es bastante consistente con lo medido para la razón espectral tipo 1 de la zona centro-oriente. En la zona poniente, donde se encuentran emplazados los depósitos de ceniza volcánica, el modelo numérico tiende a sobrestimar los factores de amplificación, sobre todo el punto de control próximo al afloramiento rocoso. Por otro lado, los factores de amplificación modelados son bastante uniformes con un valor promedio de 2.5, en toda la zona de emplazamiento de la grava de Santiago, lo cual se aproxima bastante a una razón espectral tipo 4 o plana.

Luego de ver los resultados procesados de cada modelo numérico, se hace necesario comentar que, para lograr una buena consistencia entre las frecuencias predominantes medidas en terreno y las calculadas a partir de un modelo numérico cualquiera, este último debe contener dos características principales: Un modelo de velocidades robusto y una elevación del basamento rocoso certera. En conjunto, estos dos *inputs* serán los encargados de entregar resultados coincidentes con lo medido en terreno. Sin embargo, se debe poner énfasis en que existe la probabilidad de llegar a un resultado exitoso en términos de frecuencias o amplitudes sin que las variables sean del todo correctas pero que en conjunto entreguen valores consistentes, por lo que es necesario contar, al menos, con sondajes que permitan confirmar la profundidad del basamento y mediciones in-situ de velocidades de onda de corte.

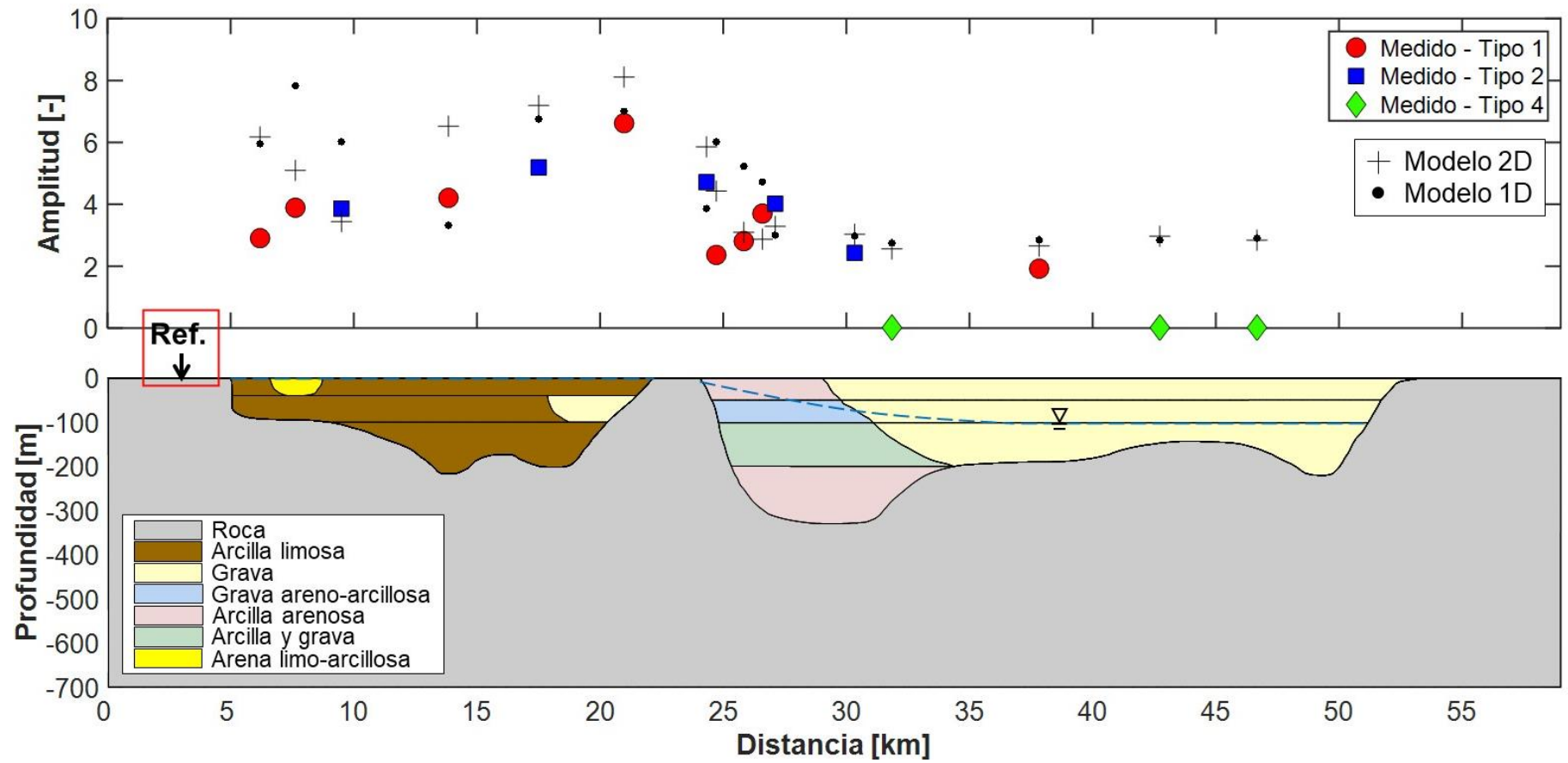


Figura 6.33: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil NS.

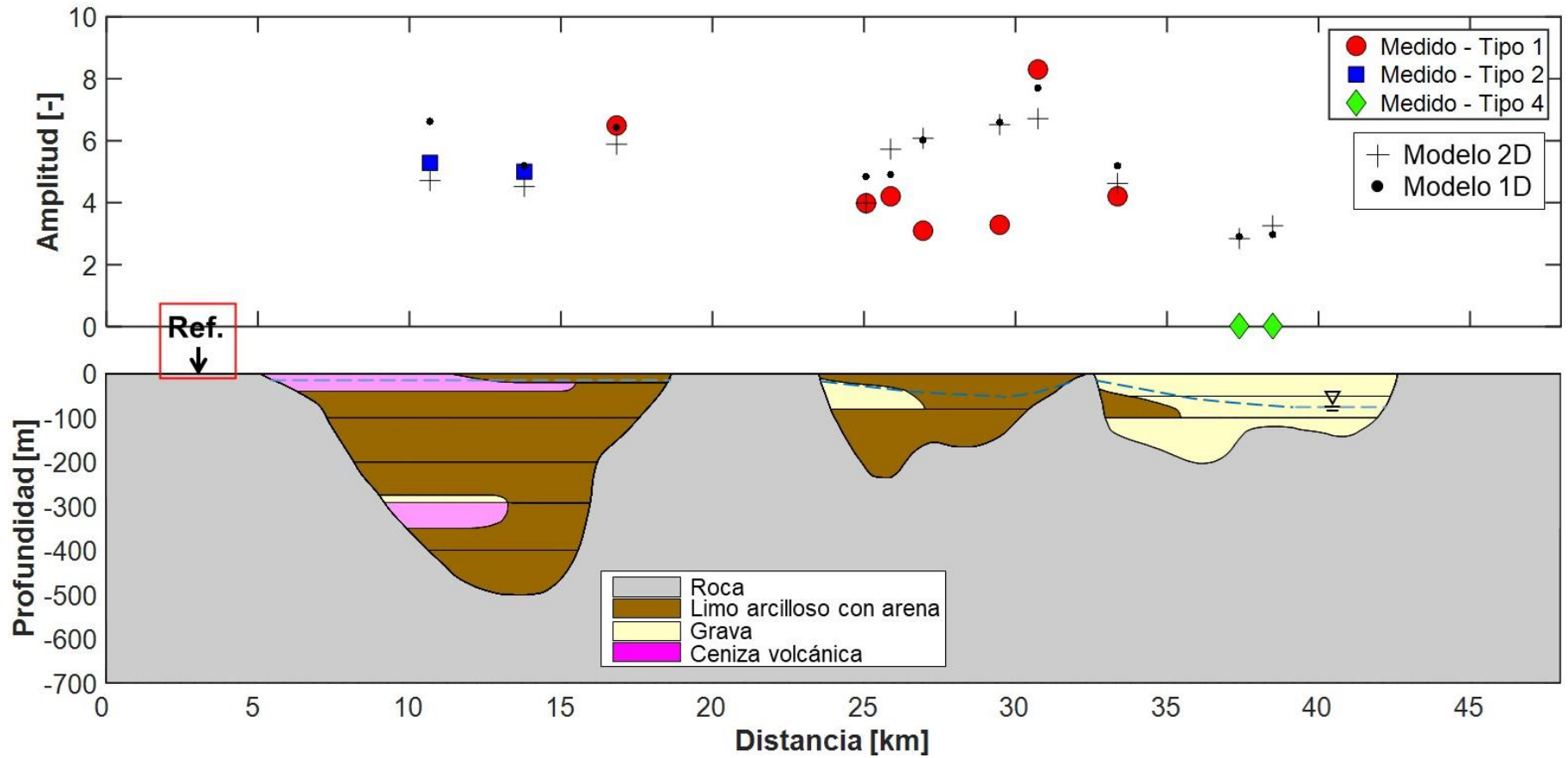


Figura 6.34: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil EW.

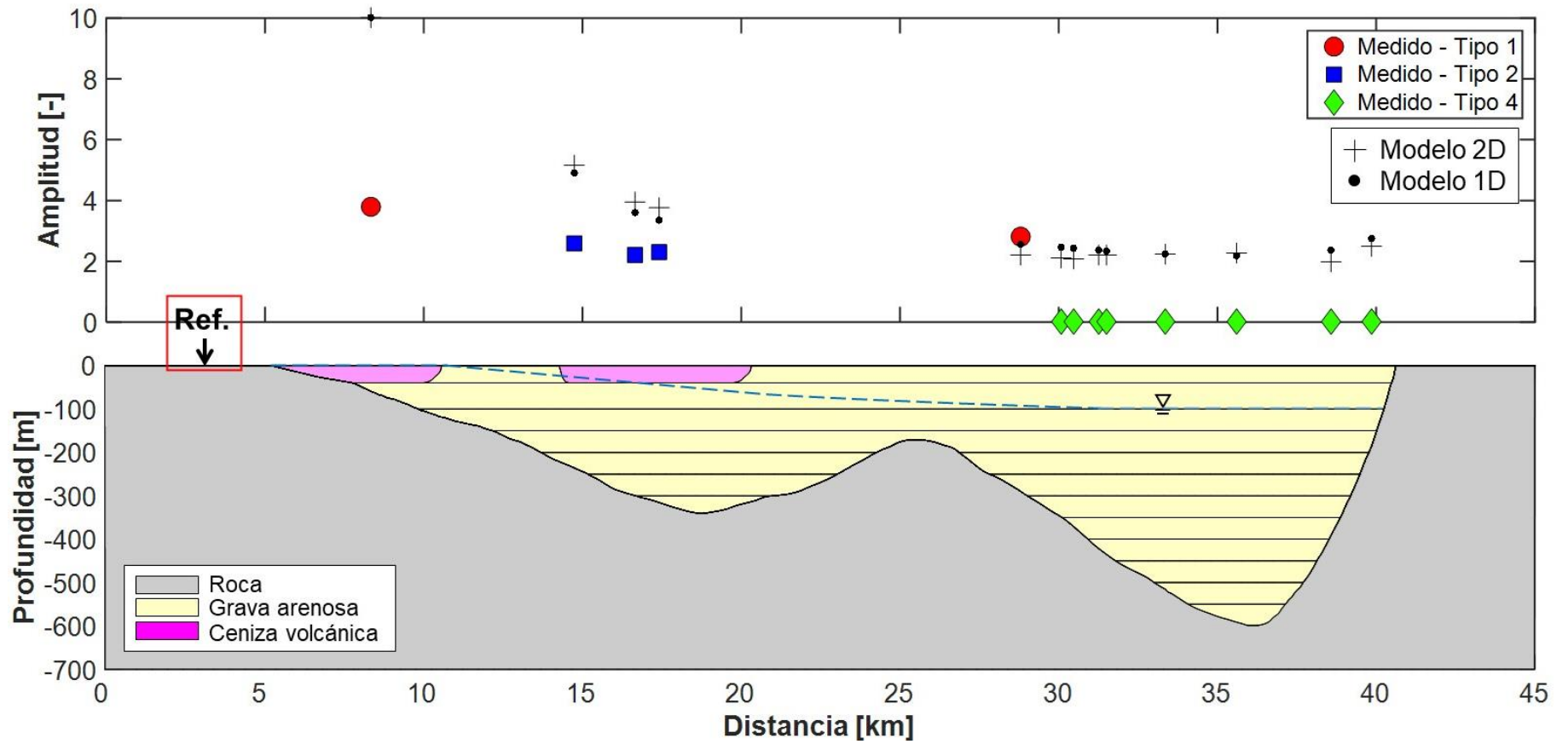


Figura 6.35: Comparación de amplitudes espectrales en función de la distancia. Perfil CD.

Dentro del método de las razones espectrales existe un supuesto fuerte, donde se define que los espectros de la componente horizontal y vertical en la base de un depósito de suelos son aproximadamente iguales. En otras palabras, esto quiere decir que en la base de un depósito el movimiento es igual en todas las direcciones.

A modo de verificación, en la Figura 6.36 se calcula la razón espectral entre la componente longitudinal y la vertical, para la base del depósito y para afloramiento rocoso.

Como se puede ver, los resultados para los 3 perfiles son bastante similares mostrando que la razón espectral tanto para la base del depósito como para el afloramiento rocoso en promedio se acerca al valor de 1.0. Sin embargo, hay frecuencias para las cuales la razón alcanza incluso valores de 0.5 y 2.0.

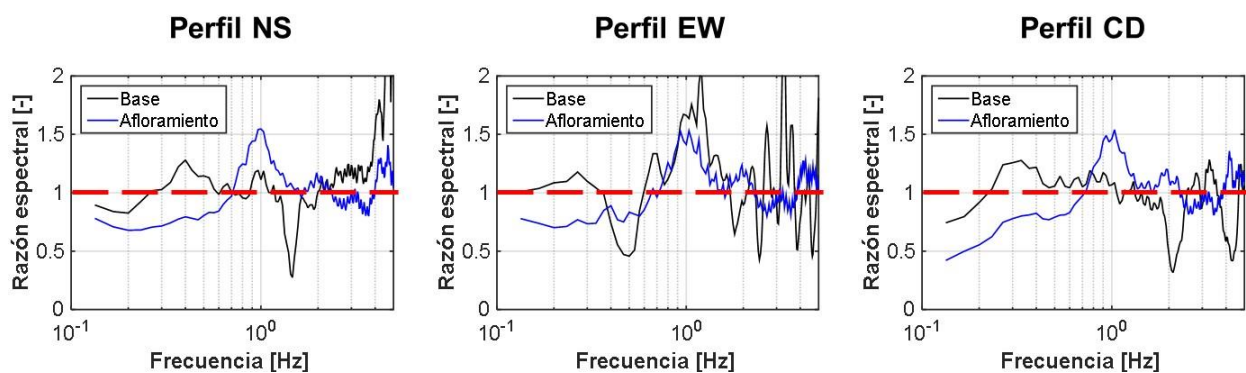


Figura 6.36: Razón entre espectro horizontal y vertical de la base y afloramiento. La línea roja discontinua muestra la unidad.

Por esta razón, la función de amplificación calculada a través de la razón entre el espectro superficial y el de un sismograma de referencia, no necesariamente debiese ser similar a lo obtenido al calcular la razón espectral de las componentes horizontal y vertical en superficie. Pudiendo diferir notablemente en las amplitudes entregadas para ciertos armónicos.

6.7. Distribución de PGV y daño asociado a terremotos

Diversos autores como Miyakoshi et. al., 1997, Wald et. al., 1999 y Yih-Min Wu et. al., 2003 han establecido que la intensidad percibida en un terremoto está directamente relacionada con la máxima amplitud de velocidad (*Peak ground velocity*, PGV) medida en el mismo. De esta forma, es posible relacionar las zonas que presentan altas velocidades de partícula con las que tuvieron mayores grados de intensidad para los terremotos de Valparaíso (1985) y del Maule (2010).

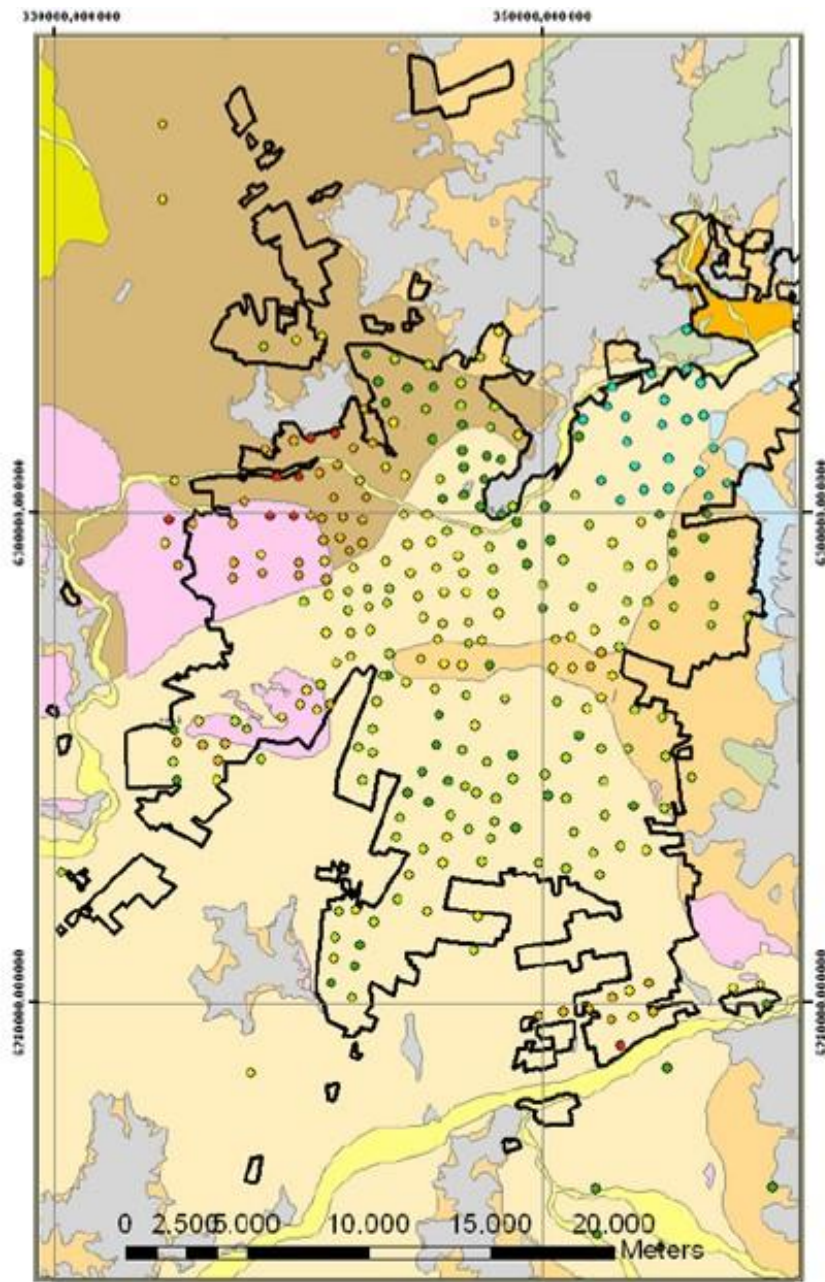
Según la investigación de Monge y Astroza (1989) y Leyton et. al. (2010), los daños estructurales producidos por el terremoto de Valparaíso de 1985 (terremoto interplaca, tipo thrust, $M_s=7.8$, epicentro frente a las costas de Valparaíso y Algarrobo, específicamente en 33.25°S , 71.75°W y profundidad 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 sísmicas sobre 8.0. Lo mismo ocurrió

en los depósitos de ceniza volcánica, donde existieron intensidades sobre los 7.5 e incluso 8.5 grados. Lo mencionado anteriormente es mostrado en la Figura 6.37.

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 HVSR, 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 o grava de Santiago (ver Figura 3.3 para detalle de unidades geológicas), presentaron intensidades menores, llegando a un grado mínimo de 6.0 en la comuna de Las Condes.

Al comparar el terremoto del Maule de 2010 (terremoto interplaca, tipo thrust, $M_w=8.8$, en un área que se extiende desde la Península de Arauco por el sur hasta el norte de Pichilemu, con hipocentro específico en $36^{\circ}17'23''S$, $73^{\circ}14'20''W$ y profundidad focal de 30 km) 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, con intensidades mayores que 8.0 en las comunas de Quinta Normal, Renca, Cerro Navia y Estación Central. Del mismo modo, en ambos terremotos las menores intensidades se registraron en las comunas de Las Condes y Vitacura (Vergara, 2015).

Algo importante de destacar es que para el terremoto de Valparaíso (1985) las comunas más afectadas se encuentran emplazadas principalmente sobre la unidad VI y VII (depósitos de ceniza volcánica y finos del noroeste, respectivamente). Del mismo modo, según las conclusiones obtenidas por Molina (2011), las mayores intensidades obtenidas para el terremoto del Maule de 2010 alcanzaron los 8.5 grados, en las comunas de: Estación Central, Cerro Navia y Renca.



Intensidades Sísmica del Terremoto de 03/03/1985 (MSK-64)



Figura 6.37: Puntos de observación de intensidad sísmica para el terremoto de 1985 (Leyton et. al., 2010)

A través de lo mencionado en los párrafos anteriores, se realiza un análisis de la distribución de la máxima velocidad de partícula a lo largo de cada perfil. Para esto, además de mostrar los resultados dados para un modelo bidimensional, se compara

también lo predicho por el modelo unidimensional. Cabe destacar que el PGV dado por los receptores ubicados en superficie es normalizado por el PGV de un sismograma de referencia señalado en un cuadro de color rojo y emplazado sobre afloramiento rocoso, en $x = 3.0$ km desde el origen, para todos los perfiles.

Los sismogramas de referencia de las componentes horizontales longitudinales SV y transversales SH para modelos bidimensionales y unidimensionales, son mostrados en la Figura 6.38a. Además, en la Figura 6.38b se muestra en detalle el *peak* de los sismogramas de referencia, graficados en la misma escala en las ordenadas que la Figura 6.38a. En la Figura 6.38c se muestran todos los sismogramas de referencia en el dominio espectral.

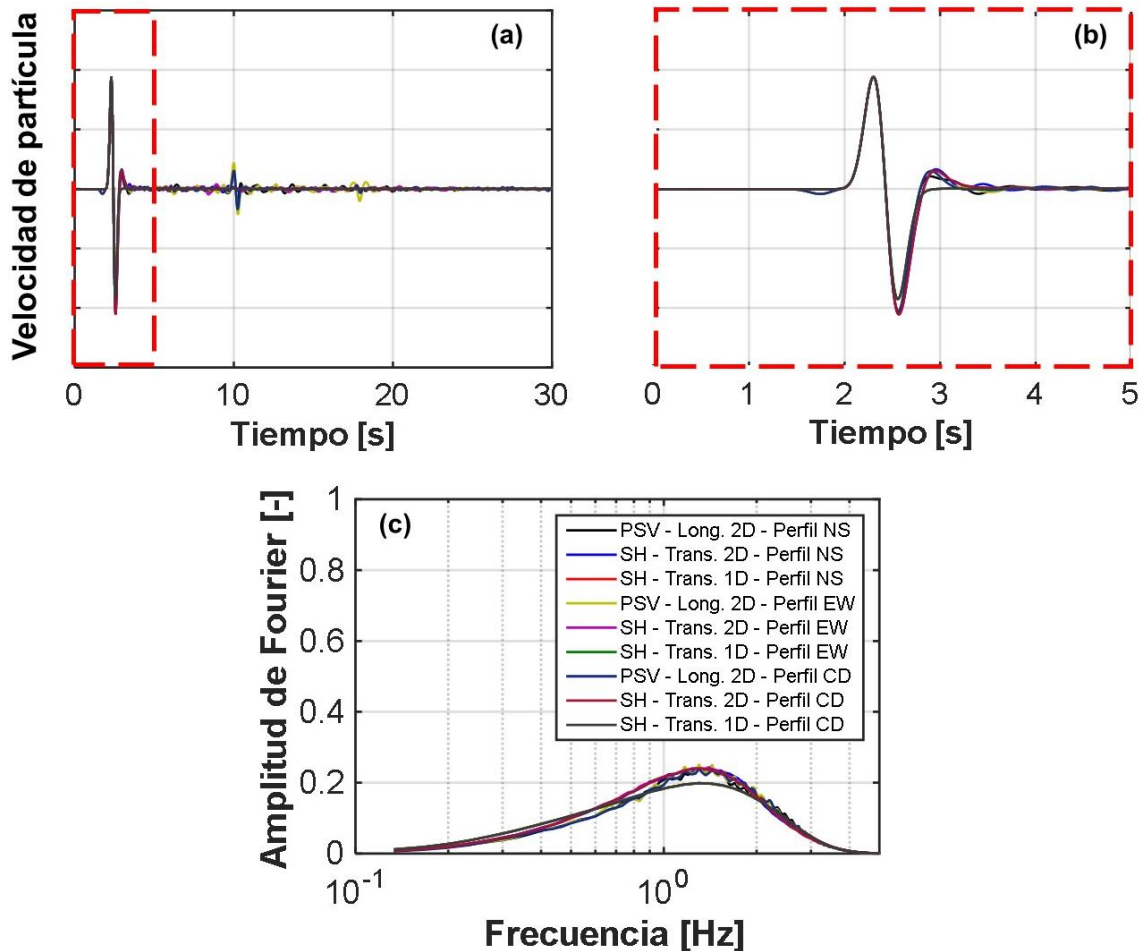


Figura 6.38: Comparación de sismogramas de referencia para cada perfil. (a) Comparación de sismogramas con 30 segundos de duración; (b) Detalle del *peak* de los sismogramas de referencia; (c) Sismogramas de referencia en el dominio espectral.

A través de la Figura 6.38 se puede ver como todos los sismogramas de referencia son prácticamente iguales, siendo independientes del perfil analizado. El modelo unidimensional es el único que presenta pequeñas diferencias, siendo visibles en el dominio espectral, sin embargo, se consideran despreciables.

Por un lado, en la Figura 6.39 es posible ver como las máximas velocidades horizontales bidimensionales presentan gran similitud y una leve diferencia con respecto al modelo unidimensional, que sobrestima la respuesta en superficie. Se ve como los sectores cercanos a los afloramientos rocosos tienden a presentar las mayores velocidades de partícula.

La máxima velocidad de partícula (PGV) en la componente vertical para ondas SV, la cual representa las ondas superficiales generadas, presenta de manera muy acentuada los efectos de borde que generan los afloramientos rocosos en los sectores ubicados al norte y en el centro, en los sectores próximos al cerro Renca. Además, se puede ver como la zona compuesta por grava manifiesta las menores razones de PGV, entorno al valor de 1.0, los cuales incrementan gradualmente hasta alcanzar la zona de transición, donde aumentan de manera rápida su valor, llegando a ser 7 veces mayor que en afloramiento para el caso del movimiento vertical.

Por lo tanto, en la Figura 6.39, es posible ver como la simulación numérica logra reflejar la correlación entre los mayores valores de razón de PGV y los daños evidenciados en terremotos, ya que las zonas de mayores intensidades se encuentran emplazadas próximas al cerro Renca (ver Figura 6.37). En la zona norte no existe una buena densidad de puntos de observación como para obtener una conclusión certera. Sin embargo, la evidencia de la baja competencia geotécnica y basamento rocoso medianamente profundo predice la existencia de un nivel de amplificación importante y altas intensidades.

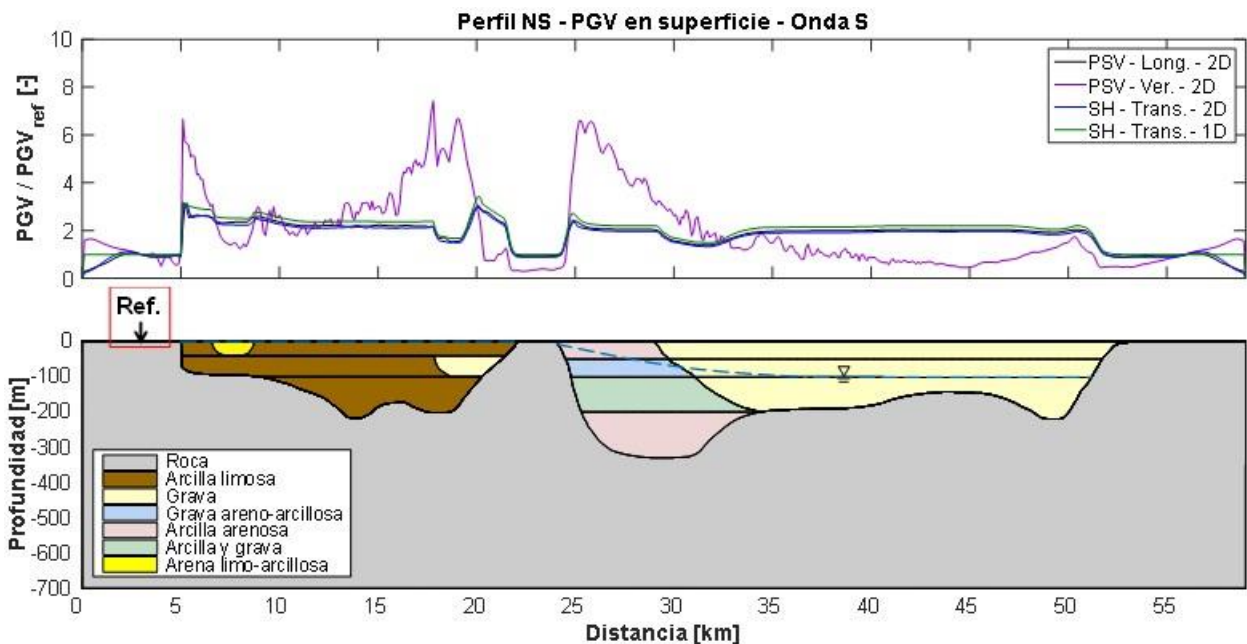


Figura 6.39: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil NS.

En la Figura 6.40 se muestra el PGV normalizado para el perfil EW. Se puede ver como el modelo unidimensional sobrestima levemente la velocidad simulada de manera bidimensional. Además, las componentes horizontales son sensibles a presentar

mayores velocidades en las zonas de geología superficial más deficiente, como la zona poniente y centro, con valores cercanos a 4 veces el sismograma de referencia.

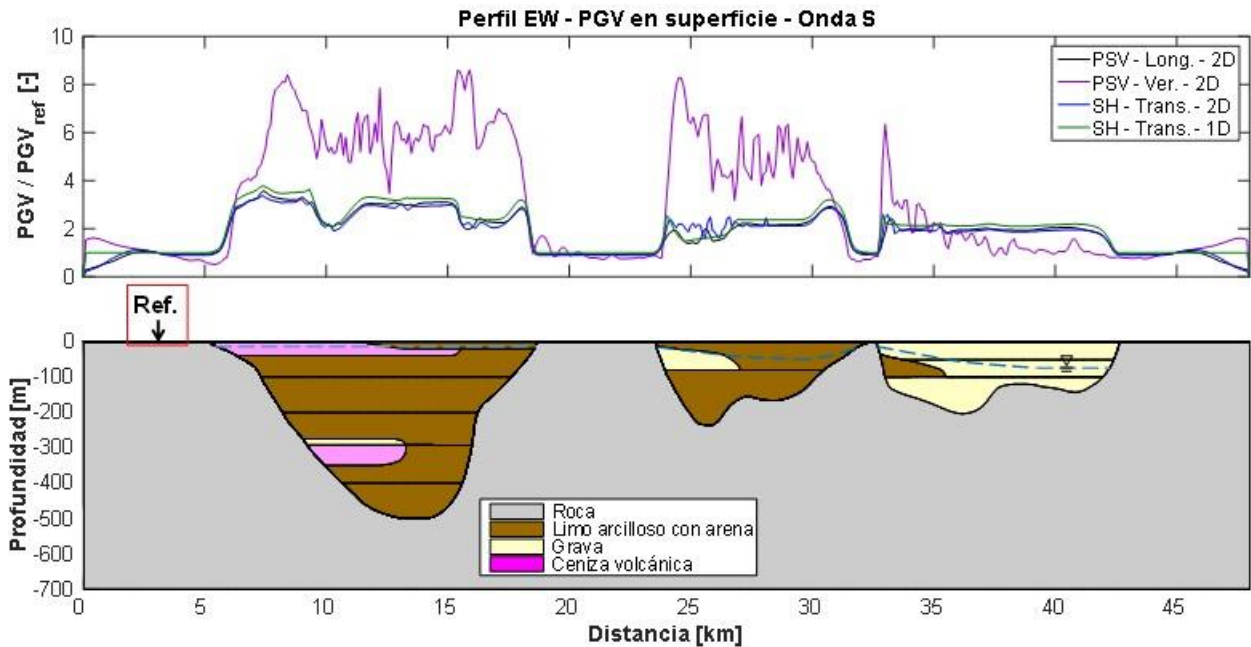


Figura 6.40: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil EW.

Nuevamente la componente vertical del movimiento es un claro parámetro para correlacionar la intensidad, ya que precisamente la zona centro presentó valores de hasta más de 7.0 grados, faltando información para corroborar lo evidenciado en la zona poniente. Luego la zona oriente muestra razones cercanas a 1.0, lo cual correlaciona con los bajos valores de intensidad (< 6.25 , según Figura 6.37)

Finalmente, en la Figura 6.41 se muestran los resultados para el perfil CD. Al igual que en los resultados anteriores el modelo unidimensional sobrestima el bidimensional, lo que también fue mostrado en el análisis de amplitudes espectrales (ver sección 6.6).

Un aspecto importante de recalcar es la leve diferencia entre los PGV en superficie y el de referencia de este perfil si es comparado con los perfiles anteriores. Sin embargo, refleja de muy buena manera el nivel de daños mostrado en la Figura 6.37, donde los depósitos de ceniza volcánica generaron intensidades incluso sobre los 8.0 grados. Esto es evidenciado notoriamente en las componentes horizontales y en menor medida en la vertical. En este caso, al no existir paredes laterales o afloramientos rocosos importantes hay una escasa generación de ondas superficiales, las cuales, en este perfil, son generadas únicamente en las zonas de cambio de geología superficial. Además, es posible notar como el PGV permanece prácticamente invariable en toda la zona de grava, sin generar cambios con la profundidad del basamento rocoso.

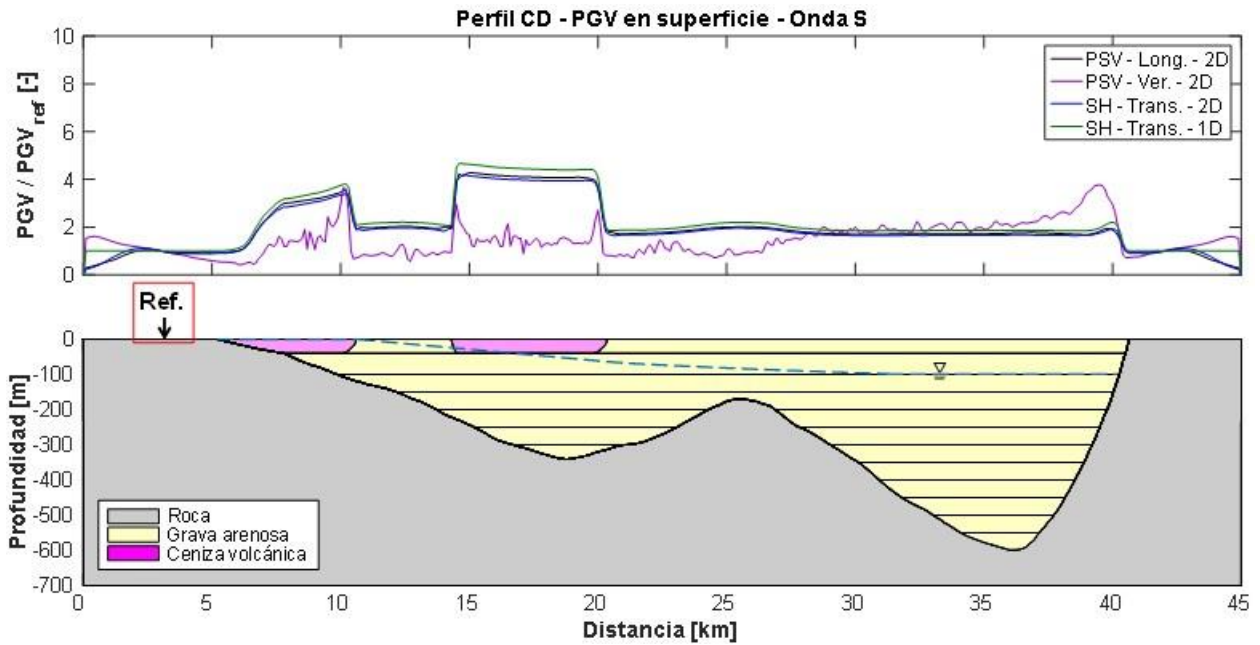


Figura 6.41: PGV normalizado en superficie para componentes horizontales y vertical. Perfil CD.

6.8. Factor de agravación relativo a un análisis unidimensional

En general, los estudios comúnmente realizados para un análisis ingenieril se basan en un análisis unidimensional, el cual no logra representar de manera precisa la compleja interacción de las ondas que se reflejan y refractan en el medio y en los afloramientos rocosos.

Chávez-García & Faccioli (2000) introducen el término factor de agravación (*Aggravation Factor, AG*), el cual se define como la razón entre el espectro de respuesta de un sitio cualquiera obtenido a través de una simulación bidimensional y el mismo para una unidimensional, permitiendo identificar zonas en que el modelo es sensible a su geometría y variación lateral. El factor de agravación espectral (*SAG*), se define según sigue a continuación en la Ecuación (6.3) y es calculado para un amortiguamiento de un 5%.

$$SAG(x) = \max \left[\frac{SA_{2D}(x)}{SA_{1D}(x)} \right] \quad (6.3)$$

Donde:

SA: Espectro de respuesta elástico con 5% de amortiguamiento, calculados para un período, $T \in [0.1 \text{ s}, 10 \text{ s}]$

x: Distancia evaluada según perfil analizado

Este factor de agravación espectral tiene como finalidad capturar las zonas del modelo que son sensibles a presentar variaciones con respecto a un modelamiento bidimensional. En otras palabras, al obtener el máximo entre la razón del espectro de

respuesta 2D y 1D en función de la distancia, es posible ver que zonas son sobrestimadas o subestimadas por un modelo unidimensional.

Si bien al obtener el máximo de cada espectro de respuesta y graficarlo en función de la distancia se pueden ver las zonas que contienen mayores diferencias entre modelos bidimensionales y unidimensionales, se pierde información con respecto a que rango de frecuencias se está generando esta diferencia.

Otro aspecto que debe ser individualizado es la zona del perfil que se está evaluando, ya que cada perfil contiene particularidades con respecto a sus suelos y geometría del basamento rocoso.

6.8.1. Perfil NS

El Perfil NS será dividido en tres sectores que han sido constantemente caracterizados en esta investigación. Estas zonas son:

- Sector norte (sector A) compuesto en su mayoría por suelo fino.
- Sector de transición (sector B) ubicado al sur del cerro Renca.
- Sector centro-sur (sector C) compuesto por grava de Santiago.

En la Figura 6.42 se muestra el factor de agravación máximo para cada receptor ubicado en superficie. Los receptores fueron espaciados cada 100 m. Cabe destacar que se muestra una función continua debido a que los receptores se encuentran muy próximos entre si con respecto al dominio del perfil (59 km con respecto a 100 m), sin embargo, cada receptor representa un punto dentro de la línea mostrada.

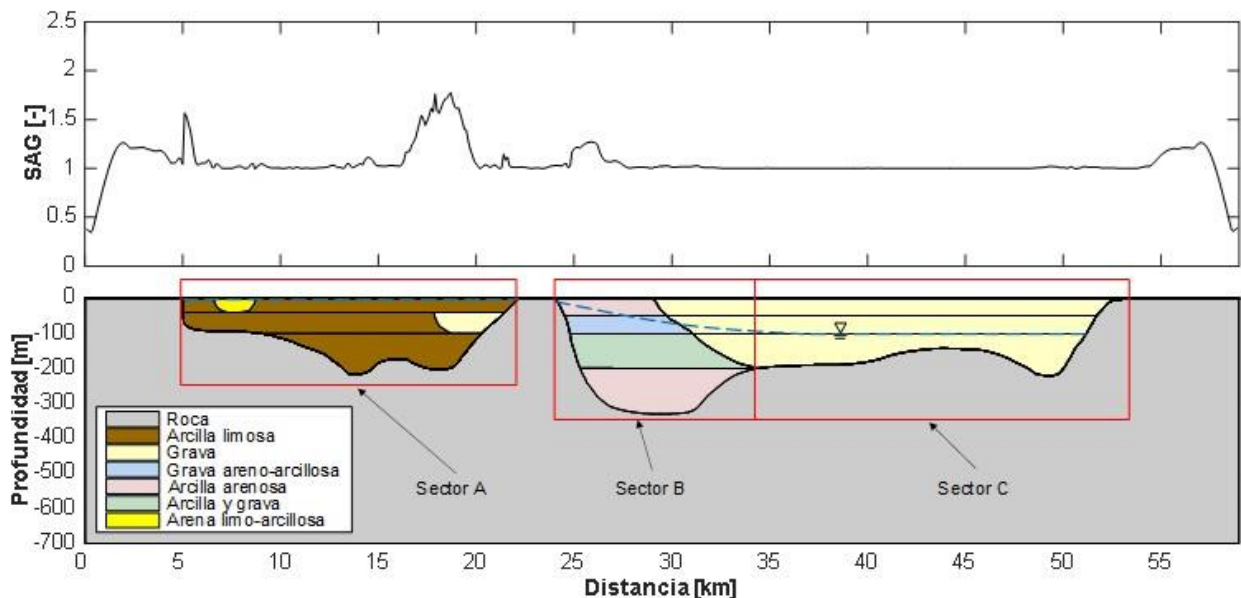


Figura 6.42: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil NS

Ahora, considerando la curva completa del factor de agravación, y no solo el máximo como fue mostrado en la Figura 6.42, se grafica el SAG de cada receptor ubicado en

superficie dentro del sector indicado anteriormente en función de la frecuencia. Así, en la Figura 6.43, se muestra el SAG de los receptores de cada sector individualizado.

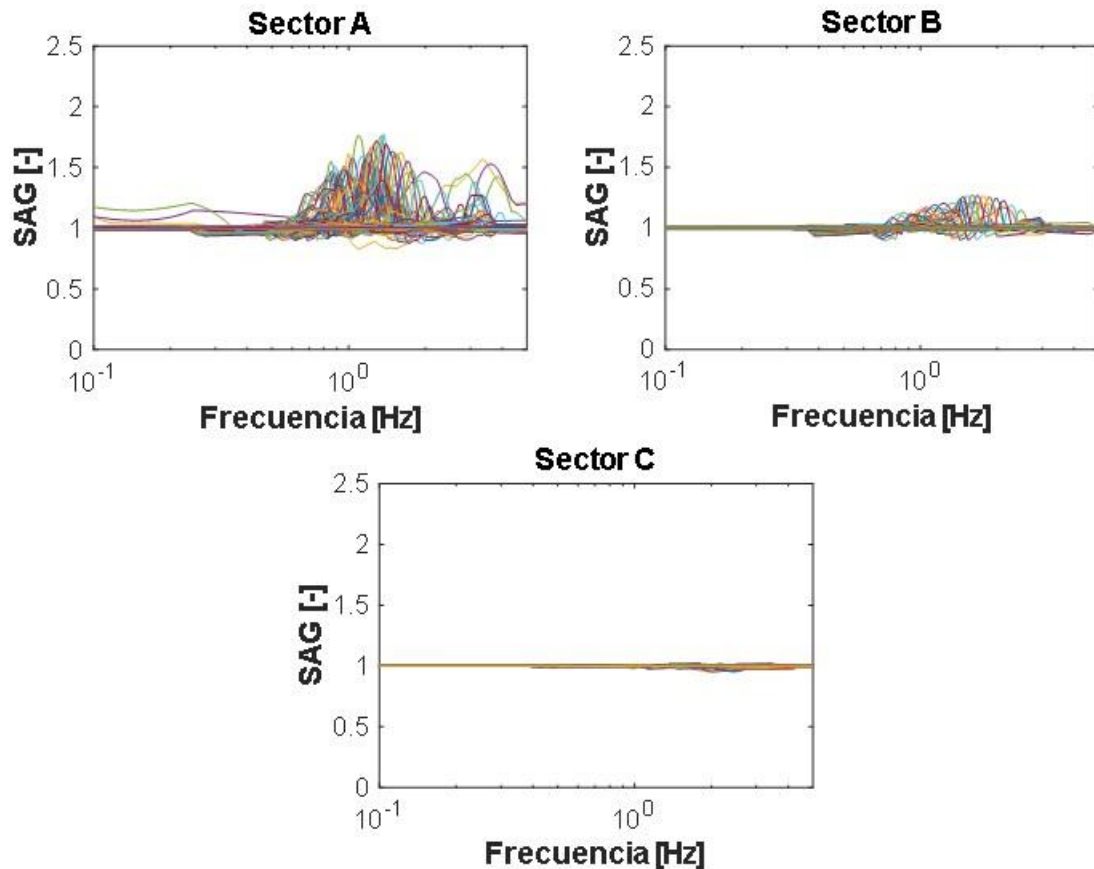


Figura 6.43: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil NS

De esta manera es posible ver notoriamente como el sector norte (sector A) presenta altos factores de agravación en un rango de frecuencias entre 0.7 [Hz] y 1.6 [Hz], aproximadamente. Esto permite decir que este sector presenta una gran sensibilidad al ser modelado unidimensionalmente y además la respuesta de sitio puede ser subestimada, incluso por un factor cercano a 2, por este tipo de modelos.

Luego, al trasladarse a la zona de transición (sector B) disminuyen los factores de agravación notablemente, pero aun así este sector también presenta una variabilidad importante al ser modelado de manera unidimensional.

Finalmente, la zona centro-sur compuesta por grava de Santiago (sector C), presenta una respuesta plana, lo cual es consistente con lo mostrado en resultados anteriores por esta investigación. Para esta zona no se manifiesta diferencia entre un modelo 2D y 1D, por lo que es factible realizar un modelamiento unidimensional sin subestimar la respuesta de sitio, debido principalmente al buen comportamiento sísmico de este material.

6.8.2. Perfil EW

El Perfil EW será dividido en tres sectores que se encuentran separados por los afloramientos rocosos de los cerros Renca y San Cristóbal. Estas zonas son:

- Sector poniente (Sector A), compuesto en su mayoría por suelo fino y depósitos de ceniza volcánica.
- Sector centro (Sector B), ubicado al oriente del cerro Renca y compuesto en su mayoría por suelo fino.
- Sector oriente (Sector C) compuesto por grava de Santiago.

En la Figura 6.44 se muestra el factor de agravación máximo para cada receptor ubicado en superficie. Los receptores fueron espaciados cada 100 m.

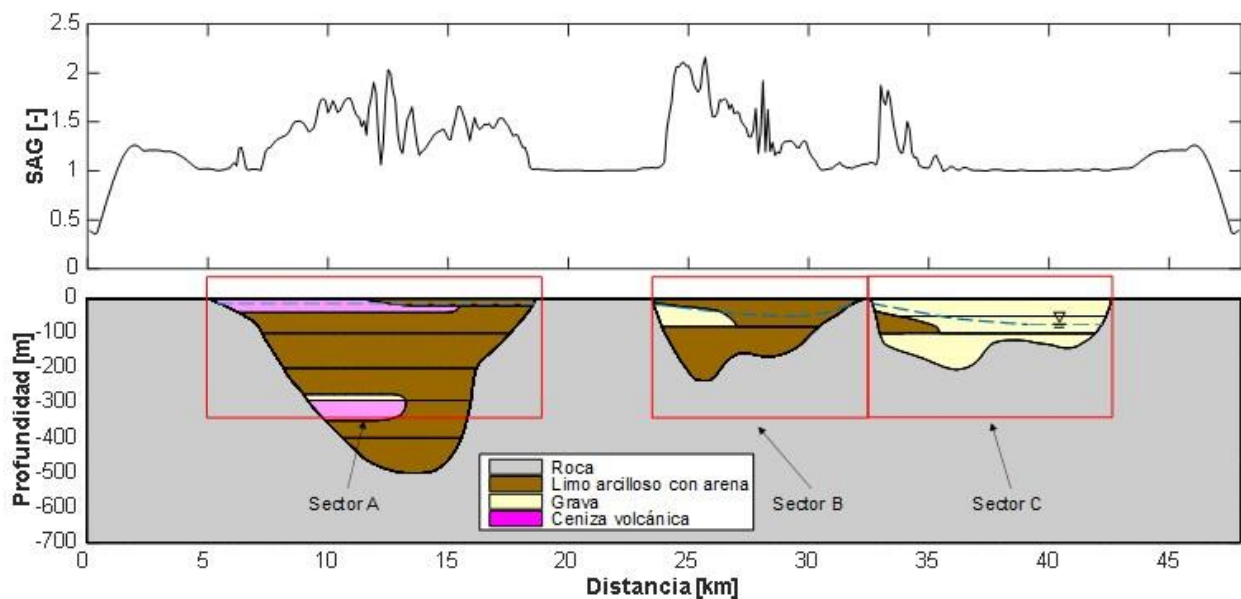


Figura 6.44: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil EW

Es posible ver como la respuesta unidimensional subestima en incluso un factor cercano a 2.5, acentuándose en zonas de baja velocidad de onda de corte o con altos contrastes de impedancia. La zona centro (Sector B) presenta los mayores SAG, en los sectores más próximos al afloramiento del cerro Renca. Estos resultados son consistentes con lo mostrado también en la sección 6.7, donde se grafica la razón PGV/PGV_{ref} , demostrando que el mayor nivel de amplificación en términos de velocidad de partícula es visto en los sectores cercanos a los afloramientos rocosos, y en especial, cercanos al cerro Renca.

De la misma manera que para el Perfil NS, considerando la curva completa del factor de agravación, se grafica el SAG de cada receptor ubicado en superficie dentro del sector indicado anteriormente en función de la frecuencia. Así, en la Figura 6.45, se muestra el SAG de los receptores de cada sector individualizado.

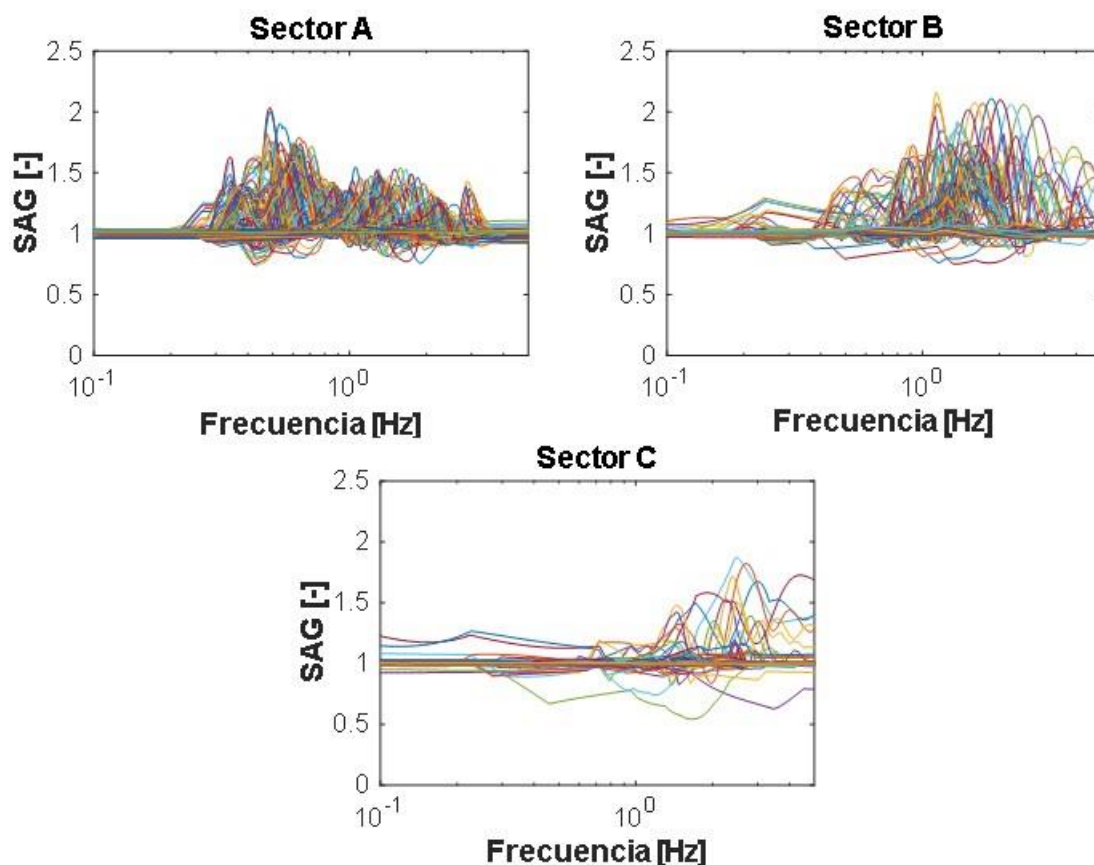


Figura 6.45: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil EW

Al hacer la distinción entre los diferentes sectores del perfil EW, es claro notar como en la zona con suelos de baja competencia geotécnica (zona poniente, sector A) los factores de agravación incluso superan el factor de 2,0, mostrando una gran densidad de curvas por sobre la unidad, lo cual demuestra la gran subestimación que genera el modelamiento unidimensional y la alta sensibilidad que presenta esta zona con respecto a la consideración de la geometría y la variación lateral de las capas de suelo.

Luego, la zona centro (sector B), nuevamente muestra altos valores de agravación en un rango mayor de frecuencias. Y, por último, la zona oriente (sector C), muestra una baja densidad de curvas que superan la unidad (SAG=1,0) tendiendo en general a evidenciar un comportamiento plano. La existencia de curvas mayores a 1,0 se explica por la intercalación de un estrato de suelo fino en la zona próxima al cerro San Cristóbal (ver Figura 6.44

6.8.3. Perfil CD

Por último, el Perfil CD será dividido en dos sectores muy marcados. Estas zonas son:

- Sector poniente (sector A) compuesto superficialmente por ceniza volcánica o unidad denominada Ignimbrita Pudahuel.
- Sector centro-oriente (sector B) compuesto en su totalidad por grava de Santiago.

En la Figura 6.46 se muestra el factor de agravación máximo para cada receptor ubicado en superficie. Los receptores fueron espaciados cada 100 m.

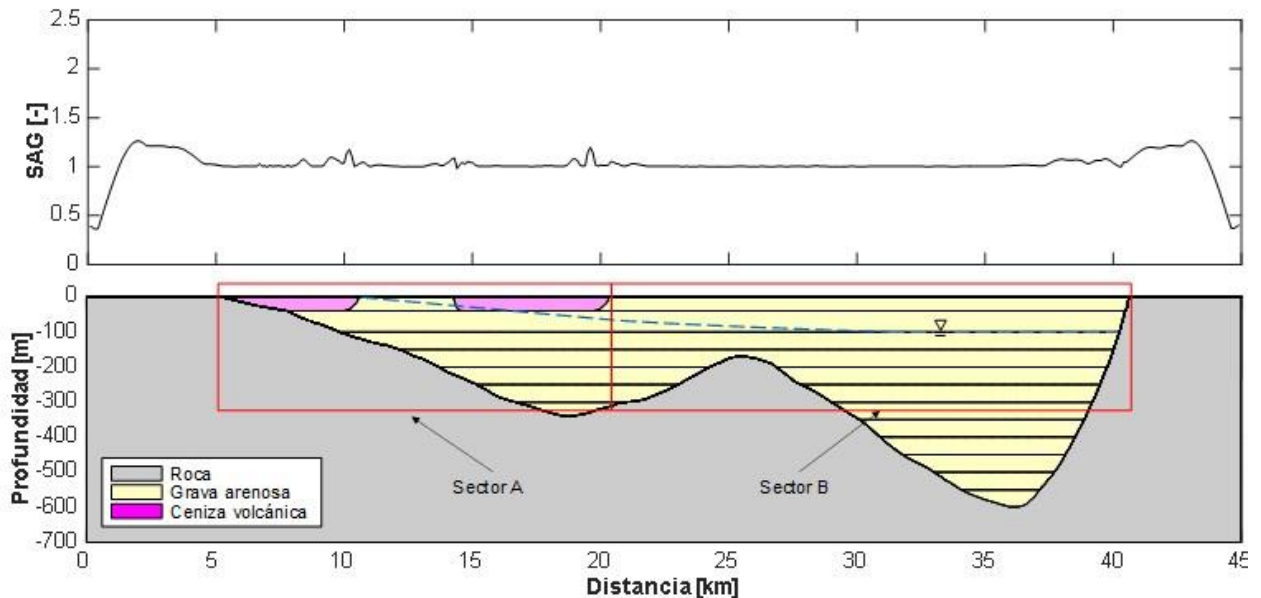


Figura 6.46: Factor de agravación máximo en función de la distancia, Perfil CD

Tal como se esperaba, los resultados de factores de agravación para este perfil son consistentes con lo discutido en esta investigación. Un modelamiento unidimensional, logra resolver con bastante precisión la respuesta en superficie que entrega un modelo bidimensional. Esto se comprueba debido a que la curva de factor de agravación máximo es prácticamente plana ($SAG = 1,0$), presentando leves aumentos en las zonas de ceniza volcánica.

Este resultado es consistente también con lo mostrado en la Figura 6.47 al separar los factores de agravación por sector y visualizar completamente las curvas y no solo su *peak*. En donde se puede ver que se mantiene la tendencia de mostrar valores de SAG en torno a la unidad, teniendo leves aumentos en el sector A, en frecuencias cercanas a 2,0 [Hz].

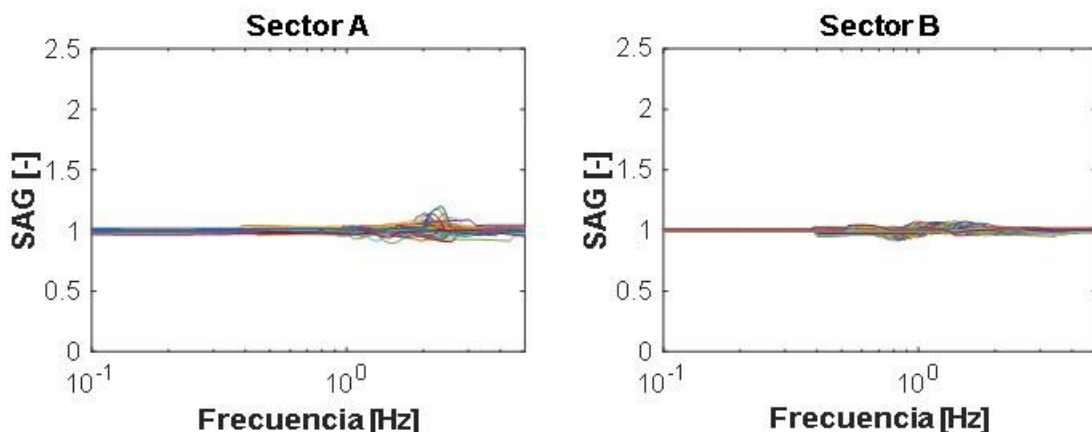


Figura 6.47: Factor de agravación en función de la frecuencia para cada sector del perfil CD

6.9. Movimiento de partícula en superficie

Para poder analizar el tipo de movimiento generado en superficie se muestra la velocidad de partícula de los 10 receptores seleccionados en el capítulo anterior para cada perfil. Para esto se grafica la componente horizontal junto con la componente vertical, obtenida de la simulación de un caso P-SV para un plano incidente de onda S.

De esta manera, la Figura 6.48 (superior) muestra el movimiento en el perfil NS. Es posible ver como en un suelo rígido hay una baja verticalidad del movimiento y una menor amplitud de la componente horizontal al compararlo con un suelo fino, donde se ve claramente un movimiento elíptico, característico de las ondas superficiales tipo Rayleigh.

Por su parte, el perfil EW en la Figura 6.48 (medio) muestra altas amplitudes del movimiento vertical lo cual también fue evidenciado en la Figura 5.10, además de mostrar un movimiento elíptico en la mayor parte de los receptores analizados.

En la Figura 6.48 (inferior) se muestra el movimiento de partícula para el perfil CD, es interesante notar como en los depósitos de ceniza volcánica el movimiento horizontal es notoriamente mayor que para el caso de un suelo rígido. Por ejemplo, los receptores (c) y (d) generan un movimiento horizontal de al menos dos veces el evidenciado en (b) y (e), los cuales se encuentran a escasos kilómetros de distancia, esto debido principalmente a la baja velocidad de onda de corte de los depósitos de ceniza volcánica. Otro aspecto interesante es que el perfil CD muestra un movimiento dominado por la horizontalidad con una baja componente vertical del movimiento en comparación con el perfil EW, siendo este un factor común de los depósitos con alta rigidez en los 3 perfiles simulados.

Al comparar los perfiles NS y EW, para un suelo fino, pero con mayor profundidad como es el caso de los receptores (c) y (b), respectivamente, se puede ver como un depósito profundo genera sismogramas con mayor amplitud horizontal y vertical.

Además, el perfil CD refleja claramente como los depósitos de ceniza volcánica generan una amplificación del movimiento al compararlo con la grava de Santiago, donde el movimiento es mucho más acotado y con una baja componente vertical.

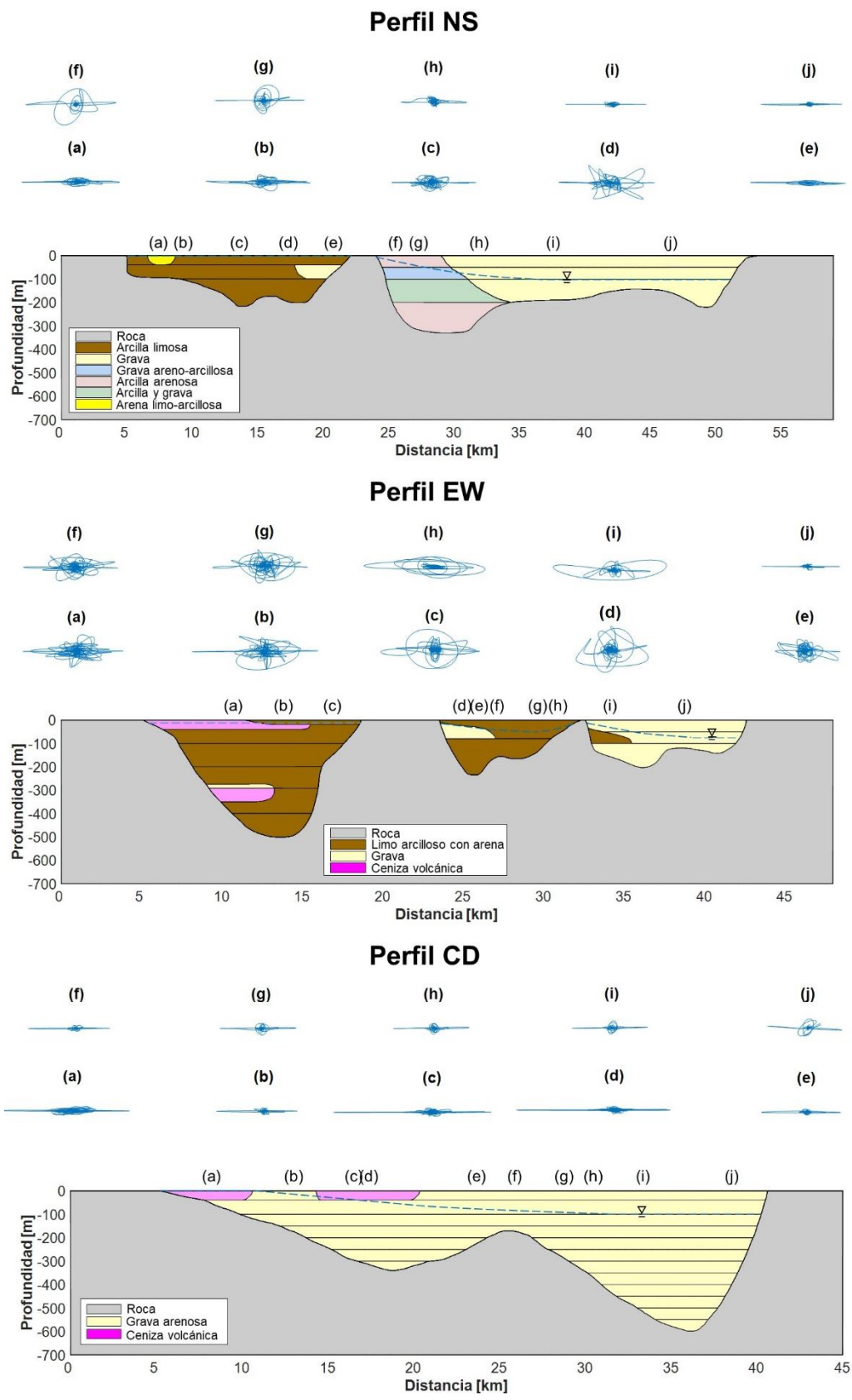


Figura 6.48: Movimiento de partícula en superficie para cada perfil. El movimiento observado corresponde al plano longitudinal y vertical.

6.10. Eventos ocurridos en la Cuenca y sus características

Para comprobar que el modelo numérico logra capturar como la geometría de la Cuenca y sus suelos modifican las características de los sismos, se muestran eventos ocurridos en las cercanías y que fueron registrados por la red de estaciones temporales instaladas por el Centro Sismológico Nacional (CSN). Debido a que estos instrumentos midieron de forma continua durante los años 2013 y 2014, se localizan eventos que ocurrieron durante estos años con magnitudes relativamente importantes y que permiten ver las diferentes características que impone la geología superficial. Las estaciones seleccionadas se encuentran ubicadas en zonas representativas, éstas son:

- DG21: Ubicada en la zona norte del cerro Renca sobre depósitos de suelo fino.
- DG27: Ubicada al sur del cerro Renca en la zona de transición.
- DG19: Ubicada en la zona centro sobre grava de Santiago.

Las ubicaciones de estas estaciones sobre la geología superficial se muestran en la Figura 6.49.

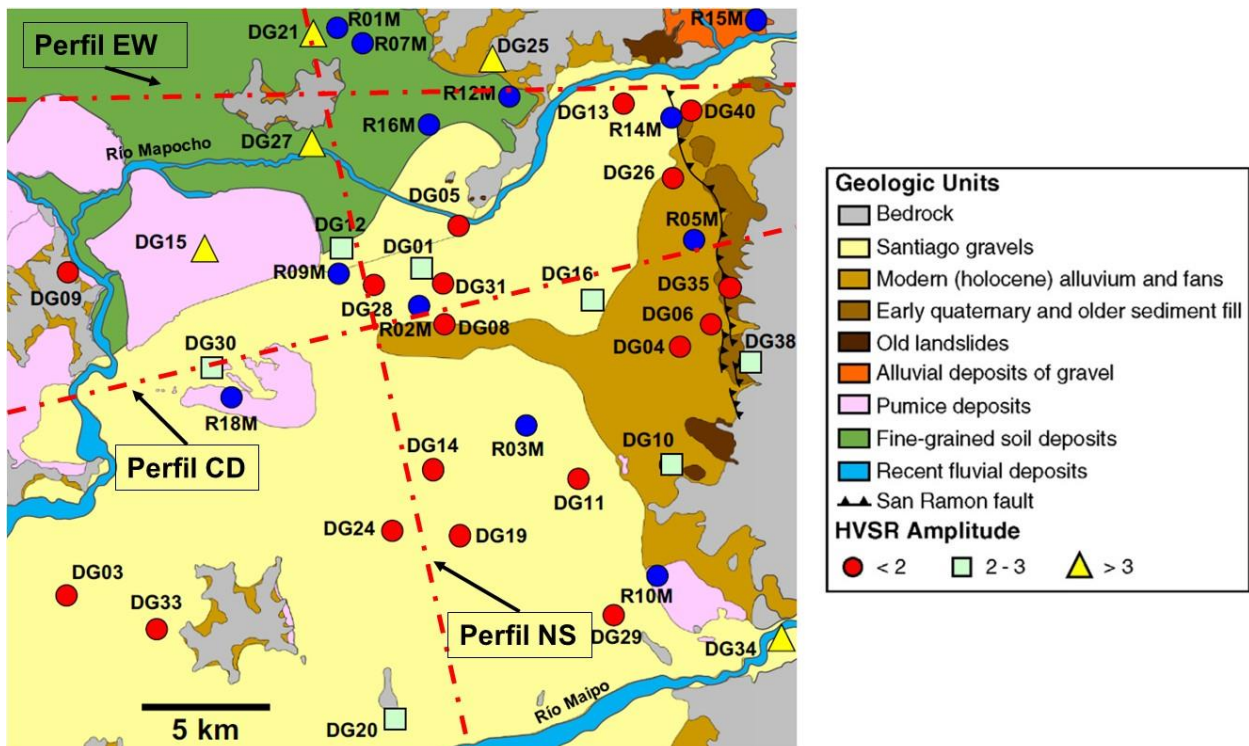


Figura 6.49: Ubicación de estaciones banda ancha sobre geología superficial. Pastén et. al. (2016) sobre geología superficial propuesta por Leyton et. al (2010).

Para esta comparación se eligen dos sismos ocurridos entre los años 2013 y 2014. El primer evento tuvo origen el día 22 de diciembre del año 2013, a las 01:53 hrs con coordenadas geográficas Latitud -32.87° y Longitud -70.62° . Se denomina Evento 24 y corresponde un sismo de magnitud $M_w=5.0$. Su epicentro fue ubicado a 37 km al norte de Colina, con una profundidad focal que alcanza los 95.3 km.

El segundo evento, tuvo origen el día 23 de enero del 2014, a las 08:59 hrs con coordenadas geográficas Latitud -33.33° y Longitud -70.28° . Se denomina Evento 33 y corresponde a un sismo de magnitud $M_w=4.1$. Su epicentro fue localizado a 3 km al noreste de Farellones, con una profundidad focal que alcanza los 106.9 km.

Para el primer evento, mostrado en la Figura 6.50, el registro en grava de Santiago (estación DG19) presenta un movimiento impulsivo pero que se atenúa rápidamente, siendo característico de un depósito de alta rigidez y que por lo tanto, no genera una amplificación relevante, pudiendo ser considerado como un sismograma de referencia en sedimento para la Cuenca, siendo bastante útil para compararlo con sismogramas medidos en otros tipos de suelos e identificar la existencia de amplificación/deamplificación y otros efectos producidos como el aumento en la duración del movimiento y las ondas superficiales generadas.

Es claro ver como las estaciones ubicadas en depósitos de baja competencia geotécnica cambian las características del sismograma medido en grava, como por ejemplo la estación DG21, emplazada sobre depósitos de suelo fino del norte, donde el PGV incrementa, así como también la duración del movimiento.

El cambio en cada sismograma medido es característico del lugar de emplazamiento para los dos eventos mostrados y no del evento en sí mismo. Así, sin importar el hipocentro ni la magnitud del sismo, los diferentes depósitos de suelo de baja competencia geotécnica de la Cuenca amplifican el movimiento en las 3 direcciones espaciales.

Es interesante notar la diferencia existente entre las amplitudes horizontales y vertical registradas en DG19, sin embargo, tanto en DG21 como en DG27 las 3 componentes tienen amplitudes similares, lo que evidencia como la múltiple reflexión de ondas en las paredes laterales y, sobre todo, el fuerte cambio en la geometría que imponen los cerros islas genera grandes cambios en los sismogramas. Cabe destacar que la amplificación mostrada en las componentes verticales de DG21 y DG27 también es reproducido en la simulación numérica, lo cual fue mostrado y explicado anteriormente en la sección 5.2 (para mayor detalle ver por ejemplo Figura 5.3, Figura 5.4 y Figura 5.6).

Evento 24 – Mw = 5.0

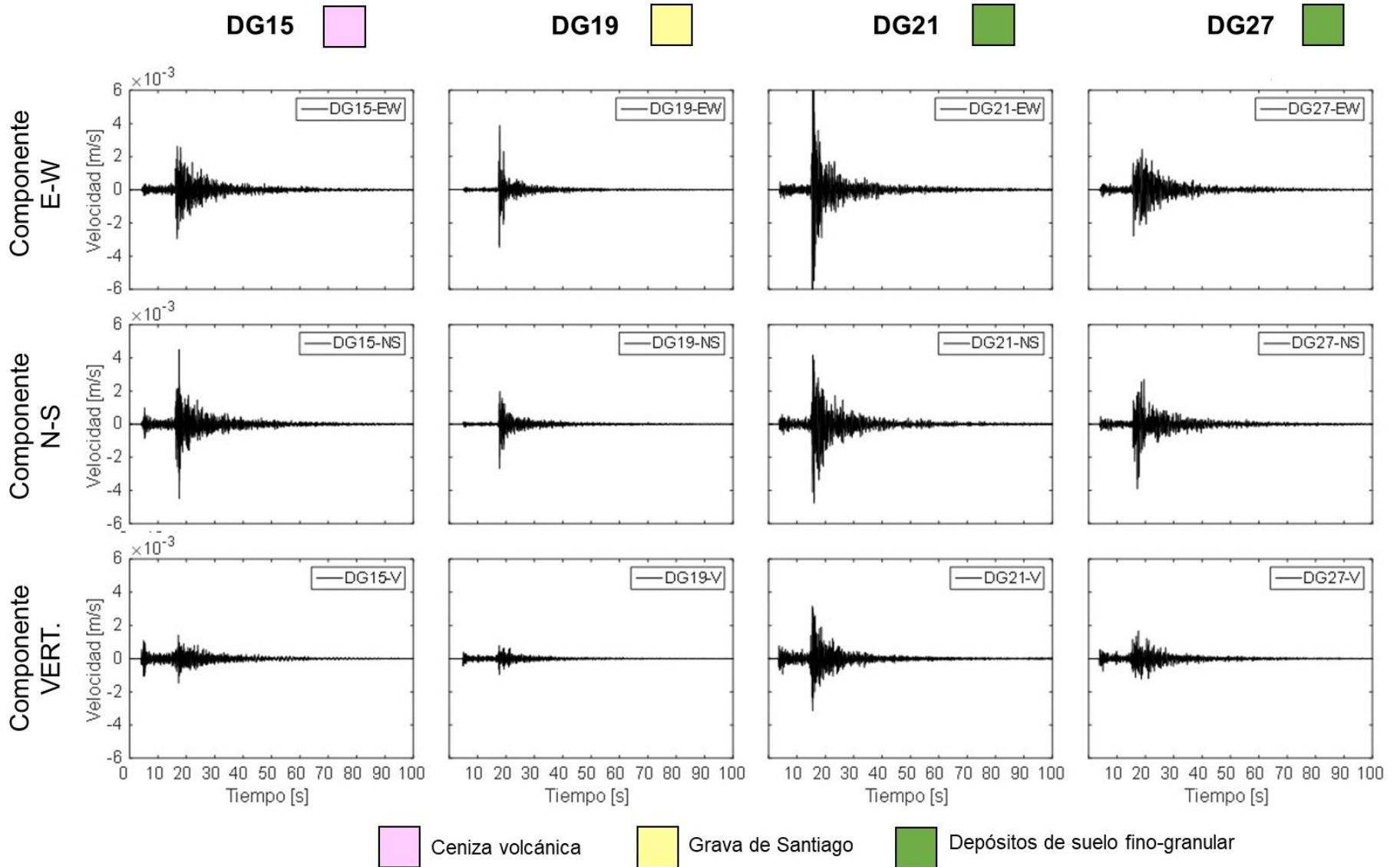


Figura 6.50: Sismogramas medidos en la Cuenca de Santiago para diferentes tipos de suelos. Evento 24.

Evento 33 – Mw = 4.1

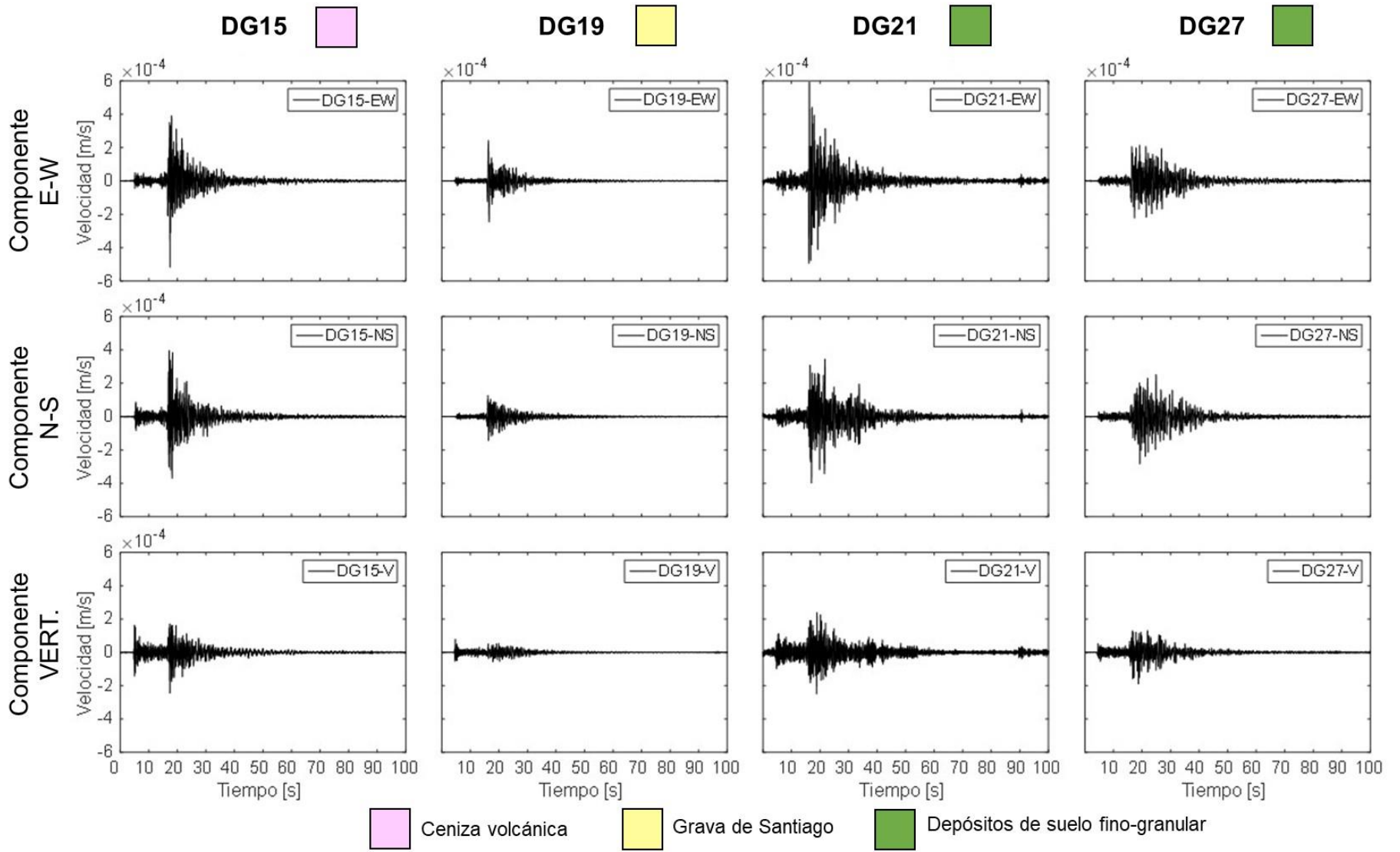


Figura 6.51: Sismogramas medidos en la Cuenca de Santiago para diferentes tipos de suelos. Evento 33.

De la misma manera, la simulación numérica logra reflejar el cambio en el movimiento del suelo dependiendo de la geología del sector, esto se muestra en la Figura 6.52, donde el sismograma de la izquierda muestra lo simulado en un receptor emplazado en la misma ubicación de la estación DG21 (suelo fino del norte de Santiago) mientras que el de la derecha está instalado en la ubicación de DG19 (grava de Santiago).

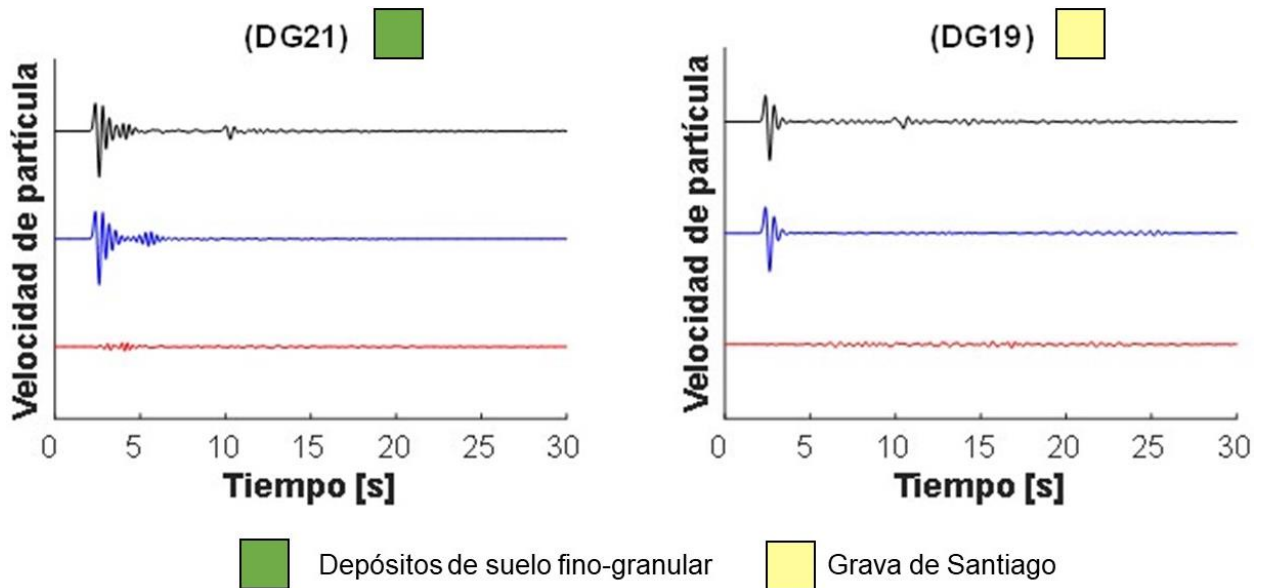


Figura 6.52: Sismogramas sintéticos con receptores emplazados sobre estaciones banda ancha. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinales SV y transversales SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada por un factor de 2.

Si bien, se debe tener en cuenta que la simulación numérica fue realizada para un pulso de Gabor con un contenido de frecuencias hasta 5.0 Hz, los sismogramas representan las características principales mostradas en las estaciones banda ancha para sismos reales. Por ejemplo, DG19, muestra que, para cada evento, las componentes horizontales tienen amplitudes similares, pero la componente vertical es varias veces menor. Además, las 3 componentes atenúan rápidamente el movimiento. Esto logra ser capturado por la simulación numérica, con una rápida atenuación de las componentes horizontales y un bajo movimiento vertical.

Las componentes horizontales en DG21 (Figura 6.52, izquierda) exhiben una mayor duración que la mostrada en la grava de Santiago, siendo consistente con lo mostrado para los sismos reales. Sin embargo, la componente vertical no muestra la alta amplitud mostrada en los eventos reales.

En comparación, en la Figura 6.53 se muestran los sismogramas sintéticos obtenidos a través del receptor instalado en el modelo numérico en la misma ubicación de la estación DG27 (ubicado en la zona de transición al sur del cerro Renca). En este se puede ver la gran diferencia que existe con la respuesta entregada en un receptor ubicado en grava de Santiago (por ejemplo, DG19). Las componentes horizontales dadas por los sismogramas sintéticos en DG27 alcanzan una mayor amplitud o PGV y una mayor duración del movimiento. La componente vertical SV exhibe una gran amplitud, lo cual es

consistente con el comportamiento en los sismos reales mostrados en la Figura 6.50 y Figura 6.51.

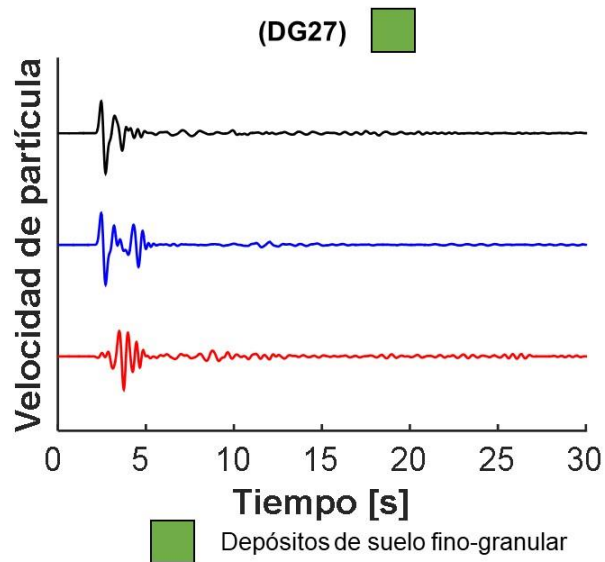


Figura 6.53: Sismogramas sintéticos con receptor emplazado sobre estación DG27. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinales SV y transversales SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada por un factor de 2.

Por lo tanto, a través de los registros de sismos reales medidos dentro de la Cuenca se logra confirmar lo mostrado por la simulación numérica. Si bien, se considera que el contenido de frecuencias de hasta 5.0 Hz es bajo como para poder reflejar fielmente un sismo real, el análisis anterior se centra en estudiar si los modelos numéricos logran capturar lo característico de cada sector, pudiendo reflejar las amplificaciones y múltiples interacciones generadas, así como la mayor duración del movimiento que exhibe la zona norponiente en comparación con la zona centro-sur y oriente.

Bajo estas condiciones, es posible decir que los perfiles modelados, en general, capturan el comportamiento sísmico de cada sector de la Cuenca. Esto confirma también, que existe una buena información geotécnica integrada en los perfiles y que las Ecuaciones de velocidad definidas son acordes con la realidad. De acuerdo con esto, los perfiles pueden ser utilizados para extrapolar estos resultados a sismos reales, aumentando la frecuencia creíble, con una discretización del continuo aún más densa y utilizando una función fuente con un mayor contenido de frecuencias.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Conclusiones

El modelamiento numérico de la Cuenca de Santiago, considerando perfiles de grandes dimensiones, representa un avance en el entendimiento de los principales factores que determinan su respuesta sísmica. Los softwares comerciales unidimensionales, ampliamente utilizados en la práctica, se presentan como una herramienta útil pero que debe ser utilizada con precaución debido a que la compleja geometría de la Cuenca, las propiedades dinámicas de los suelos y las heterogeneidades laterales pueden generar que este tipo de softwares subestime la respuesta de sitio.

Esta investigación simula perfiles de hasta 60 km de longitud, con una caracterización detallada de las capas de suelo en cada zona de acuerdo con información de pozos profundos, mediciones de microvibraciones y velocidad de onda de corte. Se definen velocidades para 3 tipos de suelos: Grava de Santiago, zona de transición y suelo fino, e incorporando también los depósitos de ceniza volcánica en el poniente de Santiago. Además, el perfil del basamento rocoso se caracteriza de acuerdo con los estudios gravimétricos recientes.

Los sismogramas sintéticos obtenidos son mostrados en términos relativos entre los sitios de interés sobre distintos tipos de suelo, ya que la amplitud de la función fuente ingresada no busca comparar un terremoto real. Sin embargo, las amplificaciones y frecuencias predominantes de los depósitos son independientes de la excitación si se considera un frente de ondas incidente. El rango de frecuencias de hasta 5.0 Hz es suficiente para visualizar la frecuencia predominante de todos los sectores analizados, pero claramente, es insuficiente si se desea realizar una comparación entre terremotos reales y simulados, lo cual está fuera del alcance de esta investigación.

Bajo estas condiciones, el modelamiento es válido para lograr caracterizar sísmicamente las diferentes zonas de la Cuenca, reflejando la respuesta de sitio y las múltiples interacciones de ondas en superficie, quedando en evidencia como la geometría de la Cuenca y el tipo de suelo modifica la respuesta en superficie, generando una mayor duración del movimiento en los sectores norte, norponiente y poniente de la Cuenca y, una rápida atenuación y leve modificación de los sismogramas sintéticos en superficie con respecto al *input* para la zona centro-sur y oriente.

Las principales conclusiones obtenidas de la simulación de los 3 perfiles son las siguientes:

- Para gran parte de los suelos de la Cuenca, las frecuencias predominantes obtenidas a través de razones espectrales H/V medidas en terreno evidencian una alta sensibilidad con respecto a la geometría del basamento rocoso al ser graficados en función de la distancia en cada perfil. Las amplitudes aumentan consistentemente en presencia de suelos con propiedades dinámicas deficientes, denotando un gran contraste de impedancia. Esto deja de ser válido al estar en

depósitos de grava de Santiago. Este efecto es reflejado en los resultados de los modelos numéricos vistos en todos los perfiles analizados.

- La zona norte evidencia un gran aumento en la generación de ondas superficiales y duración del movimiento producto de la baja competencia geotécnica de sus suelos y la múltiple interacción de ondas con los afloramientos rocosos, donde el cerro Renca influye notablemente en la respuesta en superficie.
- Al ver los sismogramas sintéticos en función de la distancia sobre los perfiles, se diferencia notoriamente los sectores que presentan una fuerte modificación de la respuesta en superficie producto de la generación de ondas superficiales. Estos lugares son: Zona norte, norponiente, de transición (cerca al cerro Renca) y poniente en comparación con la zona centro-sur y oriente.
- Los perfiles muestran satisfactoriamente el buen comportamiento sísmico de la grava de Santiago, tanto en los sismogramas sintéticos con una baja duración del movimiento, como en el dominio espectral con razones espectrales prácticamente planas, pudiendo ser considerado como un suelo de referencia para comparar la respuesta de otros tipos de suelos.
- Un modelo unidimensional no logra captar las múltiples interacciones de ondas con los afloramientos rocosos, generando sismogramas sintéticos de menor duración del movimiento que los obtenidos con una simulación bidimensional. Esta interacción se acentúa en la zona norte, norponiente y poniente.
- Para la modelación bidimensional, existe una razonable consistencia entre las curvas de razones espectrales H/V medidas y simuladas para todos los perfiles, en donde se puede destacar que los modelos numéricos reproducen de buena manera la respuesta plana o de muy baja amplitud en suelos rígidos, como también frecuencias predominantes y amplitudes en suelos de baja competencia geotécnica.
- En general, las frecuencias predominantes resultantes de un modelamiento unidimensional entrega valores similares que lo obtenido por uno bidimensional, presentando en casos particulares diferencias que no sobrepasan el 50%.
- En términos de amplitud espectral, existe una mayor diferencia entre un modelamiento bidimensional y unidimensional, donde este último puede llegar a sobrestimar la respuesta en hasta un 100%, sobre todo en perfiles con suelos de baja competencia geotécnica, como el perfil EW y NS. Se observa que también existen diferencias en zonas intermedias y demás armónicos
- Los resultados de los 3 perfiles, en términos de razones espectrales, muestran que el modelo de velocidad definido para cada sector es acorde a lo medido en terreno.
- La zona de transición, al sur del cerro Renca, presenta valores de PGV normalizado altos, lo cual correlaciona con los daños exhibidos para los terremotos de Valparaíso (1985) y del Maule (2010). De la misma manera, la unidad de ceniza

volcánica o Ignimbrita Pudahuel, también entrega valores de PGV sobresalientes. Por otro lado, la grava de Santiago presenta valores bajos, confirmando una buena correlación entre el nivel de daños y el PGV de los sismogramas sintéticos.

- Toda la información disponible permite indicar que la zona norte es especialmente susceptible a presentar amplificación sísmica debido a la baja competencia geotécnica de sus suelos y de la geometría del basamento rocoso, lo cual es fuertemente evidenciado en el modelo numérico con un notorio cambio en los sismogramas sintéticos en superficie y una duración del movimiento varias veces mayor que la de la grava de Santiago.
- Los factores de agravación confirman lo visto en todos los resultados en la simulación numérica de los 3 perfiles. La zona norte, presenta factores de agravación de hasta 2.0 con una gran densidad de curvas por sobre el valor de 1.0, lo cual va disminuyendo al ir aproximándose a la zona de grava de Santiago donde prácticamente todas las curvas están en torno a la unidad. En términos prácticos, esto quiere decir que un modelo numérico unidimensional subestima la respuesta espectral en hasta un 100%. Lo mismo ocurre en la zona norponiente y poniente, en comparación con la zona oriente, donde se ve claramente como la grava de Santiago puede ser modelada de manera unidimensional sin mayores diferencias ($SAG=1.0$), lo cual deja de ser válido para suelos más deficientes y otras zonas de la Cuenca.
- Se corrobora lo visto en el modelamiento numérico con eventos sísmicos reales de magnitud intermedia-baja ocurridos entre el año 2013 y 2014 con epicentros cercanos a la Cuenca, en términos de la duración del movimiento y la modificación de la respuesta en superficie según la zona de la Cuenca considerada. Con esto se confirma que la zona norte, norponiente y poniente producen un aumento de la duración del movimiento y un aumento en la amplitud (PGV) de los sismogramas, tal como fue mostrado por la simulación.

7.2. Recomendaciones

De acuerdo con lo mencionado anteriormente, a continuación, se detallan las recomendaciones y futuros pasos a seguir para complementar esta investigación:

- Realizar un estudio que permita caracterizar la velocidad de onda de corte de la parte más somera de la Cuenca de Santiago (~100 m) a modo complementario al estudio realizado por Salomón (2017), quien caracterizó estratos más profundos. De esta manera, se pueden ajustar las ecuaciones de velocidades de cada tipo de suelo.
- Aumentar la densidad de mediciones H/V para complementar el mapeo de frecuencias predominantes en la Cuenca, debido a que existen zonas que aún no cuentan con este tipo de mediciones o tienen una muy baja cantidad. Esto es esencial para poder verificar si los perfiles reflejan el comportamiento sísmico real.

- Generar un modelo 3D de la Cuenca que permita evaluar las diferencias entre una simulación de este tipo y una bidimensional y unidimensional como las realizadas en el presente estudio.
- Incluir la topografía dentro del modelo numérico, para considerar este efecto en el comportamiento sísmico de la Cuenca, debido a que la gran cantidad de cerros y islas presentes generan cambios relevantes en la respuesta en superficie.
- Alcanzar frecuencias mayores que busquen una comparación entre sismos reales y simulados ocurridos en la Cuenca y que permitan validar los modelos numéricos y de velocidad, permitiendo estimar daños producto de eventos con otro mecanismo de falla, por ejemplo, de tipo intraplaca de profundidad intermedia o un hipotético escenario de activación de la Falla de San Ramón.
- De utilizar los perfiles definidos en esta investigación para comparar un terremoto real y uno simulado, se recomienda considerar la variación en profundidad de la velocidad de onda de corte del basamento rocoso y realizar un mallado aún más denso para aumentar la frecuencia creíble.

BIBLIOGRAFÍA

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.

Bielak, J., Ghattas, O. & Kim, E.-J., 2005, Parallel Octree-Based Finite Element Method for Large-Scale Earthquake Ground Motion Simulation. CMES, Vol. 10, No.2, pp. 99-112.

Bielak, J., Loukakis, K., Hisada, Y., Yoshimura, C., 2003. Domain Reduction Method for Three-Dimensional Earthquake Modeling in Localized Regions, Part I: Theory. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No.2, pp. 817-824.

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.

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. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 100, No. 4, pp. 1427-1455.

Chaljub, E., Maufroy, E., Moczo, P., Kristek, J., Hollender, F., Bard, P.-Y., Priolo, E., Klin, P., De Martin, F., Zhang, Z., Zhang, W. & Chen, X. 2015. 3-D numerical simulations of earthquake ground motion in sedimentary basins: testing accuracy through stringent models. Geophys. J. Int. 000.

Chávez-García, F. & Faccioli, E., 2000. Complex site effects and building codes: making the leap. J. Seismol. 4:23-40.

Chávez-García, F., Raptakis, D., Makra, K. & Pitilakis, K., 2000. Site effects at Euroseistest – II. Results from 2D numerical modeling and comparison with observations. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 19 (2000), 23-39.

Chávez-García, F.J., 2003. Site effects in Parkway Basin: comparison between observations and 3-D modelling. Geophys. J. Int., 154, 633-646.

Cortés, M., 2018. 3D physics-based numerical scenarios for earthquake strong ground motion prediction: The case of the San Ramón Fault in Santiago de Chile basin. Thesis to obtain the academic degree of Master of Science in Civil Engineering for Risk Mitigation. Department of Civil and Environmental Engineering, Polo Territoriale di Lecco.

De La Hoz, K., 2007. Estimación de los parámetros de resistencia al corte en suelos granulares gruesos. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Geotécnica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Emerman, S., Schmidt, W. & Stephen, R., 1982. An implicit finite-difference formulation of the elastic wave equation. Geophysics 47, 1521-1526.

Emmerich, H. & Korn, M., 1987. Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields. *Geophysics* 52, 1252-1264.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Geología. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Gálvez, 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.

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.

Graves, R., 1996. Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 86, No. 4, pp. 1091-1106.

Humire, F., Sáez, E., Leyton, F. & Yañez, G., 2015. Combining active and passive multichannel analysis of surface waves to improve reliability of Vs30 estimation using standard equipment. *Bull. Earthq. Eng.* 13 (5), 1303-1321.

Kitsunezaki, N., Noritoshi, G., Yoshimasa, K., Takeshi, I., Masanori, H., Tokumi, S., Toru, K., Kazunobu, Y. & Koichi, O., 1990. Estimaton of P- and S-Wave Velocities in Deep Soil Deposits for Evaluating Ground Vibrations in Earthquake. *Japan Society for Natural Disaster Science*, 9, 1-17.

Kramer, S. L., 1996. *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, New York, USA.

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.

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.

Kristek, J., Moczo, P., Bard, P.-Y., Hollender, F. & Stripajová, S. 2018. Computation of amplification factor of earthquake ground motion for a local sedimentary structure. *Bull. Earthquake Eng.*

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.

Leyton, F., Sepúlveda, S., Astroza, M., Rebolledo, S., González, L., Ruiz, R., Foncea, 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.

Liu, Y. & Sen, M., 2009, Advanced finite-difference methods for seismic modeling. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No.2, pp. 817-824.

Maeda, T., Takemura, S. & Furumura, T., 2017. OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media. Earth, Planets and Space 69:102.

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.

Manakou, M., Raptakis, D., Chávez-García, F., Apostolidis, P. & Pitilakis, K. 2010. 3D soil structure of the Mydonian basin for site response analysis. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 30, 1198-1211.

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., Pitilakis, 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.

Miyakoshi, J., Hayashi, Y., Tamura, K. & Fukuwa, N., 1997. Damage ratio functions of buildings using damage data of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu earthquake. 7th International Conference on Structural Safety and Reliability (ICOSSAR '97), Vol. 1, pp. 349-354.

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.

Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., 2014. The Finite-Difference Modelling of Earthquake Motions Waves and Ruptures, Cambridge University Press.

Moczo, P., Kristek, J., Galis, M., Pazak, P., Balazovjeh, M., 2007. The Finite-Difference and Finite-Element Modeling of Seismic Wave Propagation and Earthquake Motion. Acta Physica Slovaca 57, 177-406.

Molina, J., 2011. Intensidades sísmicas del terremoto del 27 de febrero del 2010 en las 34 comunas del Gran Santiago. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

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.

Muñoz, M., Garat, P., Flores-Aqueveque, V., Vargas, G., Rebolledo, S., Sepúlveda, S., Daniele, L., Morata, D. & Parada, M., 2015. Estimating low-enthalpy geothermal energy potential for district heating in Santiago basin-Chile (33.5°S). *Renewable Energy* 76 (2015), 186-195.

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.

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.

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.

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.

Pitarka, A., 1999. 3D Elastic Finite-Difference Modeling of Seismic Motion Using Staggered Grids with Nonuniform Spacing. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 89, No.1, pp. 54-68.

Riga, E., Makra, K., Pitilakis, K., 2016. Aggravation factors for seismic response of sedimentary basins: a code-oriented parametric study. *Soil Dyn Earthq Eng* 91, 116–132.

Saez, M., 2016. Correlación cruzada de ruido sísmico para la obtención de perfiles profundos de velocidad de onda de corte en la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Sísmica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Salomón, J., 2017. Tomografía de ruido sísmico de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Ingeniería Estructura, Sísmica y Geotécnica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

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.

Toledo, P., 2008. Sobre los estados resonantes de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias de la Ingeniería, mención Geofísica. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

Troncoso, C., 2012. Estudio estratigráfico y de volcanología física de la Ignimbrita Pudahuel. Memoria para optar al título de Geóloga. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

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.

Wald, D., Quitoriano, V., Heaton, T. & Kanamori, H., 1999. Relationships between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity, and Modified Mercalli Intensity in California. *Earthquake Spectra*, Vol. 15, No. 3.

Wu, Y.-M., Teng, T.-L., Shin, T.-C. & Hsiao, N.-C., 2003. Relationship between Peak Ground Acceleration, Peak Ground Velocity and Intensity in Taiwan. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, No. 1, pp. 386-396.

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.

Zhu, C., 2018. Improving one-dimensional ground response analysis by incorporating basin effects. Thesis to obtain the academic degree of Master of Engineering. Science and Engineering Faculty, Queensland University of Technology.

Zhu, C., Chávez-García, F., Thambiratnam, D. & Gallage, C., 2018. Quantifying the edge-induced seismic aggravation in shallow basins relative to the 1D SH modelling. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 115 (2018), 402-412.

ANEXOS

Anexo A - Sondajes profundos

Para la caracterización de los perfiles geológicos-geotécnicos, se utilizaron sondajes profundos obtenidos principalmente de las investigaciones de Pastén (2007), Gálvez (2012) y, además, de los registros obtenidos de la Dirección General de Aguas (DGA) según se especifica a continuación.

A-1. Perfil NS

Los sondajes profundos mostrados por Pastén (2007) y que fueron utilizados para la elaboración del perfil NS son mostrados en la Figura A-1.

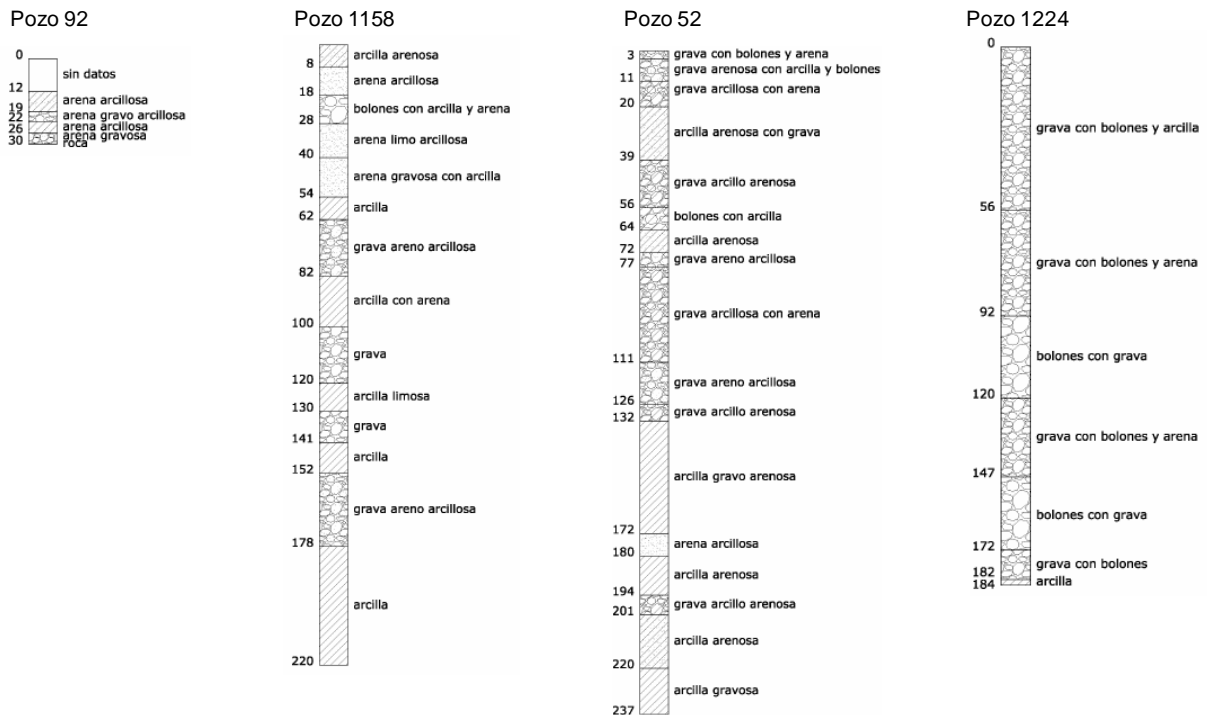


Figura A-1: Pozos profundos, perfil NS (Pastén, 2007)

En la Tabla A-1, se muestran los pozos, su descripción geotécnica correspondiente y los metros lineales de cada estrato, obtenidos a partir de la investigación de Gálvez (2012) para la zona norte de la Cuenca de Santiago.

Tabla A-1: Pozos profundos, perfil NS (Gálvez, 2012)

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
513	60.0	60.0	N/A	Limo arcilloso
514	9.0	9.0	N/A	Limo arcilloso
	19.0	28.0	N/A	Arenas y gravas
	54.5	82.5	N/A	Limo arcilloso
512	41.5	41.5	N/A	Limo arcilloso
	55.0	96.5	N/A	Limo arcilloso

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	12.5	109.0	N/A	Roca
533	26.0	26.0	N/A	Limo arcilloso
	5.0	31.0	N/A	Arenas y gravas con limo
	20.0	51.0	N/A	Limo arcilloso
489	0.5	0.5	N/A	Arcillas y limos
	6.5	7.0	N/A	Arena gruesa
	1.1	8.1	N/A	Arcillas
	1.1	9.2	N/A	Arena gruesa
	2.4	11.6	N/A	Arcillas
	2.2	13.8	N/A	Grava y arena
	3.3	17.1	N/A	Limo y arcilla
	2.7	19.8	N/A	Grava con arena
	8.0	27.8	N/A	Arcillas y limos
	1.9	29.7	N/A	Arena gruesa
	5.8	35.5	N/A	Arcillas y limos
	2.5	38.0	N/A	Grava gruesa con arenas
	14.3	52.3	N/A	Arcillas y limos
	1.0	53.3	N/A	Arena gruesa
	6.7	60.0	N/A	Limos y arcilla
	1.5	61.5	N/A	Grava y arena
	10.9	72.4	N/A	Arcillas y limos
	2.6	75.0	N/A	Arena gruesa
	11.4	86.4	N/A	Arcillas
	2.0	88.4	N/A	Arena gruesa
6.7	95.1	N/A	Limos y arcilla	
2.1	97.2	N/A	Grava con arena	
5.3	102.5	N/A	Limos y arcilla	
1.1	103.6	N/A	Arena gruesa	
13.4	117.0	N/A	Limos y arcilla	
490	0.6	0.6	N/A	Tierra vegetal
	2.7	3.3	N/A	Arcilla limosa
	2.8	6.1	N/A	Grava con arena
	21.9	28.0	N/A	Arcilla limosa
	0.6	28.6	N/A	Grava con arena
	0.9	29.5	N/A	Limo arcilloso
	1.6	31.1	N/A	Grava
	1.1	32.2	N/A	Limo arcilloso
	1.4	33.6	N/A	Grava con arena
	8.4	42.0	N/A	Arcilla limosa
	1.8	43.8	N/A	Arena media
	7.5	51.3	N/A	Arcilla limosa
	4.4	55.7	N/A	Grava

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	9.9	65.6	N/A	Arcilla limosa
	3.6	69.2	N/A	Grava
	31.1	100.3	N/A	Arcilla limosa
	1.9	102.2	N/A	Grava y arena
	2.8	105.0	N/A	Arcilla limosa
	1.3	106.3	N/A	Grava con arena
	4.5	110.8	N/A	Arcilla limosa
	3.6	114.4	N/A	Grava
	2.6	117.0	N/A	Arcilla limosa
491	7.4	7.4	N/A	Arcilla limosa
	10.8	18.2	N/A	Grava con arena
	1.2	19.4	N/A	Limo
	15.7	35.1	N/A	Arcilla limosa
	1.7	36.8	N/A	Grava con arena
	13.2	50.0	N/A	Arcilla limosa
	1.1	51.1	N/A	Arena media
	1.6	52.7	N/A	Arcilla
	1.6	54.3	N/A	Grava con arena
	4.7	59.0	N/A	Arcilla
	2.4	61.4	N/A	Arena media
	4.9	66.3	N/A	Limo
	1.8	68.1	N/A	Grava con arena
	23.4	91.5	N/A	Arcilla
	0.3	91.8	N/A	Arena gruesa
	9.2	101.0	N/A	Arcilla
	0.3	101.3	N/A	Arcilla
492	0.8	0.8	N/A	Tierra vegetal
	1.3	2.1	N/A	Arcilla con ceniza volcánica
	3.1	5.2	N/A	Arcilla
	0.4	5.6	N/A	Arena y grava
	2.1	7.7	N/A	Arcilla
	6.8	14.5	N/A	Grava con arena
	0.5	15.0	N/A	Arcilla
	6.9	21.9	N/A	Grava con arena
	2.3	24.2	N/A	Arcilla
	6.9	31.1	N/A	Arena con grava
	0.4	31.5	N/A	Arcilla con ceniza volcánica
	3.0	34.5	N/A	Arena con grava
	2.3	36.8	N/A	Arcilla con ceniza volcánica
	2.2	39.0	N/A	Arena gruesa
	2.2	41.2	N/A	Arcilla
	0.4	41.6	N/A	Arena gruesa

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	3.5	45.1	N/A	Arcilla
	2.5	47.6	N/A	Arena con grava
	7.3	54.9	N/A	Arcilla
	1.8	56.7	N/A	Arena con grava
	3.8	60.5	N/A	Arcilla
	1.3	61.8	N/A	Limo con arcilla
	1.2	63.0	N/A	Arena con grava
	2.2	65.2	N/A	Arcilla
	4.5	69.7	N/A	Arena con grava
	1.5	71.2	N/A	Arena con grava
	3.5	74.7	N/A	Arcilla con limo
	1.2	75.9	N/A	Grava con arena
	6.2	82.1	N/A	Arcilla y limo
	4.1	86.2	N/A	Arena con grava
	2.3	88.5	N/A	Arcilla
	0.9	89.4	N/A	Grava con arena
	0.7	90.1	N/A	Arcilla con grava
	1.0	91.1	N/A	Grava con arena
	4.4	95.5	N/A	Arcilla
	1.7	97.2	N/A	Grava con arena
	0.8	98.0	N/A	Arcilla
	1.5	99.5	N/A	Arena media
	1.5	101.0	N/A	Limo arcilloso
494	86.5	86.5	N/A	Secuencia constituida
495	97	97.0	N/A	Secuencia constituida
	3.1	3.1	N/A	Arcilla
	3.0	6.1	N/A	Arcilla
	1.7	7.8	N/A	Arena gruesa
	14.5	22.3	N/A	Arcilla
	1.2	23.5	N/A	Arenas y gravas
	11.7	35.2	N/A	Arcilla
	1.3	36.5	N/A	Arenas y gravas
	9.3	45.8	N/A	Arcilla
	1.8	47.6	N/A	Arena gruesa
	19.3	66.9	N/A	Arcilla
	0.7	67.6	N/A	Arena gruesa
	2.8	70.4	N/A	Arcilla limosa
	4.4	74.8	N/A	Arenas y gravas
	2.2	77.0	N/A	Arcilla
	17.4	17.4	N/A	Arcilla
497	1.1	18.5	N/A	Arena gruesa
	11.7	30.2	N/A	Arcilla

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	1.3	31.5	N/A	Arena gruesa
	10.8	42.3	N/A	Arcilla
	0.8	43.1	N/A	Grava
	2.7	45.8	N/A	Arcilla
	2.3	48.1	N/A	Grava
	3.0	51.1	N/A	Arcilla
	4.2	55.3	N/A	Grava arenosa
	3.0	58.3	N/A	Arcilla
	1.9	60.2	N/A	Grava y arena
	11.3	71.5	N/A	Arcilla
	2.3	73.8	N/A	Grava
	3.2	77.0	N/A	Arcilla
307	3.0	3.0	N/A	Tierra vegetal
	1.0	4.0	N/A	Arena gruesa
	2.0	6.0	N/A	Arena gruesa
	4.0	10.0	N/A	Arena fina
	1.0	11.0	N/A	Arena gruesa
	5.0	16.0	N/A	Arena gruesa
	3.0	19.0	N/A	Arena fina
	5.0	24.0	N/A	Arena fina
	3.0	27.0	N/A	Arena gruesa
	5.0	32.0	N/A	Arena gruesa
	3.0	35.0	N/A	Arena fina
	6.0	41.0	N/A	Arena gruesa
	4.0	45.0	N/A	Arena fina
	3.0	48.0	N/A	Arena gruesa
	1.0	49.0	N/A	Arena fina
	1.0	50.0	N/A	Arena gruesa
	3.0	53.0	N/A	Arena gruesa
	7.0	60.0	N/A	Arena gruesas
	2.0	62.0	N/A	Arena fina
	4.0	66.0	N/A	Arena fina
	1.0	67.0	N/A	Arena fina
	2.0	69.0	N/A	Arena fina
	2.0	71.0	N/A	Arena fina
2.0	73.0	N/A	Arena gruesa	
1.0	74.0	N/A	Arena gruesa	
4.0	78.0	N/A	Arena gruesa	
3.0	81.0	N/A	Arena fina	
4.0	85.0	N/A	Arena fina	
13.0	98.0	N/A	Arena gruesa	
2.0	100.0	N/A	Arena fina	

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	2.0	102.0	N/A	Arena fina
	1.0	103.0	N/A	Arena gruesa
	4.0	107.0	N/A	Arena fina
	13.0	120.0	N/A	Arena gruesa
	8.0	128.0	N/A	Arena gruesa
	10.5	138.5	N/A	Arena fina
	0.3	138.8	N/A	Arena gruesa
	1.2	140.0	N/A	Arena gruesa
	6.0	146.0	N/A	Arena gruesa
	4.0	150.0	N/A	Arena fina
178	55.0	55.0	N/A	Antepozo
	1.0	56.0	N/A	Arena gruesa
	1.0	57.0	N/A	Arena gruesa
	6.0	63.0	N/A	Arena gruesa
	3.0	66.0	N/A	Arcilla con arena
531	4.0	4.0	N/A	Limo arcilloso
	93.0	97.0	N/A	Grava gruesa
	3.0	100.0	N/A	Arena con limo y arcilla

A-2. Perfil EW

Los sondajes profundos mostrados por Pastén (2007) y que fueron utilizados para la elaboración del Perfil EW son mostrados en la Figura A-2.

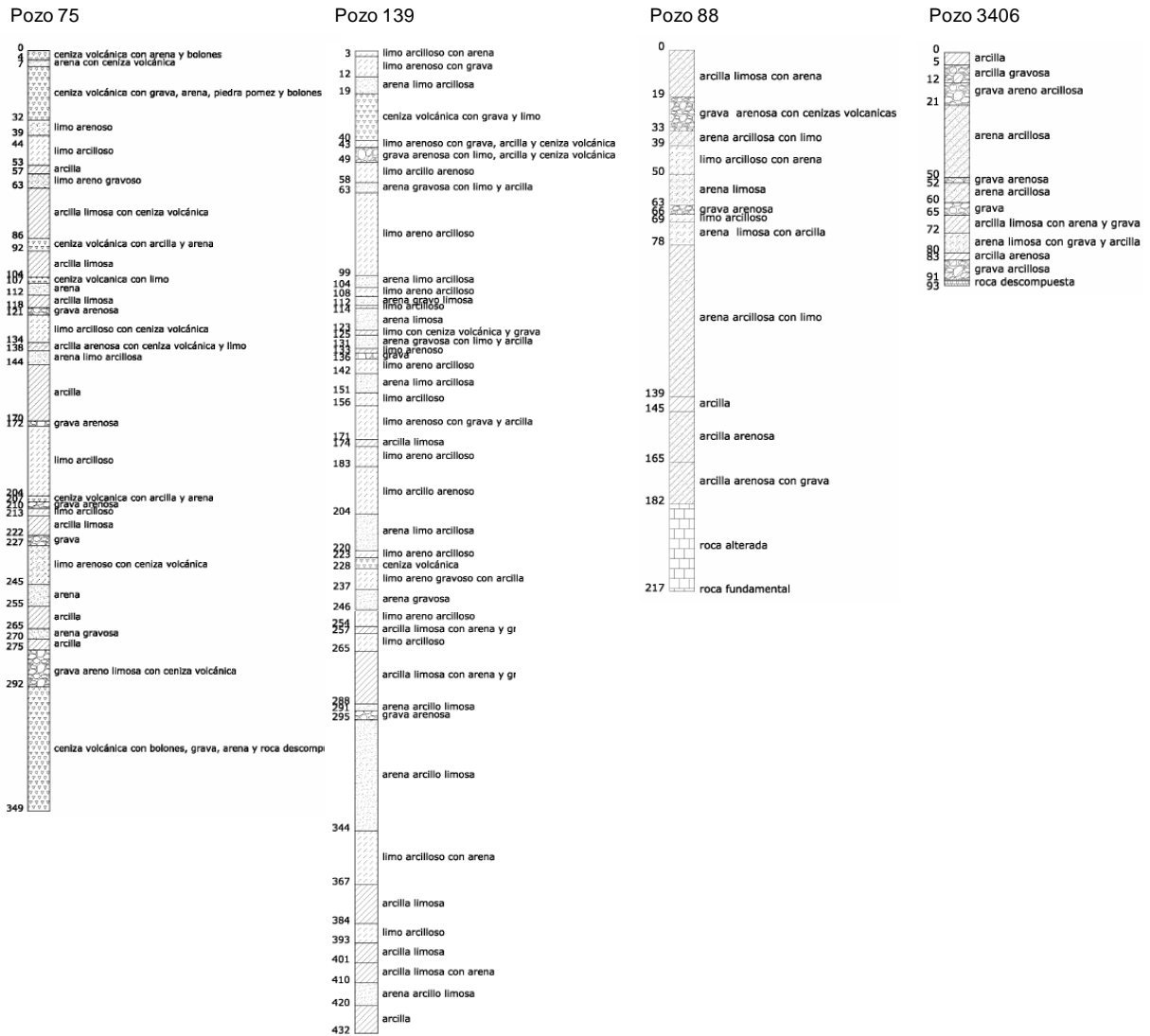


Figura A-2: Pozos profundos, Perfil EW (Pastén, 2007)

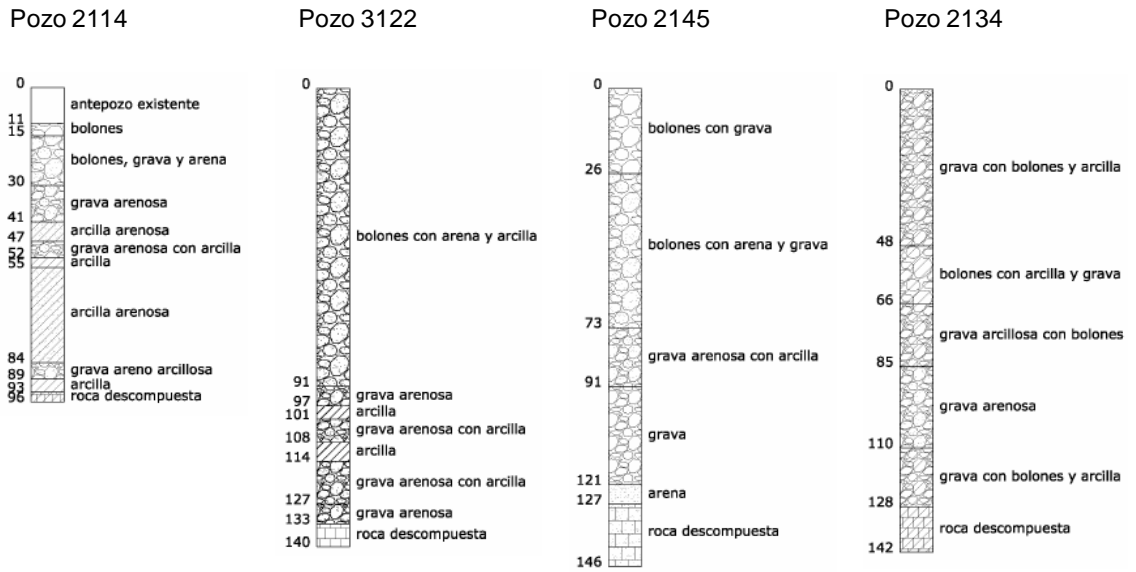


Figura A-2 (cont.): Pozos profundos, perfil EW (Pastén, 2007)

En la Tabla A-2, se muestran los pozos obtenidos a partir de los registros de la Dirección General de Aguas (DGA), su descripción geotécnica correspondiente y los metros lineales de cada estrato, recopilados para el Perfil EW.

Tabla A-2: Pozos DGA, Perfil EW

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
73	1.0	1.0	9	Finos; limos arcilla
	1.5	2.5	10	Finos grava; Finos grava arena
	9.0	11.5	7	Arena fino; Arena fino grava
	2.0	13.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	14.5	28.0	5	Arena
	3.5	31.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	1.0	32.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	2.0	34.5	9	Finos; limos arcilla
74	0.8	0.8	12	Vegetal
	2.2	3.0	9	Finos; limos arcilla
	22.5	25.5	5	Arena
81	0.8	0.8	12	Vegetal
	3.2	4.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	8.0	12.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.0	15.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	3.0	18.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	4.0	22.0	8	pumicita; Arena pumicita; Fino pumicita
	6.0	28.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	2.0	30.0	6	Arena grava; Arena grava fino
	1.8	31.8	7	Arena fino; Arena fino grava
9.2	41.0	7	Arena fino; Arena fino grava	

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	2.0	43.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.5	46.5	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	1.5	48.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	0.8	48.8	4	Grava fino
	7.2	56.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	5.0	61.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	1.5	62.5	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	13.5	76.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.0	79.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	20.0	99.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	5.0	104.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	4.0	108.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	4.0	112.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	2.0	114.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	1.0	115.0	7	Arena fino; Arena fino grava
2.0	117.0	11	Finos arena; Finos arena grava	
6.0	123.0	5	Arena	
87	8.0	8.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.0	11.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	7.0	18.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	11.0	29.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	28.0	57.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	6.0	63.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.0	66.0	2	Grava arenosa
14.0	80.0	11	Finos arena; Finos arena grava	
96	30.0	30.0	14	Antepozo
	1.2	31.2	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	6.7	37.9	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
102	1.5	1.5	12	Vegetal
	1.0	2.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	13.5	16.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	11.0	27.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	5.5	32.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	4.5	37.0	6	Arena grava; Arena grava fino
	6.0	43.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	1.0	44.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	2.5	46.5	7	Arena fino; Arena fino grava
	3.5	50.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	5.5	55.5	11	Finos arena; Finos arena grava
	3.5	59.0	6	Arena grava; Arena grava fino
6.0	65.0	11	Finos arena; Finos arena grava	

A-3. Perfil CD

El sondaje profundo mostrado por Pastén (2007) y que fue utilizado para la elaboración del perfil CD es mostrado en la Figura A-3.

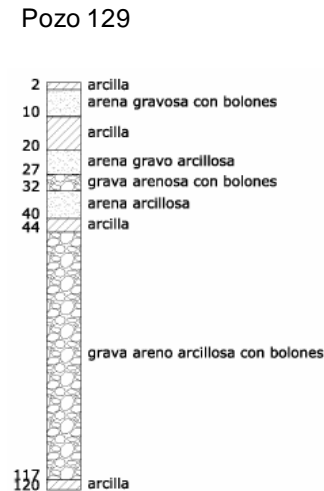


Figura A-3: Pozo profundo, Perfil CD (Pastén, 2007)

En la Tabla A-3, se muestran los pozos obtenidos a partir de los registros de la Dirección General de Aguas (DGA) y su descripción geotécnica correspondiente, recopilados para el Perfil CD.

Tabla A-3: Pozos DGA, Perfil CD

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
2	1.0	1.0	13	Relleno
	13.4	14.4	2	Grava arenosa
	16.5	30.9	9	Finos; limos arcilla
	1.7	32.6	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	4.8	37.4	2	Grava arenosa
	10.0	47.4	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
3	36.0	36.0	8	pumicita; Arena pumicita; Fino pumicita
	2.0	38.0	9	Finos; limos arcilla
	1.0	39.0	1	Grava
	6.0	45.0	9	Finos; limos arcilla
	5.0	50.0	6	Arena grava; Arena grava fino
	4.0	54.0	7	Arena fino; Arena fino grava
	7.0	61.0	5	Arena
	17.0	78.0	11	Finos arena; Finos arena grava
29	0.7	0.7	12	Vegetal
	1.3	2.0	9	Finos; limos arcilla

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	3.5	5.5	9	Finos; limos arcilla
	1.5	7.0	9	Finos; limos arcilla
	30.0	37.0	8	pumicita; Arena pumicita; Fino pumicita
	3.6	40.6	2	Grava arenosa
	3.4	44.0	2	Grava arenosa
30	6.0	6.0	14	Antepozo
	16.5	22.5	2	Grava arenosa
	2.0	24.5	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	2.4	26.9	2	Grava arenosa
	5.2	32.1	2	Grava arenosa
	1.9	34.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
31	1.0	1.0	12	Vegetal
	17.0	18.0	2	Grava arenosa
	2.8	20.8	9	Finos; limos arcilla
	6.2	27.0	10	Finos grava; Finos grava arena
	5.3	32.3	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
36	1.0	1.0	12	Vegetal
	5.8	6.8	2	Grava arenosa
	6.4	13.2	2	Grava arenosa
	0.8	14.0	2	Grava arenosa
	4.0	18.0	2	Grava arenosa
	2.8	20.8	9	Finos; limos arcilla
	6.2	27.0	10	Finos grava; Finos grava arena
	0.9	27.9	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	4.4	32.3	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	2.8	35.1	1	Grava
	4.4	39.5	2	Grava arenosa
	0.8	40.3	2	Grava arenosa
18	38.0	38.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
19	3.0	3.0	13	Relleno
	3.0	6.0	9	Finos; limos arcilla
	14.0	20.0	2	Grava arenosa
	1.0	21.0	9	Finos; limos arcilla
	7.0	28.0	11	Finos arena; Finos arena grava
	15.0	43.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
20	5.0	5.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	9.0	14.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	29.0	43.0	9	Finos; limos arcilla
	12.0	55.0	6	Arena grava; Arena grava fino
	2.0	57.0	9	Finos; limos arcilla
26	1.0	1.0	12	Vegetal
	4.5	5.5	2	Grava arenosa
	2.0	7.5	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	7.0	14.5	4	Grava fino
	4.1	18.6	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	25.2	43.8	10	Finos grava; Finos grava arena
	3.5	47.3	6	Arena grava; Arena grava fino
	9.2	56.5	6	Arena grava; Arena grava fino
	2.4	58.9	10	Finos grava; Finos grava arena
	1.4	60.3	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	11.8	72.1	10	Finos grava; Finos grava arena
	1.0	73.1	6	Arena grava; Arena grava fino
	3.3	76.4	10	Finos grava; Finos grava arena
3.7	80.1	6	Arena grava; Arena grava fino	
27	2.0	2.0	13	Relleno
	7.0	9.0	2	Grava arenosa
	4.0	13.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	6.0	19.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	8.0	27.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	20.0	47.0	10	Finos grava; Finos grava arena
	33.0	80.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	6.0	86.0	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
8.7	94.7	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita	
35	0.8	0.8	13	Relleno
	18.9	19.7	4	Grava fino
	25.2	44.9	4	Grava fino
	0.4	45.3	6	Arena grava; Arena grava fino
	3.8	49.1	10	Finos grava; Finos grava arena
	2.0	51.1	2	Grava arenosa
	9.2	60.3	6	Arena grava; Arena grava fino
5.6	65.9	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita	
65	0.8	0.8	12	Vegetal
	0.8	1.6	9	Finos; limos arcilla

ID_pozo	Metro lineal	Profundidad [m]	Material_ID	Descripción
	11.0	12.6	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	1.0	13.6	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	3.9	17.5	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	2.2	19.7	3	Grava fino arena, Grava arena fino, Grava Pumicita
	0.4	20.1	9	Finos; limos arcilla
	1.7	21.8	11	Finos arena; Finos arena grava
	5.6	27.4	2	Grava arenosa
	1.2	28.6	2	Grava arenosa
	1.1	29.7	2	Grava arenosa
	0.7	30.4	2	Grava arenosa
	0.7	31.1	2	Grava arenosa
	7.1	38.2	2	Grava arenosa
	2.4	40.6	2	Grava arenosa
	2.1	42.7	2	Grava arenosa

Anexo B – Razones espectrales

Para la elaboración de los perfiles simulados y posterior análisis de resultados, se utilizaron las razones espectrales calculadas a través de mediciones locales de microvibraciones en zonas cercanas a cada perfil, realizadas por Pastén (2007), Gálvez (2012), post procesamiento de señales de estaciones banda ancha y mediciones realizadas en esta investigación. Estas son mostradas a continuación.

B-1. Perfil NS

En la Figure B-1 se muestran las razones espectrales H/V calculadas a partir de mediciones locales de microvibraciones y de instrumentos banda ancha, utilizadas para el perfil NS, ordenadas desde Norte a Sur.

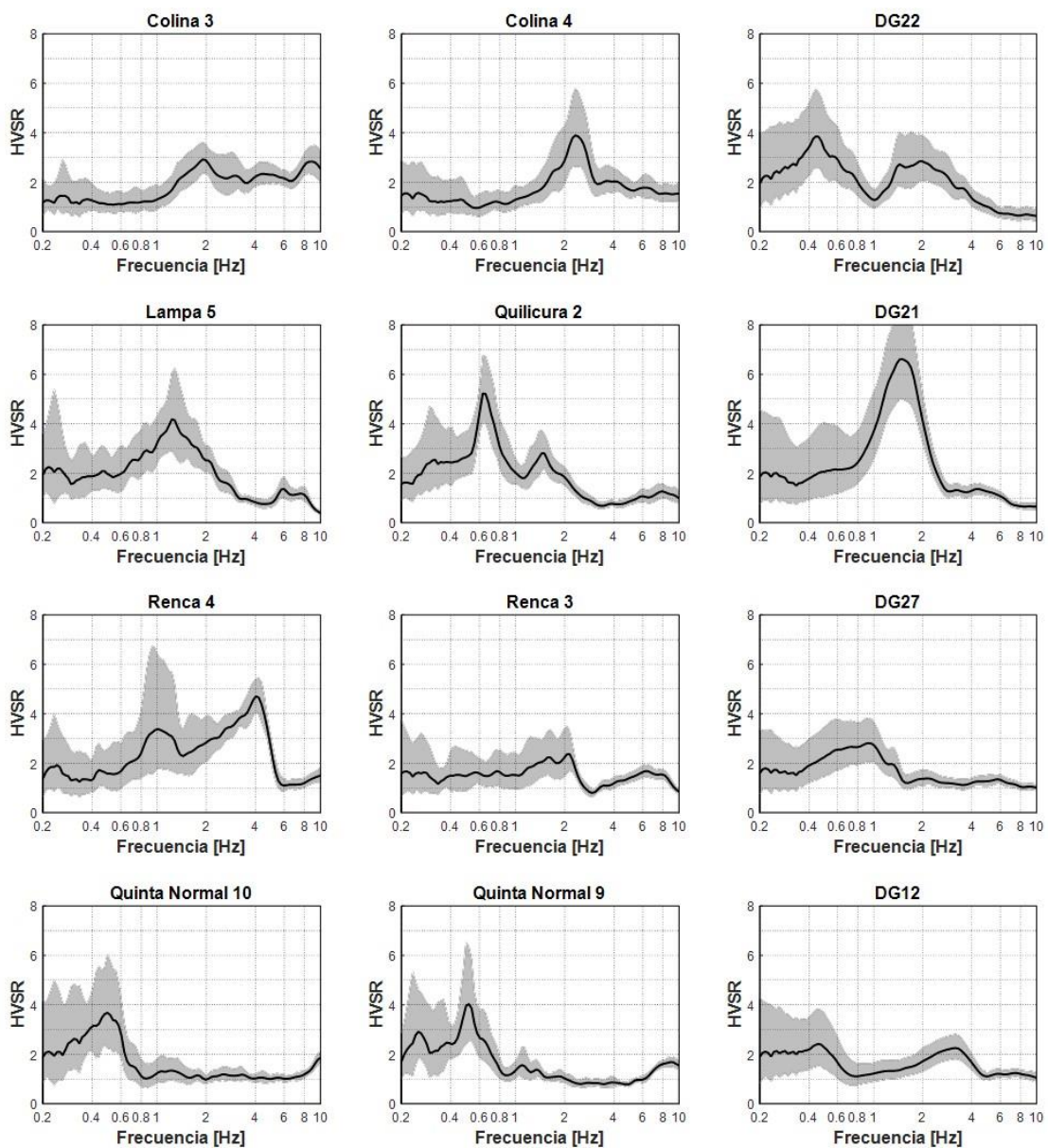


Figura B-1: Razones espectrales, Perfil NS

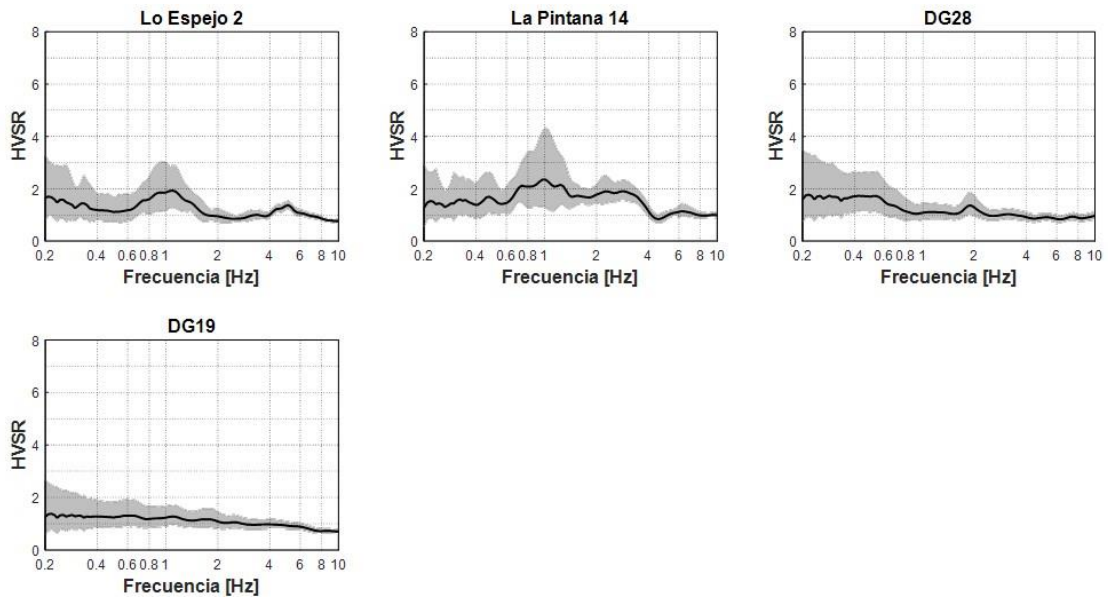


Figura B-1 (cont.): Razones espectrales, Perfil NS

B-2. Perfil EW

En la Figura B-2 se muestran las razones espectrales H/V calculadas a partir de mediciones locales de microvibraciones y de instrumentos banda ancha, utilizadas para el perfil EW, ordenadas de Poniente a Oriente.

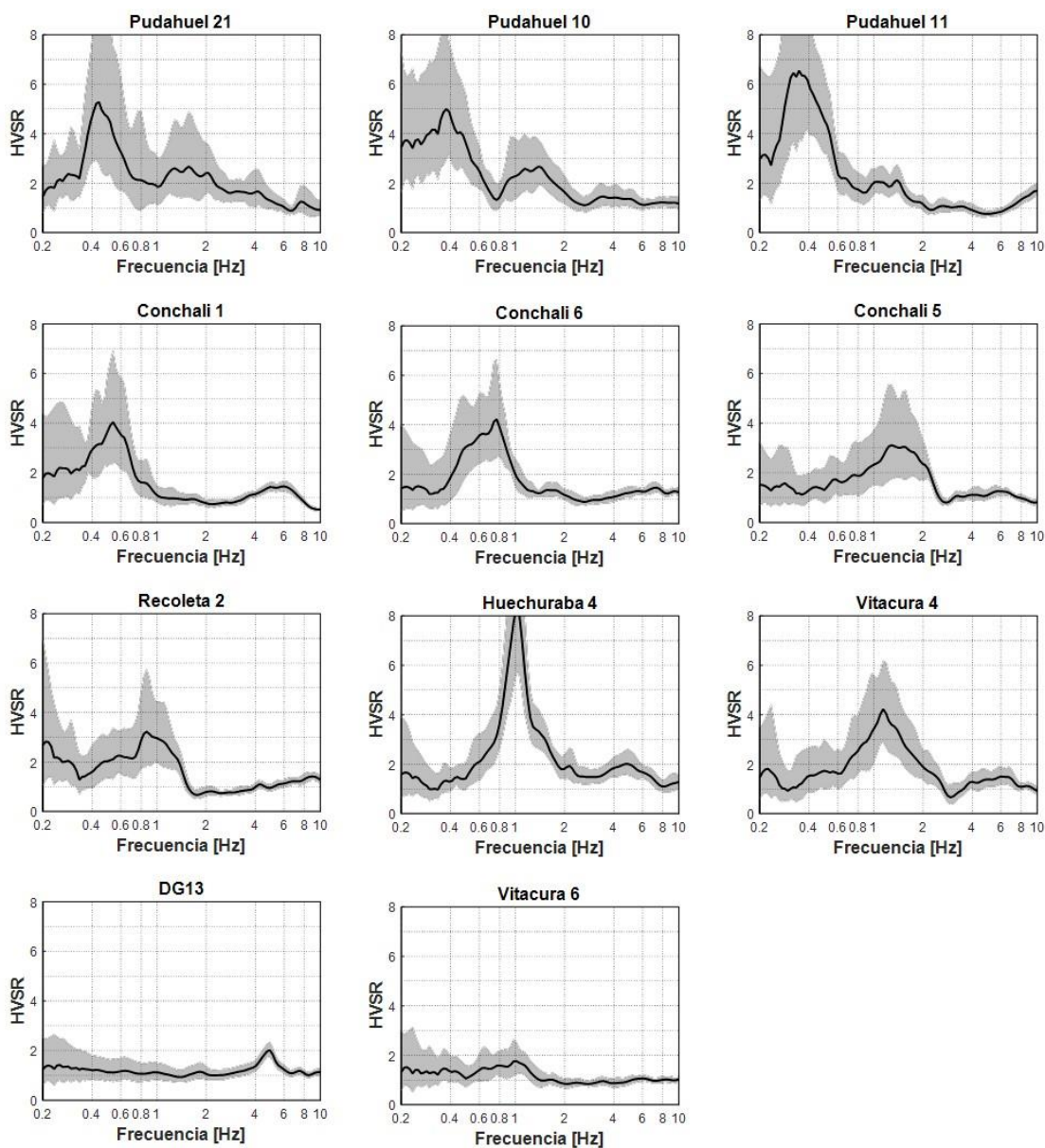


Figura B-2: Razones espectrales, Perfil EW

B-3. Perfil CD

En la Figura B-3 se muestran las razones espectrales H/V calculadas a partir de mediciones locales de microvibraciones y de instrumentos banda ancha, utilizadas para el perfil CD, ordenadas de Poniente a Oriente.

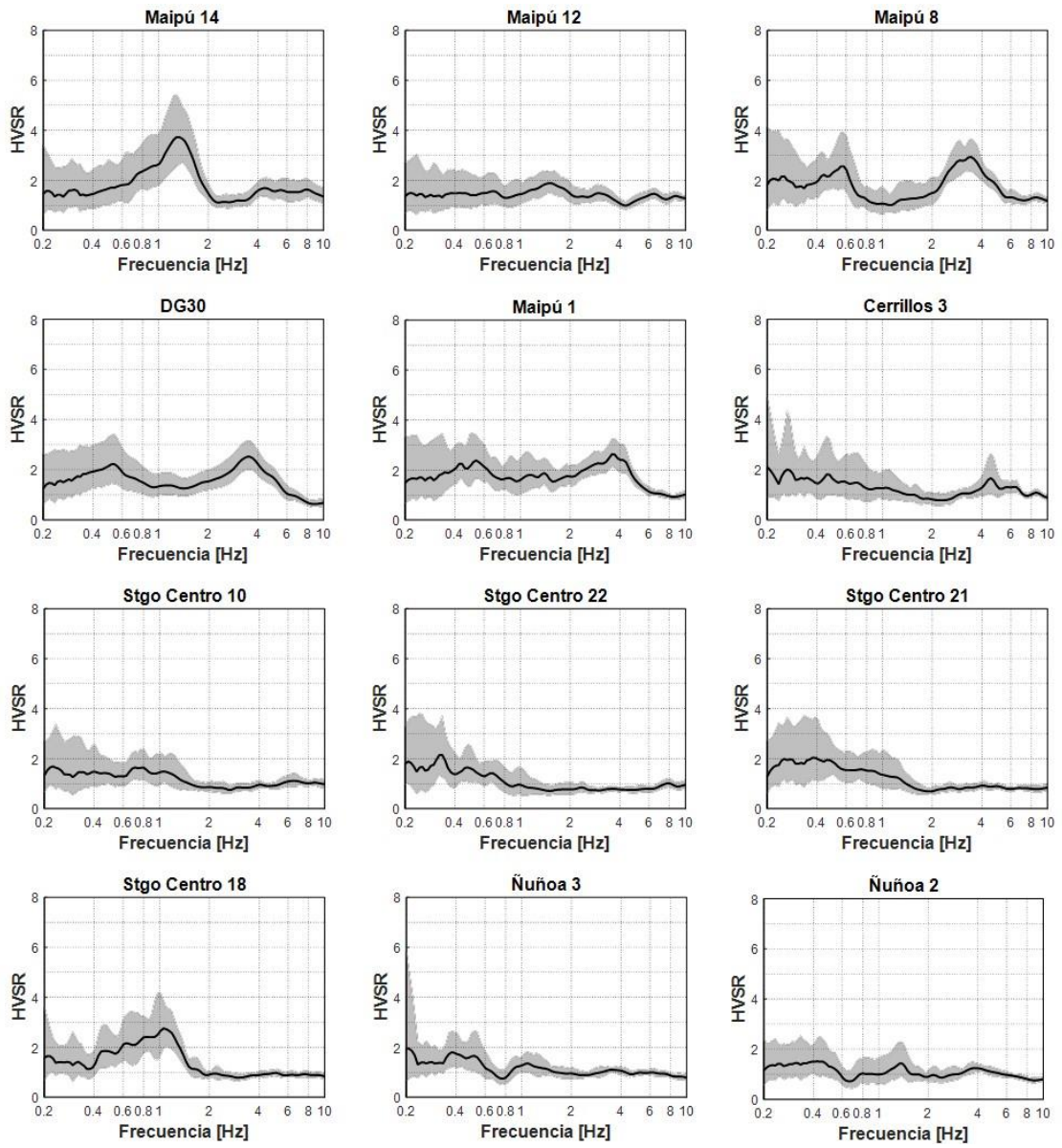


Figura B-3: Razones espectrales, Perfil CD

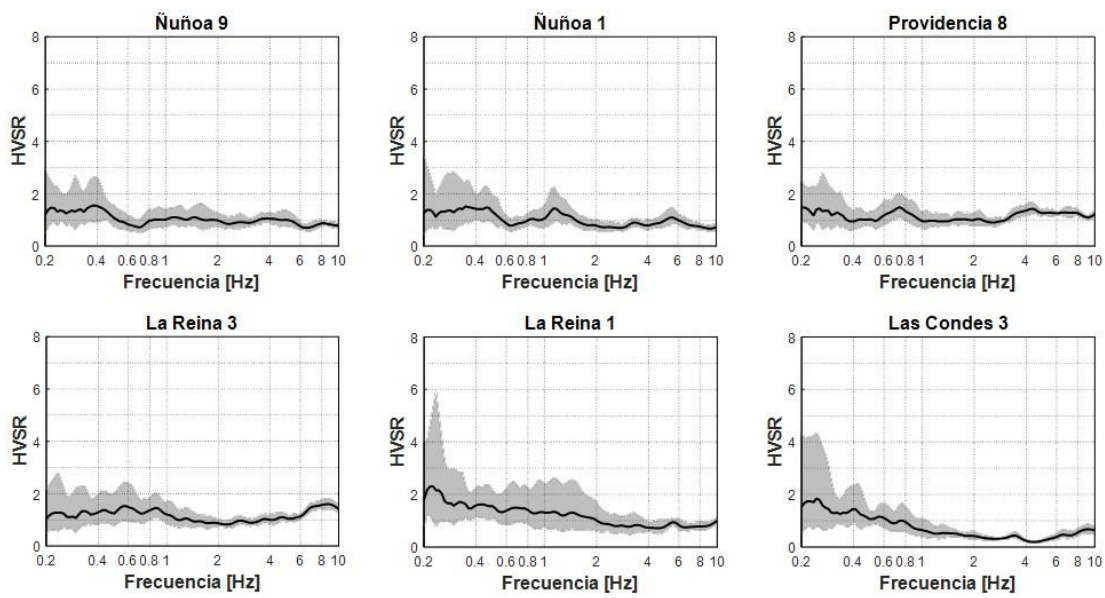


Figura B-3 (cont.): Razones espectrales, Perfil CD

Anexo C – Sismogramas sintéticos

Para el análisis de resultados de cada perfil geológico-geotécnico se seleccionaron 10 puntos de control representativos de la geología y distribuidos de forma homogénea a lo largo de estos. De estos 10 puntos de control, 4 se muestran en las siguientes secciones.

C-1. Perfil NS

En la Figura C-1.1 se muestran los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil NS.

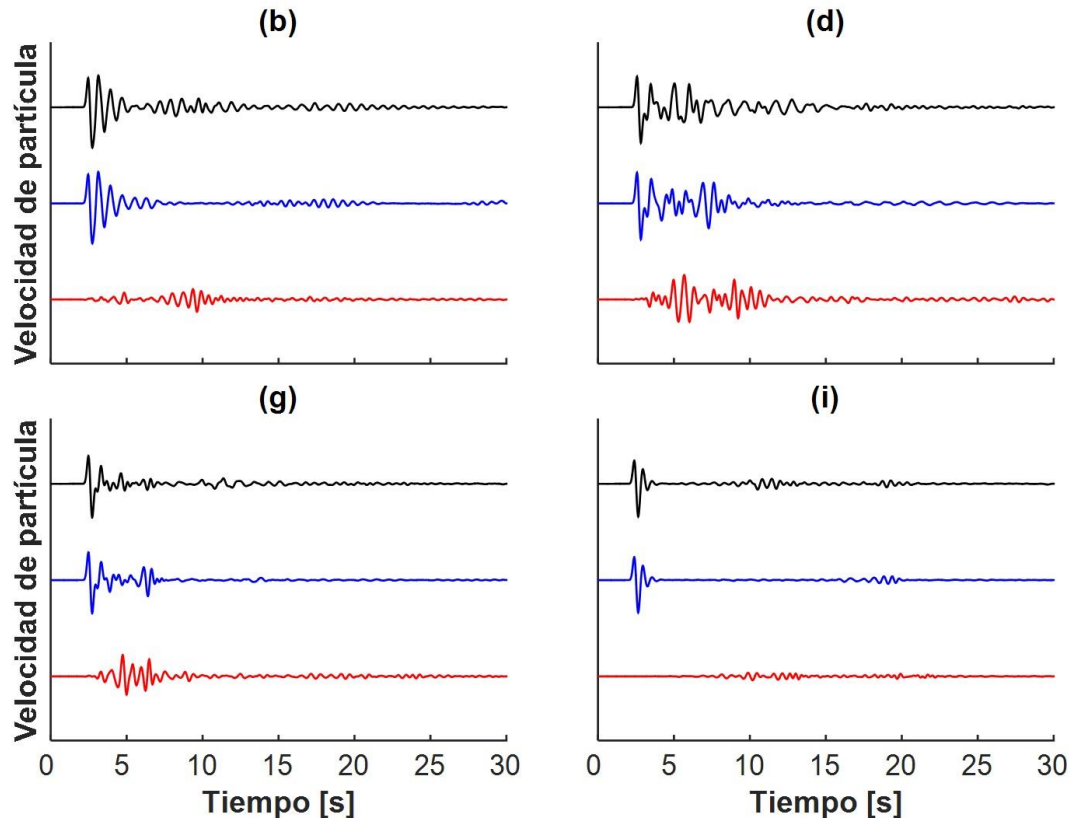


Figura C-1.1: Sismogramas sintéticos dados por un modelo 2D, Perfil NS. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada con un factor de 2.

En la Figura C-1.2 se muestra la comparación de modelos 2D, incluyendo la componente vertical calculada para un plano de onda incidente tipo P y, además la componente transversal SH para una simulación 1D para los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil NS.

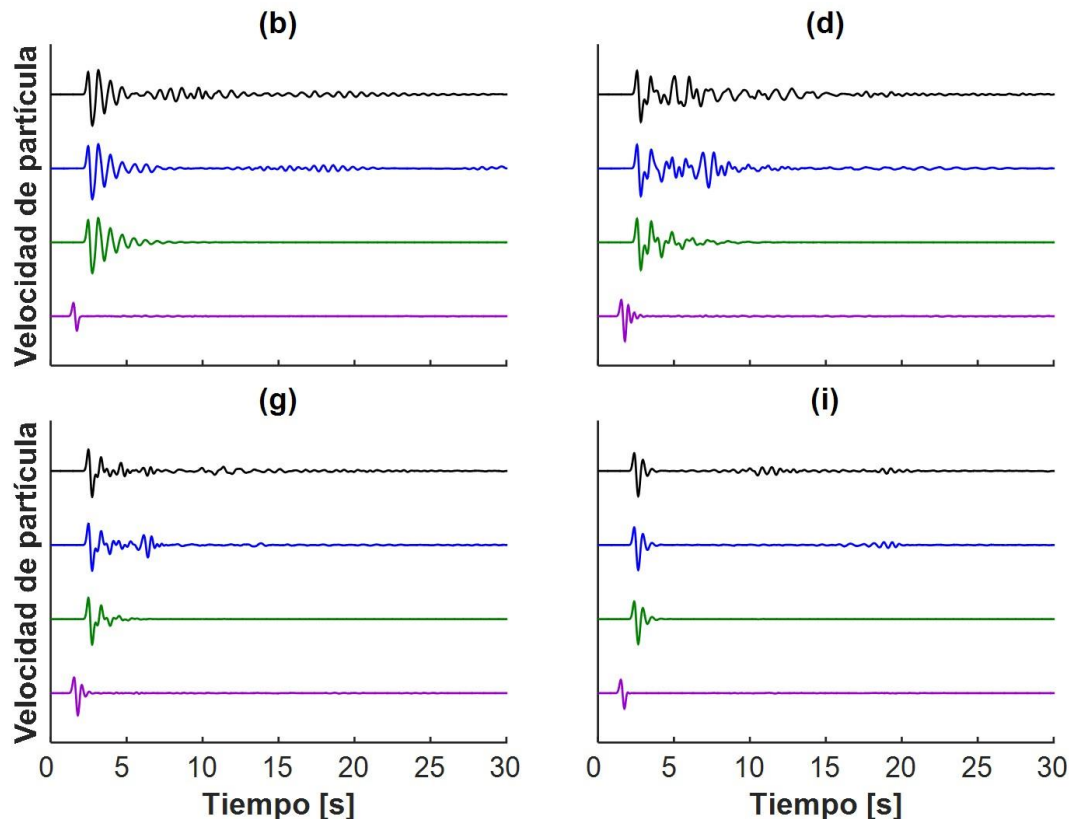


Figura C-1.2: Comparación de sismogramas sintéticos, Perfil NS. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH y en color morado se muestra la componente vertical P, para una simulación 2D. En color verde se muestra la componente transversal SH 1D.

C-2. Perfil EW

En la Figura C-2.1 se muestran los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil EW.

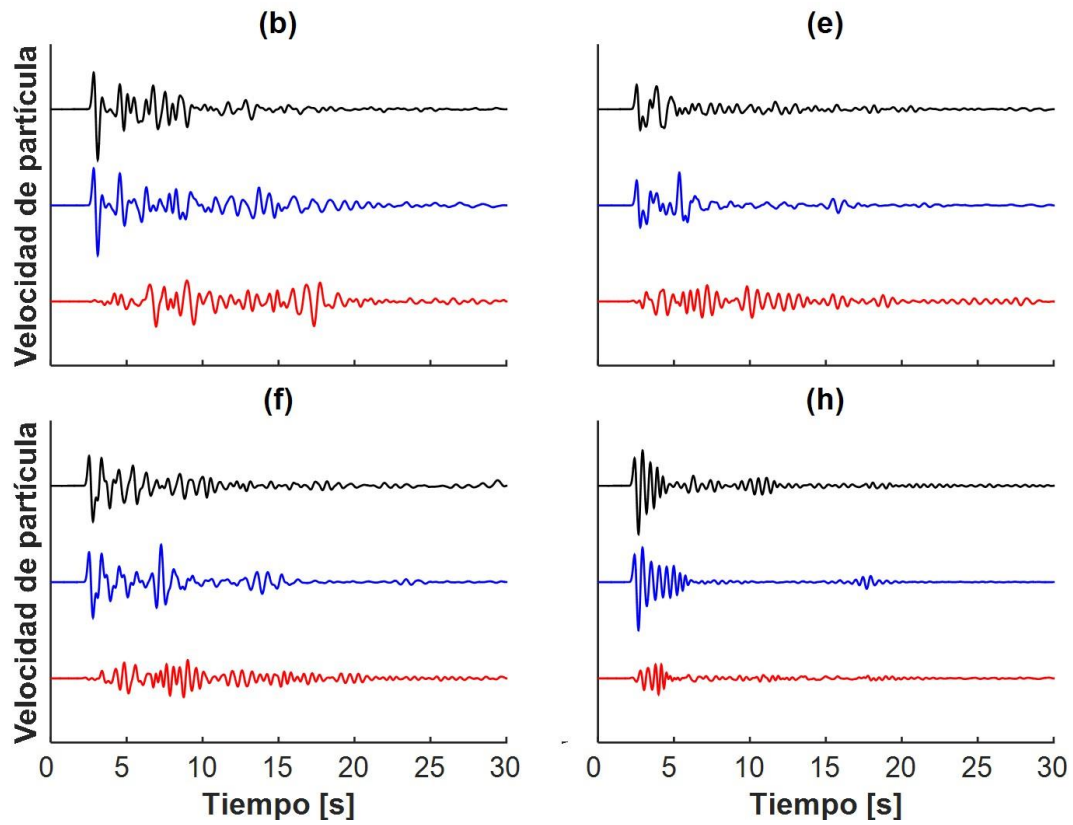


Figura C-2.1: Sismogramas sintéticos dados por un modelo 2D, Perfil EW. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada con un factor de 2.

En la Figura C-2.2 se muestra la comparación de modelos 2D, incluyendo la componente vertical calculada para un plano de onda incidente tipo P y, además la componente transversal SH para una simulación 1D para los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil EW.

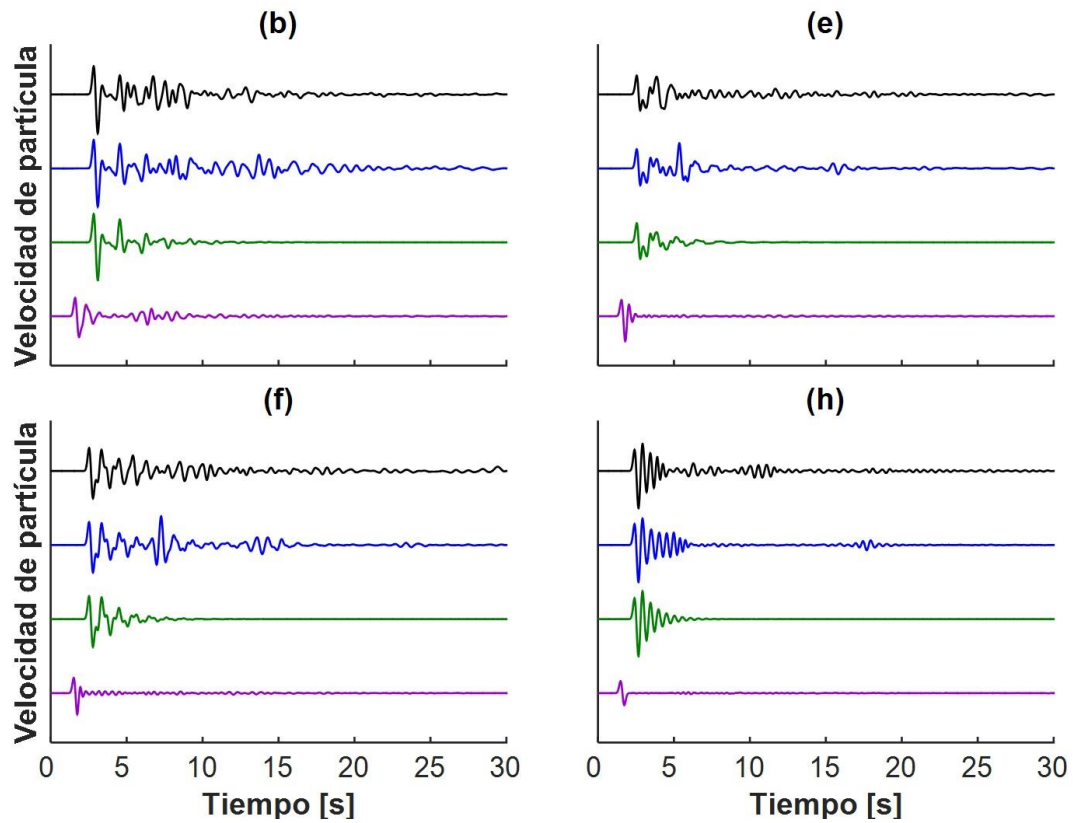


Figura C-2.2: Comparación de sismogramas sintéticos, Perfil EW. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH y en color morado se muestra la componente vertical P, para una simulación 2D. En color verde se muestra la componente transversal SH 1D.

C-3. Perfil CD

En la Figura C-3.1 se muestran los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil CD.

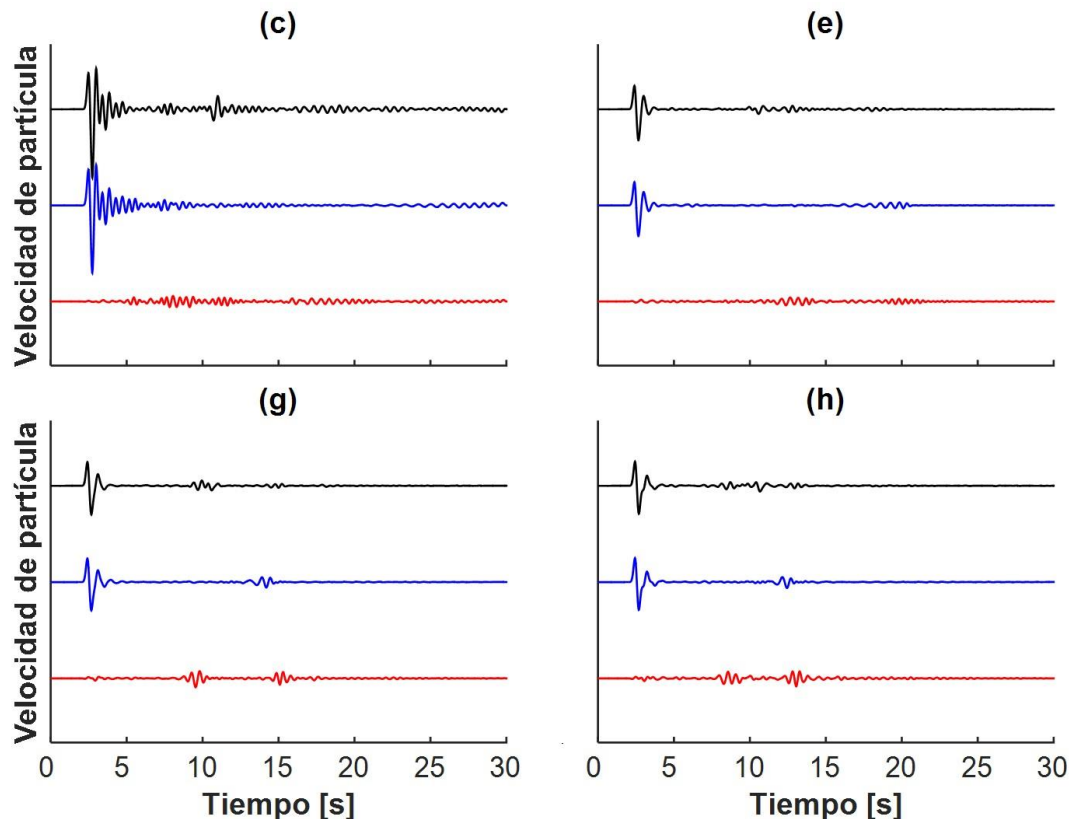


Figura C-3.1: Sismogramas sintéticos dados por un modelo 2D, Perfil CD. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH, mientras que en color rojo se muestra la componente vertical SV amplificada con un factor de 2.

En la Figura C-3.1 se muestra la comparación de modelos 2D, incluyendo la componente vertical calculada para un plano de onda incidente tipo P y, además la componente transversal SH para una simulación 1D para los sismogramas sintéticos de 4 puntos de control del Perfil CD.

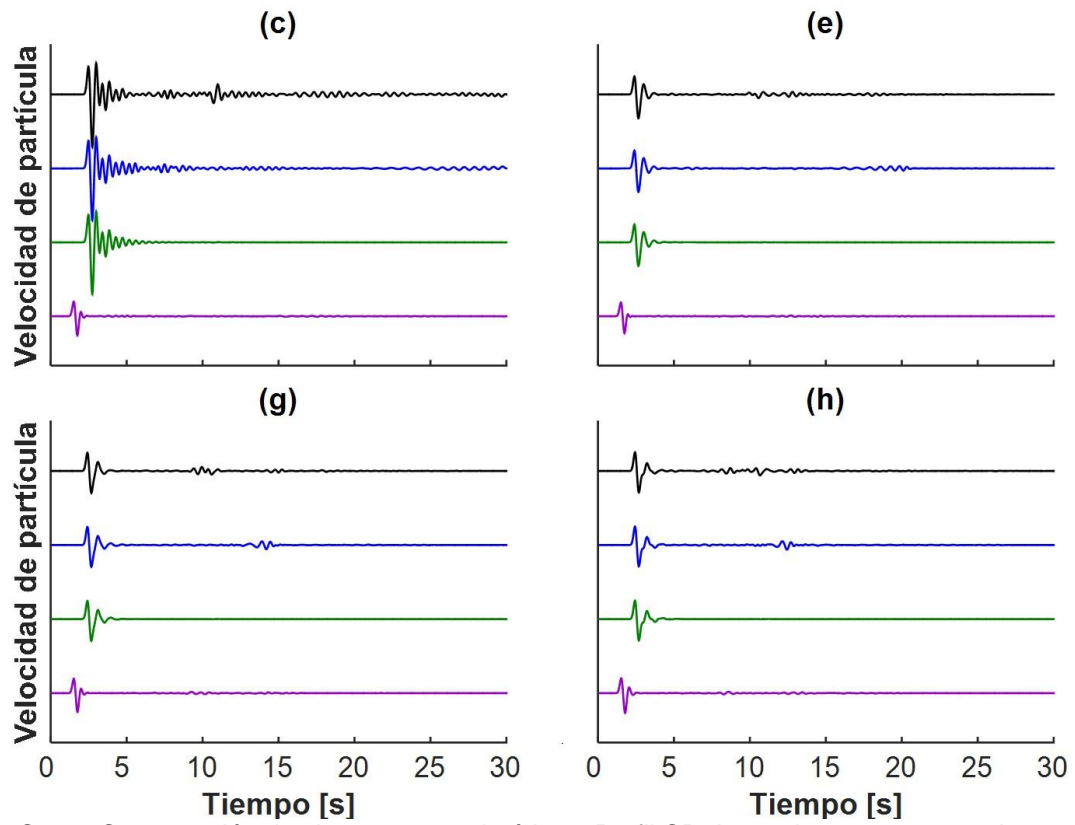


Figura C-3.2: Comparación de sismogramas sintéticos, Perfil CD. Los colores negro y azul representan las componentes longitudinal SV y transversal SH y en color morado se muestra la componente vertical P, para una simulación 2D. En color verde se muestra la componente transversal SH 1D.