



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA DE MATEMÁTICA

**Simulación de los efectos topográficos en la respuesta sísmica del
Valle de Caracas durante el terremoto de 1967**

Trabajo Especial de Grado presentado ante la ilustre Universidad Central de Venezuela por el **Br. Maria M. Rodríguez V.** para optar al título de Licenciado en Matemática.

Tutor (UCV): Dr. Otilio Rojas.

Tutor (FUNVISIS): MSc. Víctor Rocabado

Caracas, Venezuela

Noviembre, 2013

Nosotros, los abajo firmantes, designados por la Universidad Central de Venezuela como integrantes del Jurado Examinador del Trabajo Especial de Grado titulado “**Simulación de los efectos topográficos en la respuesta sísmica del Valle de Caracas durante el terremoto de 1967**”, presentado por el **Br. María Margarita Rodríguez Vásquez**, titular de la Cédula de Identidad **19.562.743**, certificamos que este trabajo cumple con los requisitos exigidos por nuestra Magna Casa de Estudios para optar al título de **Licenciado en Matemática**.

MSc. Víctor Rocabado
Jurado

Dra. Mariela Castillo
Jurado

MSc. Carmen Da Silva
Jurado

*Le dedico este trabajo a mi adorada madre, Daisy,
a mis queridos hermanos
y mi muy especial tía, Omaira.*

Agradecimiento

Agradezco ante nada a mi querido tutor el Dr. Otilio Rojas por quien tuve la oportunidad de desarrollar este trabajo y quién además colaboró y aportó mucho en cada uno de los capítulos que conforman este trabajo. Le agradezco su paciencia, interés y gran disposición en ayudarme en todo momento.

A la Universidad Central de Venezuela (UCV) por todos los beneficios y oportunidades que recibí durante mi formación académica.

A la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) especialmente a los Drs. André Singer y Michael Schmitz y al MSc. Víctor Rocabado quienes formaron parte de este estudio y orientaron en todo momento tanto en la selección y elaboración de los perfiles como en el análisis de los resultados obtenidos luego de las simulaciones.

Finalmente a mis compañeros Freddy Goyo y Jesús Grillet quienes colaboraron en la elaboración de los perfiles topográficos.

CONTENIDO

Dedicatoria	IV
Agradecimientos	V
Lista de Figuras	VII
Lista de Tablas	IX
Bibliografía	IX
1 Método de elementos espectrales	4
1.1 Ecuación de onda para un medio elástico	4
1.2 Formulación débil de la ecuación de onda	7
1.3 Discretización de la formulación débil de la ecuación de onda	9
1.4 Discretización temporal: Método de Newmark	15
1.5 Simulador: SEM2DPACK	17
2 Escenarios sísmicos y perfiles 2-D bajo estudio	19
2.1 Descripción de los escenarios sísmicos	19
2.2 Elección de perfiles 2-D	20
2.3 Parametrización de los perfiles	24
2.4 Descripción y mallado de los perfiles	25
2.4.1 Perfil I: Los Palos Grandes (Este-Oeste)	25
2.4.2 Perfil II: Los Palos Grandes (Norte-Sur)	26
2.4.3 Perfil III: Tinajitas (Este-Oeste)	28
3 Resultados, conclusiones y recomendaciones	30

3.1	Resultados de las simulaciones	30
3.1.1	Perfil I: Los Palos Grandes (Este-Oeste)	31
3.1.2	Perfil II: Los Palos Grandes (Norte-Sur)	36
3.1.3	Perfil III: Sector Tinajitas (Este-Oeste)	41
3.2	Conclusiones	47
3.3	Recomendaciones	48

Lista de Figuras

1.1	Ubicación de los puntos fijos o anchor nodes de acuerdo a la geometría de los elementos. . .	11
1.2	Mapeo de un elemento Ω_e (en la figura G_e) del espacio físico al cubo de referencia Λ . . .	11
2.1	Mapa de escenarios sísmicos. Rocabado [20]. Fallas según Audemard <i>et al.</i> (2000).	20
2.2	Plano de inmuebles afectados por el terremoto del 29 de julio de 1967 - Sector LPG - elaborado por la Oficina Metropolitana de Planificación Urbana (OMPU) y el Ministerio de Obras Públicas (MOP) en 1968.	21
2.3	Imagen de los escombros del edificio San José que cayeron hacia la excavación.	21
2.4	Plano de inmuebles afectados por el sismo del 29 de julio de 1967 - Sector Tinajitas - elaborado por la Oficina Metropolitana de Planificación Urbana (OMPU) y el Ministerio de Obras Públicas (MOP) en 1968.	22
2.5	Ubicación de los perfiles 2-D seleccionados en la zona de LPG. Imagen obtenida a través de Google Earth.	23
2.6	Ubicación del perfil 2-D en el Sector Tinajitas. Imagen obtenida a través de Google Earth.	23
2.7	Modelos A y B mallados del perfil I con dirección Este-Oeste en LPG. Perfiles elaborados en GID 7.2.	26
2.8	Modelos A y B mallados del perfil II con dirección Norte-Sur en LPG. Perfiles elaborados en GID 7.2.	28
2.9	Modelos A y B mallados del perfil III en dirección Este-Oeste del sector Tinajitas. Perfiles elaborados en GID 7.2	29
3.1	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil I	32

3.2	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil I	33
3.3	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil I.	34
3.4	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil I.	35
3.5	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil II.	36
3.6	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil II.	37
3.7	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil II.	39
3.8	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil II.	40
3.9	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil III.	42
3.10	Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil III.	43
3.11	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil III.	45
3.12	Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil III.	46

Lista de Tablas

2.1	Ángulos de incidencia utilizados en cada perfil.	24
2.2	Parámetros elásticos de los estratos sedimentarios y el basamento rocoso tabulados en Rocabado (2010) [20]. Incluye la velocidad de onda P (V_p), onda S (V_s), y la densidad.	24
2.3	Tamaño máximo de los elementos para cada uno de los estratos considerados.	25
2.4	Profundidades de los estratos sedimentarios a partir de la superficie del perfil.	26

Introducción

El estudio de la respuesta sísmica de los suelos del Valle de Caracas es un tema complejo y bajo investigación durante las últimas cuatro décadas. El terremoto de Caracas del 29 de julio de 1967 con magnitud M_w 6.6 ocurrido a 25Km al Noroeste del país [22] dejó un saldo de alrededor de 300 personas muertas además de daños severos a más de 200 edificaciones, y entre estas el colapso de cuatro edificios en la zona Los Palos Grandes que dejaron un saldo directo de 200 personas fallecidas [18]. Entre las investigaciones motivadas por este terremoto, algunos estudios se concentraron en los efectos de sitio evidenciados en ciertas zonas como Los Palos Grandes para evaluar sus posibles causas. Los trabajos de Murphy *et al.* (1969) y Briceño *et al.* (1978) revelaron la presencia de dos cuencas sedimentarias importantes en el Valle de Caracas, precisamente en las zonas de Los Palos Grandes y San Bernardino, con efectos de amplificación en las ondas que contribuyeron a los graves daños observados.

La modelación de la respuesta sísmica del Valle de Caracas mediante el uso de simuladores numéricos aptos para la propagación de ondas elásticas, ha sido empleada como herramienta de estudio en los recientes 20 años. Papageorgiou y Kim (1991; 1993) emplearon una versión bidimensional del Método de Elemento de Frontera para simular el patrón ondulatorio SH y P-SV en el sector Los Palos Grandes. Sus resultados indican que la respuesta fundamental de la cuenca está en el rango de frecuencias de 0.8 a 1 Hz, y que las máximas aceleraciones a nivel de superficie varían entre 0.15 a 0.21 g (con g la aceleración de gravedad). Rocabado *et al.* (2006) y Rocabado (2010) presentan simulaciones P-SV sobre perfiles bidimensionales trazados en las cuencas de Los Palos Grandes y San Bernardino, y hacen uso del Método de Elementos Espectrales (SEM, por sus siglas en inglés: Spectral Element Method). En cuanto a las frecuencias fundamentales, sus resultados coinciden con los de Papageorgiou

y Kim ([16], [17]) en Los Palos Grandes, y además reportan 0,8 Hz en el caso de San Bernardino. Los resultados de Rocabado [20] también evidencian un posible acoplamiento entre las dos cuencas, donde efectos observados en la subcuenca de San Bernardino podrían estar inducidos por el patrón ondulatorio en la cuenca principal de Los Palos Grandes. Con el objeto de analizar en detalle este fenómeno, Delavaud *et al.* (2006) combina los efectos de la topografía y la cuenca y realiza las primeras simulaciones 3-D del Valle de Caracas haciendo uso de una implementación mas general del SEM con lo que se evidenció el efecto de difracción de las ondas generado por la montaña sobre la cuenca de Los Palos Grandes.

En los trabajos mencionados anteriormente, a excepción del último, no se prestó atención a un factor que podría influenciar significativamente los efectos de sitios observados en las cuencas mencionadas. En particular, cambios abruptos de la pendiente del perfil topográfico, dados en excavaciones, quebradas, y colinas, podrían inducir amplificaciones importantes en el movimiento de los suelos. Como antecedente, Meslem *et al.* (2012) presenta un estudio al respecto en la ciudad de Bourmedes, Argelia, luego del terremoto de 2003 de magnitud Mw 6.8. El mismo revela que edificios de mediana altura (entre 4 y 6 pisos) construidos en las laderas del río Tatarreg (hasta unos 200 metros del borde) sufrieron severos daños estructurales, mientras que edificaciones similares en zonas planas no fueron afectadas. En esta línea de ideas, se define el objetivo global de la presente investigación. Ante el terremoto de 1967, se pretende evaluar el impacto del factor topográfico en la amplificación de la respuesta sísmica en dos zonas del Valle de Caracas: Los Palos Grandes y el sector Tinajitas ubicado al Oeste del Valle. En el primer caso, el estudio considera la presencia de una excavación de 125 metros de ancho (en sentido Oeste-Este) y 12.5 metros de profundidad en la zona al momento del sismo, y se evalúa su influencia en el colapso de un edificio de 10 pisos ubicado en el borde Oeste de la misma. En el segundo caso, la investigación sigue de cerca a Meslem *et al.* (2012), y se enfoca en una quebrada que atraviesa el sector de Tinajitas, alrededor de la cual se registró un collarín de daños a estructuras de 1 ó 2 pisos, luego del sismo. Este trabajo se apoya en el trazado de perfiles 2-D en profundidad que atraviesan las zonas de estudio, y que incluyen los diferentes espesores sedimentarios basados en los registros de Murphy *et al.* (1969), Amarís *et al.* (2009), y Rocabado (2010). Al igual que Rocabado (2006), Rocabado (2010), y Osorio (2012), se hace uso del simulador

de propagación elástica SEM2DPACK ([2]; <http://sourceforge.net/projects/sem2d/>), que resulta una implementación 2-D flexible y validada del SEM.

Entre los métodos numéricos modernos para la simulación de la propagación de ondas en medios elásticos y/o viscoelásticos, el SEM es capaz de manejar modelos geológicos reales en dos y tres dimensiones, de manera computacionalmente eficiente ([9], [10], [11]). Este método combina la flexibilidad geométrica del Método de Elementos Finitos en medios heterogéneos, con la alta precisión de los métodos pseudo-espectrales. En su aplicación, el dominio es dividido en cuadrángulos (caso 2-D) o hexaedros deformados (caso 3-D) que son llevados mediante una transformación invertible a un elemento unitario uniforme, y sobre el cual la integración numérica procede mediante la cuadratura de Gauss-Lobatto-Legendre (GLL). Así, la discretización espacial de la forma variacional del modelo ondulatorio conduce a una matriz de masa diagonal, de inversión inmediata, y donde sus componentes, así como el resto de las integrales presentes en las ecuaciones discretas, son aproximadas mediante la cuadratura de GLL. Ambas representan las principales ventajas del método SEM.

La estructura de este trabajo se resume a continuación. En el capítulo 2, la formulación tridimensional del método SEM es presentada en combinación con la discretización temporal que tradicionalmente lo acompaña basada en el método de Newmark. En el capítulo 3, se especifican los escenarios sísmicos y perfiles 2-D seleccionados en las zonas mencionadas bajo estudio, además de describir la parametrización relevante a la propagación ondulatoria. Finalmente, en el capítulo 4 se muestran los resultados arrojados por las simulaciones realizadas a través de gráficos de la respuesta espectral (AR) y sismogramas sintéticos dependientes del tiempo. Además de ello se presentan las conclusiones y recomendaciones para futuros trabajos de investigación sobre el tema.

Capítulo 1

Método de elementos espectrales

1.1 Ecuación de onda para un medio elástico

La propagación de las ondas sísmicas a través de la corteza y el manto terrestre puede modelarse mediante la siguiente ecuación de movimiento para un medio elástico 3-D denotado por Ω :

$$\rho(x)\ddot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, t) - \nabla \cdot \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{x}, t) = \mathbf{f}(\mathbf{x}, t). \quad (1.1)$$

En esta formulación conocida como desplazamiento-esfuerzo, se identifican el parámetro ρ como la densidad de Ω , y las variables dependientes \mathbf{u} y $\boldsymbol{\sigma}$, como el vector desplazamiento y el tensor de esfuerzos, respectivamente. El símbolo punto encima de alguna de estas variables representa la operación de diferenciación temporal. A excepción de ρ , el resto de los términos se asumen funciones tanto del espacio \mathbf{x} , como del tiempo t , y el término \mathbf{f} permite modelar a una fuente sísmica. Esta formulación amerita de condiciones iniciales $\mathbf{u}_0(\mathbf{x})$ y $\dot{\mathbf{u}}_0(\mathbf{x})$, para el desplazamiento y la velocidad de las partículas de Ω en $t = 0$, es decir,

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, 0) = \mathbf{u}_0(\mathbf{x}) \quad (1.2a)$$

$$\dot{\mathbf{u}}(\mathbf{x}, 0) = \dot{\mathbf{u}}_0(\mathbf{x}) \quad (1.2b)$$

En un sólido elástico, se asume una relación constitutiva lineal entre los esfuerzos aplicados y las deformaciones experimentadas por el mismo, y esta relación es referida como la Ley de Hooke

$$\sigma(\mathbf{x}, t) = C(\mathbf{x}) : \varepsilon(\mathbf{x}, t). \quad (1.3)$$

donde el símbolo $:$ indica el operador de doble contracción y el cual se define mas adelante.

El tensor de deformación es definido de manera simétrica en la forma $\varepsilon = 1/2(\nabla\mathbf{u} + (\nabla\mathbf{u})^T)$ y omite posibles traslaciones y rotaciones sufridas por el sólido. Por otro lado, $C(\mathbf{x})$ es el tensor elástico de cuarto orden y que puede ser expresado en la notación de índices en términos de sus 81 componentes C_{ijkl} . Ahora, bajo consideraciones físicas de simetría de ambos tensores, σ ($\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$) y C ($C_{ijkl} = C_{klij}$), el número de componentes independientes en C se reducen a 21. Si además, se asume que el medio en estudio es un material isótropo, es decir la velocidad de propagación de las ondas es independiente de su dirección de viaje, las componentes independientes de C pueden definirse en términos de los parámetros de Lamé, λ y μ , en la forma [21]

$$C_{ijkl} = \lambda\delta_{ij}\delta_{kl} + \mu(\delta_{il}\delta_{jk} + \delta_{ik}\delta_{jl}). \quad (1.4)$$

En la ecuación anterior, el símbolo δ_{ij} representa el Delta de Kronecker.

Finalmente, bajo todas las consideraciones anteriores, la relación esfuerzo-deformación (1.3) se reduce a

$$\sigma_{ij} = \lambda\delta_{ij}\varepsilon_{kk} + 2\mu\varepsilon_{ij}, \quad (1.5)$$

y dada la simplicidad de esta relación lineal entre las componentes del tensor de esfuerzo y aquellas del gradiente del vector desplazamiento, la ley (1.3) se encuentra en la literatura algunas veces expresada en la forma ([6], pp. 11-13)

$$\sigma(\mathbf{x}, t) = C(\mathbf{x}) : \nabla\mathbf{u}(\mathbf{x}, t), \quad (1.6)$$

donde el operador de doble contracción está dado por

$$(C : \nabla u)_{ij} = \sum_{k,l=1}^3 C_{ijkl} \frac{\partial u_l}{\partial x_k}. \quad (1.7)$$

En la mayoría de las aplicaciones de las ecuaciones (1.1), (1.2) y (1.3) en sismología, la Tierra debe considerarse como un medio heterogéneo donde ρ , λ , y μ pueden variar en el espacio e incluso presentar discontinuidades en interfaces internas de geometría arbitraria. De igual manera, la superficie topográfica representa la interfaz tierra-atmósfera y exhibe un contraste drástico en la densidad de ambos medios. La formulación matemática considera estas interfaces físicas mediante condiciones de frontera apropiadas. Una condición de frontera libre, impone en la superficie de la tierra la nulidad del vector de tracción $\mathbf{T} = \sigma \cdot \mathbf{n}$, es decir $\mathbf{T} = \mathbf{0}$. Las fronteras entre las capas internas del material con diferentes velocidades de propagación, resultan superficies de continuidad del vector de tracción, y posiblemente del campo de desplazamientos, a menos que esta superficie represente a una falla geológica. De hecho, un modelo bien conocido de terremotos, incorpora como condición de frontera la historia del deslizamiento en cada punto de falla, mediante el valor del salto (o discontinuidad) del desplazamiento en los puntos de esa superficie. En muchas ocasiones, se incorpora en la formulación matemática de (1.1), (1.2) y (1.3) condiciones absorbentes en fronteras computacionales artificiales. Estas permiten la simulación del tránsito de ondas sísmicas a medios terrestres de dimensiones mucho mayores a las de su versión computacional manejada por un simulador, evitando cualquier reflexión de estos bordes artificiales. Es por eso que estas técnicas son también llamadas no reflejantes. Una amplia gama de condiciones absorbentes pueden encontrarse en la literatura geofísica, variando en complejidad y eficiencia computacional, y para una revisión general se recomienda el texto de A. Fichtner [6], mientras que D. Komatitsch [9] describe las más usadas en el marco del Método de Elementos Espectrales. En el presente trabajo, no se incluye un estudio de este tipo de técnicas.

De manera formal, se considera que la frontera del dominio semi-abierto Ω denotada como Γ , se descompone en dos subregiones no superpuestas Γ^{int} y Γ^{ext} , y que representan la frontera física y la frontera externa artificial, respectivamente, de manera tal que

$$\Gamma = \Gamma^{int} \cup \Gamma^{ext}. \quad (1.8)$$

La frontera física Γ^{int} se divide a su vez en dos subregiones no superpuestas, Γ_T^{int} y Γ_g^{int} , en las cuales se asumen conocidas las siguientes condiciones de borde sobre el vector tracción \mathbf{T} y el campo de desplazamiento \mathbf{u} , respectivamente,

$$\sigma(\mathbf{x}, t) \cdot \mathbf{n}(\mathbf{x}) = 0 \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma_T^{int} \quad (1.9a)$$

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = g(\mathbf{x}, t) \quad \text{para } \mathbf{x} \in \Gamma_g^{int}. \quad (1.9b)$$

Nótese que la frontera Γ_T^{int} se ha considerado como una superficie libre del material.

1.2 Formulación débil de la ecuación de onda

La solución \mathbf{u} del problema (1.1), (1.2) y (1.6) es buscada en el espacio L de los desplazamientos que satisfacen las condiciones de frontera (1.9a) y (1.9b), y que se define como

$$L = \{\mathbf{u} : \Omega \times I \rightarrow \mathbb{R}^3 \mid \mathbf{u} \in H^1(\Omega)^3 \text{ y } \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = g(\mathbf{x}, t) \text{ para } (\mathbf{x}, t) \in \Gamma_g^{int} \times I\}, \quad (1.10)$$

donde I representa el intervalo de tiempo $(0, T)$ de interés y

$$H^1(\Omega)^3 = \{\mathbf{v} : \Omega \rightarrow \mathbb{R}^3 \mid v_1, v_2, v_3 \in H^1(\Omega)\}. \quad (1.11)$$

El espacio $H^1(\Omega)$ representa el espacio de Sobolev definido por

$$H^1(\Omega) = \left\{ \mathbf{v} : \Omega \rightarrow \mathbb{R}^3 \mid \mathbf{v}, \frac{\partial v}{\partial x}, \frac{\partial v}{\partial y}, \frac{\partial v}{\partial z} \in L^2(\Omega) \right\}, \quad (1.12)$$

siendo $L^2(\Omega)$ el espacio de las funciones cuadrado integrables.

Considere \mathbf{v} como una función vectorial arbitraria e independiente del tiempo definida en el espacio V de las funciones de prueba representado como

$$V = \{\mathbf{v} : \Omega \rightarrow \mathbb{R}^3 \mid \mathbf{v} \in H^1(\Omega)^3 \text{ y } \mathbf{v}(\alpha) = 0 \text{ para } \alpha \in \Gamma_g^{int}\}, \quad (1.13)$$

y tómesese su producto interno con la ecuación (1.1). Al integrar sobre el dominio Ω se obtiene

$$\int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \ddot{\mathbf{u}} d^3 \mathbf{x} - \int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot (\nabla \cdot \sigma) d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot \mathbf{f} d^3 \mathbf{x}. \quad (1.14)$$

La segunda integral del primer miembro de esta ecuación puede ser reescrita utilizando el teorema de la divergencia de Gauss, para lo cual es necesario asumir que Γ^{int} es una superficie cerrada, suave y regular, o al menos suave a trozos, y que además \mathbf{v} es diferenciable. Previamente, se usa la regla del producto definida en esta álgebra tensorial como

$$\nabla \cdot (\sigma \cdot \mathbf{v}) = (\nabla \cdot \sigma) \cdot \mathbf{v} + (\nabla \mathbf{v}) : \sigma \quad (1.15)$$

y al aplicar el teorema de la divergencia se tiene

$$\int_{\Omega} \nabla \cdot (\mathbf{v} \cdot \sigma) d^3 \mathbf{x} = \int_{\Gamma^{int}} \mathbf{v} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n}) d^2 \mathbf{x} \quad (1.16)$$

y este resultado permite reescribir la integración de (1.15) en la forma

$$\int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot (\nabla \cdot \sigma) d^3 \mathbf{x} = \int_{\Gamma^{int}} \mathbf{v} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n}) d^2 \mathbf{x} - \int_{\Omega} (\nabla \mathbf{v}) : \sigma d^3 \mathbf{x}. \quad (1.17)$$

Nótese que la integral de frontera se puede reescribir como

$$\int_{\Gamma^{int}} \mathbf{v} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n}) d^3 \mathbf{x} = \int_{\Gamma_T^{int}} \mathbf{v} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n}) d^3 \mathbf{x} + \int_{\Gamma_g^{int}} \mathbf{v} \cdot (\sigma \cdot \mathbf{n}) d^3 \mathbf{x} = 0. \quad (1.18)$$

En ambos casos, las integrales del segundo miembro de la ecuación anterior se anulan. La primera de ellas por la condición de frontera libre dada en (1.9a), y la segunda por la condición sobre la función de prueba \mathbf{v} de acuerdo a la definición (1.13).

Finalmente, el resultado obtenido al reemplazar la condición (1.18) en (1.17), permite transformar la ecuación (1.14) en la formulación débil de la ecuación (1.1) dada por

$$\int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \ddot{\mathbf{u}} d^3 \mathbf{x} + \int_{\Omega} (\nabla \mathbf{v}) : \sigma d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot \mathbf{f} d^3 \mathbf{x}. \quad (1.19)$$

Un procedimiento similar permite reducir la ecuación tensorial (1.6) a su forma débil

$$\int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot \boldsymbol{\sigma} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega} \mathbf{v} \cdot (\mathbf{C} : \nabla \mathbf{u}) d^3 \mathbf{x}. \quad (1.20)$$

En este sentido la solución la solución del campo de desplazamiento en su forma débil debe satisfacer las ecuaciones integrales (1.19) y (1.20), para la función de prueba \mathbf{v} considerada, además de la versión integral de las condiciones iniciales (1.2a) y (1.2b)

$$\int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \mathbf{u}|_{t=0} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \mathbf{u}_0 d^3 \mathbf{x} \quad (1.21a)$$

$$\int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \dot{\mathbf{u}}|_{t=0} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega} \rho \mathbf{v} \cdot \dot{\mathbf{u}}_0 d^3 \mathbf{x} \quad (1.21b)$$

1.3 Discretización de la formulación débil de la ecuación de onda

El dominio físico Ω se descompone en n_e *elementos* Ω_e no superpuestos, tales que $\Omega = \bigcup_{e=1}^{n_e} \Omega_e$. Para aproximar los campos del desplazamiento y esfuerzo se definen sobre cada elemento $(N + 1)^3$ funciones bases locales dependientes del espacio

$$\psi_{ijk}(\mathbf{x}) = \psi_{ijk}(x_1, x_2, x_3), \quad (1.22)$$

pesadas por coeficientes de expansión dependientes del tiempo $u_p^{ijk}(t)$. En particular, las aproximaciones de la componente p del desplazamiento y la componente pq del tensor de esfuerzos del elemento Ω_e , denotadas como \bar{u}_p y $\bar{\sigma}_p$ respectivamente, son consideradas de acuerdo al método de Galerkin como

$$u_p(\mathbf{x}, t) \approx \bar{u}_p(\mathbf{x}, t) = \sum_{i,j,k=1}^{N+1} u_p^{ijk}(t) \psi_{ijk}(\mathbf{x}) \quad (1.23)$$

$$\sigma_{pq}(\mathbf{x}, t) \approx \bar{\sigma}_{pq}(\mathbf{x}, t) = \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \sigma_{pq}^{ijk}(t) \psi_{ijk}(\mathbf{x}) \quad (1.24)$$

La función de prueba \mathbf{v} , introducida en la sección 1.2 se define como $\mathbf{v} = \psi_{ijk} \mathbf{e}_p$, donde \mathbf{e}_p es un vector de la base canónica de \mathbb{R}^3 . La formulación débil representada por las ecuaciones

(1.19), (1.20) y (1.21) es reemplazada por la formulación aproximada en el sentido de Galerkin dada por las siguientes ecuaciones

$$\int_{\Omega_e} \rho \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot \ddot{\mathbf{u}} d^3 \mathbf{x} + \int_{\Omega_e} (\nabla \psi_{ijk} \mathbf{e}_p) : \bar{\sigma} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega_e} \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot \mathbf{f} d^3 \mathbf{x} \quad (1.25)$$

$$\int_{\Omega_e} \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot \bar{\sigma} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega_e} \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot (C : \nabla \bar{\mathbf{u}}) d^3 \mathbf{x} \quad (1.26)$$

$$\int_{\Omega_e} \rho \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot \bar{\mathbf{u}}|_{t=0} d^3 \mathbf{x} = \int_{\Omega_e} \rho \psi_{ijk} \mathbf{e}_p \cdot \dot{\bar{\mathbf{u}}}|_{t=0} d^3 \mathbf{x} = 0 \quad (1.27)$$

donde las componentes del vector $\dot{\bar{\mathbf{u}}}$ están dadas por las aproximaciones para el desplazamiento.

En la última ecuación se han asumido condiciones iniciales homogéneas. A continuación, el elemento Ω_e definido en el sistema de coordenadas cartesiano, es mapeado a un cubo de referencia $\Lambda = [-1, 1]^3$ en un nuevo sistema de coordenadas con vector posición ξ , a través de una transformación F_e invertible, con jacobiano positivo y local para cada elemento

$$F_e : \Lambda \rightarrow \Omega_e, \mathbf{x}(\xi) = \mathbf{F}_e(\xi), \xi(\mathbf{x}) = \mathbf{F}_e^{-1}(\mathbf{x}), e = 1, \dots, n_e \quad (1.28)$$

$$\mathbf{x}(\xi) = \mathbf{F}_e(\xi) = \sum_{a=1}^{n_a} N^a(\xi) \mathbf{x}^a \quad (1.29)$$

En la ecuación anterior el símbolo \mathbf{x}^a denota los n_a puntos fijos de control que definen la geometría del elemento Ω_e y son llamados *anchor nodes*. La cantidad de estos nodos puede variar según la geometría del elemento (figura 1.1). El símbolo N^a denota a su vez las funciones de interpolación definidas por el producto triple de polinomios unidimensionales de Lagrange evaluados en cada dirección ortogonal del cubo de referencia Λ .

En la figura 1.1 (a) se muestra el caso de un elemento de bordes rectos sobre el cual se fijan los nodos en cada una de sus ocho esquinas. Sin embargo, en el caso de elementos con bordes curvados es preferible agregar nodos de control sobre los mismos bordes como se muestra en (b) aunque también es posible para un mayor control de la geometría colocar

nodos en las caras y centro del elemento, representados en (c) con cuadros sin rellenar y con un triángulo respectivamente.

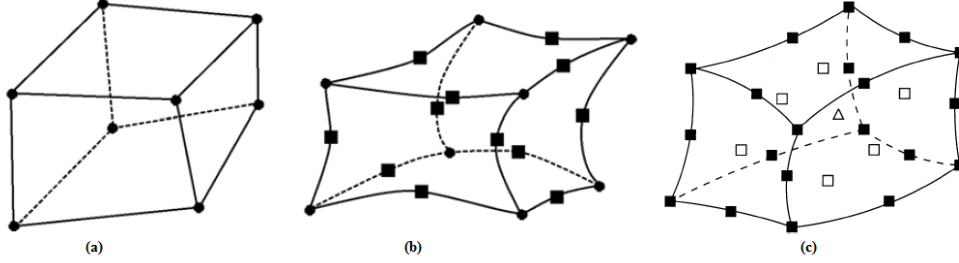


Figura 1.1: Ubicación de los puntos fijos o anchor nodes de acuerdo a la geometría de los elementos.

Por su parte, la figura 1.2 ilustra la correspondencia entre el elemento Ω_e , perteneciente al mallado del dominio físico Ω , y el cubo unitario de referencia Λ . Las líneas punteadas inidican las líneas nodales para diferentes grados polinomiales.

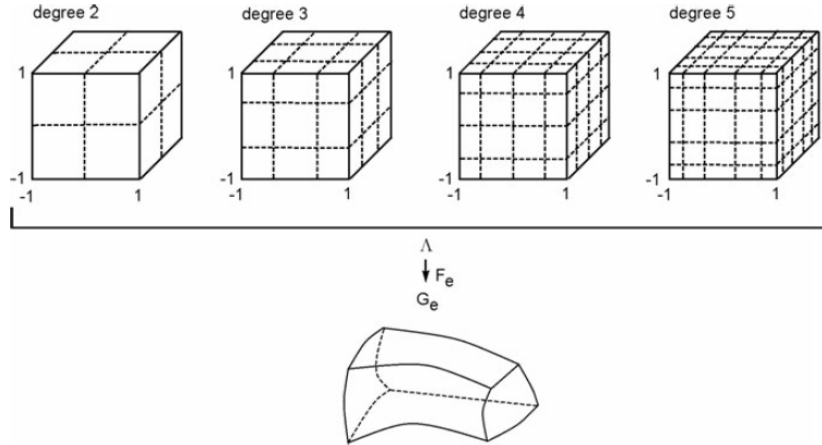


Figura 1.2: Mapeo de un elemento Ω_e (en la figura G_e) del espacio físico al cubo de referencia Λ .

A continuación, con el objetivo de facilitar la lectura, se presentan individualmente las fórmulas para aproximar cada una de las integrales presentes en las ecuaciones (1.25) y (1.26). En el caso del primer término de la ecuación (1.25) se tiene

$$\mathbb{F}_{qrs}[\rho \ddot{u}_p] := \int_{\Omega_e} \rho \psi_{qrs} \mathbf{e}_p \cdot \ddot{\mathbf{u}} d^3 \mathbf{x} = \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \int_{\Omega_e} \rho(\mathbf{x}) \ddot{u}_p^{ijk}(t) \psi_{ijk}(\mathbf{x}) \psi_{qrs}(\mathbf{x}) d^3 \mathbf{x} \quad (1.30)$$

donde el símbolo \mathbb{F} es usado para indicar que $\mathbb{F}_{qrs}[\rho\ddot{\mathbf{u}}_p]$ representa un valor promedio de fuerza en el elemento de malla Ω_e .

De acuerdo a la transformación F_e , la integral de la ecuación (2.30) se reescribe como

$$\mathbb{F}_{qrs}[\rho\ddot{\mathbf{u}}_p] = \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \int_{\Lambda} \rho[\mathbf{x}(\xi)] \ddot{u}_p^{ijk}(t) \psi_{ijk}[\mathbf{x}(\xi)] \psi_{qrs}[\mathbf{x}(\xi)] J(\xi) d^3\xi \quad (1.31)$$

donde el símbolo J denota al jacobiano de F_e , y el cual resulta positivo en todo punto de Λ después de una construcción conveniente de la malla de elementos Ω_e . En este punto, se especifican las funciones bases ψ_{ijk} que caracterizan al método de elementos espectrales por su alta precisión numérica y gran eficiencia computacional [9]. Dichas funciones se definen como el producto de tres polinomios de Lagrange unidimensionales de grado N , cada uno definido sobre los puntos de colocación $\xi = (\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ en cada dirección del cubo de referencia. Estos puntos de colocación ξ corresponden con los nodos de la cuadratura de Gauss-Lobatto-Legendre (en adelante puntos GLL) considerados en el elemento Ω_e a lo largo de sus 3 ejes coordenados

$$\psi_{ijk}[\mathbf{x}(\xi)] = \ell_i(\xi_1) \ell_j(\xi_2) \ell_k(\xi_3). \quad (1.32)$$

Estos polinomios satisfacen la siguiente condición de cardinalidad en los puntos GLL $\xi^{qrs} := (\xi_1^q, \xi_2^r, \xi_3^s)$

$$\ell_i(\xi_1^q) = \delta_{iq}, \quad \ell_j(\xi_2^r) = \delta_{jr}, \quad \ell_k(\xi_3^s) = \delta_{ks}. \quad (1.33)$$

definiendose δ_{ij} como el Delta de Kronecker.

Al reemplazar las funciones bases en la expresión (1.31) se obtiene

$$\mathbb{F}_{qrs}[\rho\ddot{\mathbf{u}}_p] = \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \int_{\Lambda} \rho'(\xi) \ddot{u}_p^{ijk}(t) \ell_i(\xi_1) \ell_j(\xi_2) \ell_k(\xi_3) \ell_q(\xi_1) \ell_r(\xi_2) \ell_s(\xi_3) J(\xi) d^3\mathbf{x}, \quad (1.34)$$

donde la densidad se ha definido como

$$\rho'(\xi) := \rho[\mathbf{x}(\xi)]. \quad (1.35)$$

Finalmente, a través de la fórmula de la cuadratura de Gauss-Lobatto-Legendre y utilizando la propiedad cardinal (2.33) se aproxima numéricamente la integral en la ecuación (1.34) transformándose en

$$\mathbb{F}_{qrs}[\rho\ddot{u}_p] = w_q w_r w_s \rho'(\xi^{qrs}) \ddot{u}_p^{qrs} J(\xi^{qrs}), \quad (1.36)$$

donde

$$w_i = \int_{-1}^1 l_i(\xi) d\xi. \quad (1.37)$$

Como próximo paso se considera la aproximación del segundo término a la izquierda de la ecuación (1.25) y el cual se denota

$$\mathbb{F}_{qrs}[(\nabla \cdot \sigma)_p] := \int_{\Omega_e} \nabla(\psi_{qrs} \mathbf{e}_p) : \bar{\sigma} d^3\xi, \quad i = q, r, s. \quad (1.38)$$

En particular el integrando resulta equivalente a

$$\nabla(\psi_{qrs} \mathbf{e}_p) : \bar{\sigma} = \sum_{n=1}^3 \frac{\partial \psi_{qrs}(\mathbf{x})}{\partial x_n} \bar{\sigma}_{np}(\mathbf{x}) = \sum_{m,n=1}^3 \frac{\partial \psi'_{qrs}(\xi)}{\partial \xi_m} \frac{\partial \xi_m}{\partial x_n} \bar{\sigma}'_{np}(\xi), \quad (1.39)$$

una vez reescrito usando la transformación de coordenadas F_e , y donde $\bar{\sigma}'$ y ψ'_{qrs} representan el tensor de esfuerzos y las funciones bases transformados.

A partir del resultado anterior y considerando las funciones bases definidas en (1.32), la integral en (1.38) se expresa en el cubo de referencia Λ de la siguiente manera

$$\mathbb{F}_{qrs}[(\nabla \cdot \sigma)_p] = \sum_{m,n=1}^3 \int_{\Lambda} \frac{\partial \xi_m}{\partial x_n} \frac{\partial}{\partial \xi_m} [l_q(\xi_1) l_r(\xi_2) l_s(\xi_3)] \bar{\sigma}'_{np}(\xi) J(\xi) d^3\xi. \quad (1.40)$$

Aplicando la cuadratura numérica GLL, la integral anterior puede ser aproximada mediante la expresión

$$\begin{aligned}
\mathbb{F}_{qrs}[(\nabla \cdot \sigma)_p] &= \sum_{n=1}^3 \sum_{i=1}^{N+1} w_i w_r w_s \dot{\ell}_q(\xi_1^i) \sigma_{np}^{irs} J(\xi^{irs}) \frac{\partial \xi_1}{\partial x_n}(\xi^{irs}) \\
&+ \sum_{n=1}^3 \sum_{i=1}^{N+1} w_q w_i w_s \dot{\ell}_r(\xi_2^i) \sigma_{np}^{qis} J(\xi^{qis}) \frac{\partial \xi_2}{\partial x_n}(\xi^{qis}) \\
&+ \sum_{n=1}^3 \sum_{i=1}^{N+1} w_q w_r w_i \dot{\ell}_s(\xi_3^i) \sigma_{np}^{qri} J(\xi^{qri}) \frac{\partial \xi_3}{\partial x_n}(\xi^{qri}) \quad (1.41)
\end{aligned}$$

Repitiendo el procedimiento anterior para el término \mathbf{f} que representa la fuente en la ecuación (1.25) se obtiene

$$\mathbb{F}_{qrs}(f_p) := \int_{\Omega_e} \psi_{qrs} \mathbf{e}_p \cdot \mathbf{f} d^3 \mathbf{x} = w_q w_r w_s f'_p(\xi^{qrs}) J(\xi^{qrs}), \quad (1.42)$$

donde f'_p representa la fuerza que ha sido transformada mediante F_e representada en el cubo Λ . Las ecuaciones (1.36), (1.41) y (1.42) representan las aproximaciones via Galerkin de la ecuación de onda (1.25).

A continuación, se aplica el mismo procedimiento de discretización a la forma débil de la ley constitutiva (1.26). La proyección de Galerkin de la componente mn del tensor de esfuerzos se define como

$$\mathbb{F}_{qrs}(\sigma_{mn}) := \int_{\Omega_e} (\psi_{qrs} \mathbf{e}_m \cdot \bar{\sigma})_n d^3 \mathbf{x} = w_q w_r w_s \sigma_{mn}^{qrs} J(\xi^{qrs}). \quad (1.43)$$

Al proyectar la componente mn del lado derecho de la igualdad resulta

$$\mathbb{F}_{qrs}[(C : \nabla u)_{mn}] = \int_{\Omega_e} (\psi_{qrs}(\mathbf{x}) \mathbf{e}_m \cdot C : \nabla u)_n d^3 \mathbf{x}. \quad (1.44)$$

Al efectuar la operación de doble contracción en la ecuación anterior e insertar la aproximación vía Galerkin (1.22) se obtiene

$$\mathbb{F}_{qrs}[(C : \nabla u)_{mn}] = \int_{\Omega_e} \psi_{qrs}(\mathbf{x}) \sum_{a,b=1}^3 C_{mnab} \frac{\partial}{\partial x_n} \left(\sum_{i,j,k=1}^{N+1} u_b^{ijk}(t) \psi_{ijk}(x) \right) \quad (1.45)$$

$$= \sum_{a,b=1}^3 \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \int_{\Omega_e} \psi_{qrs}(\mathbf{x}) C_{mnab} \frac{\partial}{\partial x_a} [u_b^{ijk}(t) \psi_{ijk}(\mathbf{x})] d^3 \mathbf{x}. \quad (1.46)$$

Considerando la función F_e definida en (1.28) y (1.29) y sustituyendo las funciones bases constituidas por polinomios de Lagrange resulta

$$\mathbb{F}_{qrs}(\sigma_{mn}) = \sum_{a,b,p=1}^3 \sum_{i,j,k=1}^{N+1} \int_{\Lambda} u_b^{ijk} \ell_q(\xi_1) \ell_r(\xi_2) \ell_s(\xi_3) \cdot C'_{mnab}(\xi) \frac{\partial \xi_p}{\partial x_a} \frac{\partial}{\partial \xi_p} [\ell_i(\xi_1) \ell_j(\xi_2) \ell_k(\xi_3)] J(\xi) d^3 \xi, \quad (1.47)$$

donde $C'(\xi) := C[\mathbf{x}(\xi)]$. Luego siguiendo los pasos usuales descritos durante esta sección se obtiene la proyección de Galerkin

$$\mathbb{F}_{qrs}(\sigma_{mn}) = w_q w_r w_s J(\xi^{qrs}) \sum_{a,b=1}^3 C'_{mnab}(\xi^{qrs}) \sum_{i=1}^{N+1} \left[u_n^{irs} \ell_i(\xi_1^q) \frac{\partial \xi_1}{\partial x_m} + u_n^{qis} \ell_i(\xi_2^r) \frac{\partial \xi_2}{\partial x_m} + u_n^{qri} \ell_i(\xi_3^s) \frac{\partial \xi_3}{\partial x_m} \right]. \quad (1.48)$$

Finalmente, todo este proceso de discretización espacial e integración numérica permite escribir el sistema de ecuaciones (1.25) y (1.26) en cada punto ξ^{qrs} en la siguiente forma semi-discreta únicamente dependiente del tiempo

$$[w_q w_r w_s \rho' J(\xi^{qrs})] \ddot{u}_p^{qrs} = \mathbb{F}_{qrs}(f_p) - \mathbb{F}_{qrs}[(\nabla \cdot \sigma)_p], \quad (1.49)$$

$$[w_q w_r w_s J(\xi^{qrs})] \sigma_{mn}^{qrs} = \mathbb{F}_{qrs}[(C : \nabla u)_{mn}]. \quad (1.50)$$

1.4 Discretización temporal: Método de Newmark

La solución numérica de las ecuaciones (1.25) y (1.26) permiten aproximar la evolución del campo de desplazamientos $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ una vez que el término de aceleración \ddot{u}_p^{qrs} ha sido discretizado en el tiempo. Existen algunas técnicas tradicionales para estimar esta derivada, como por ejemplo las diferencias finitas centradas que conducen a un método numérico explícito en el tiempo. A continuación se describe una alternativa conocida como el método de Newmark, que resulta muy atractiva gracias a sus propiedades conservativas del momento lineal y momento angular [8].

Primeramente, el intervalo $I = (0, T)$ para el cual está definido el problema de valor inicial y de frontera de la sección 1.1, es dividido en subintervalos iguales de acuerdo al

paso de tiempo discreto $\Delta(t)$. Luego, se introducen dos parámetros de control β y γ , que satisfacen $0 \leq \beta \leq 1/2$ y $0 \leq \gamma \leq 1$. En general, el método de Newmark se define en términos de las siguientes fórmulas iterativas

$$\bar{u}(t + \Delta t) = \bar{u}(t) + \Delta t \bar{v}(t) + \Delta t^2 \left[\left(\frac{1}{2} - \beta \right) \ddot{u}(t) + \beta \ddot{u}(t + \Delta t) \right] \quad (1.51)$$

$$\bar{v}(t + \Delta t) = \bar{v}(t) + \Delta t [(1 - \gamma) \ddot{u}(t) + \gamma \ddot{u}(t + \Delta t)] \quad (1.52)$$

donde \bar{u} representa la aproximación del vector de desplazamiento.

Sin embargo, una versión con segundo orden de precisión y de fácil implementación computacional es obtenida para el caso $\beta = 0$ y $\gamma = 1/2$, la cual resulta

$$\bar{u}(t + \Delta t) = \bar{u}(t) + \Delta t \bar{v}(t) + \left(\frac{1}{2} \Delta t^2 \ddot{u}(t) \right), \quad (1.53)$$

$$\bar{v}(t + \Delta t) = \bar{v}(t) + \left(\frac{1}{2} \Delta t [\ddot{u}(t) + \ddot{u}(t + \Delta t)] \right). \quad (1.54)$$

El orden de las operaciones para el cálculo del desplazamiento $\bar{u}(t + \Delta t)$ es como sigue. Partiendo del dato $\bar{u}(t)$, las ecuaciones semi-discretas del método espectral (1.49) y (1.50) permiten calcular el término de aceleración $\ddot{u}(t)$. Esta aproximación acompañada del dato de velocidad $\bar{v}(t)$ permiten calcular $\bar{u}(t + \Delta t)$ a partir de la ecuación (1.53). Por último, el recién obtenido desplazamiento en combinación con las ecuaciones semi-discretas (1.49) y (1.50), permiten estimar la aceleración $\ddot{u}(t + \Delta t)$, y de allí se actualiza la velocidad al instante $t + \Delta t$ mediante la ecuación (1.54) [6].

El esquema de Newmark aplicado a las ecuaciones del método de elementos espectrales, es condicionalmente estable dado que el tamaño máximo del paso de tiempo $\Delta(t)$ está limitado, no sólo por la precisión de Newmark, sino con el objeto de garantizar la estabilidad de la iteración temporal del esquema. Este límite está dado por el conocido número de Courant-Friedrichs-Lewy c , en honor a los investigadores que lo introducen, y el cual está dado por

$$c = \Delta t \frac{v_{max}}{h_{min}}. \quad (1.55)$$

En c , v_{max} representa la máxima velocidad de propagación en estas aplicaciones, y que debe ser seleccionada entre el conjunto de valores que asume la rapidez de la Onda P. El término h_{min} refiere a la longitud mínima entre todos los lados de los elementos que forman el mallado de Ω_e . Los estudios teóricos que acotan el máximo de valor de c para este método numérico, están limitados a medios homogéneos y no acotados, y recomiendan cotas como $c \leq 0.55$. En este trabajo, se tomará esta cota a fines de fijar c , pero en algunas de las aplicaciones donde el mallado final del dominio presenta elementos con una elevada discrepancia de tamaños, será necesario reducir c a 0.4, con el objeto de garantizar la estabilidad de la implementación usada en este trabajo, y descrita en la siguiente sección.

1.5 Simulador: SEM2DPACK

El paquete SEM2DPACK [2] es un conjunto de herramientas computacionales que permiten simular la propagación de ondas sísmicas y dinámicas de rupturas en terremotos. Consta de un programa núcleo, SEM2D, encargado de resolver la ecuación de onda elástica en 2D basándose en el Método de Elementos Espectrales descrito en las secciones anteriores. Provee herramientas para cada uno de los siguientes pasos que constituyen la elaboración de un proyecto de simulación:

1. **Generación de la malla:** El dominio debe ser dividido en cuadriláteros. El SEM2DPACK permite elaborar mallados estructurados y semi-estructurados y para el caso de los no estructurados permite importar aquellos generados externamente.
2. **Verificación de la calidad del mallado:** precisión, estabilidad y costo computacional. En caso de no lograr la calidad necesaria se debe regresar al paso anterior.
3. **Simulación numérica:** a través del SEM2D.
4. **Post-procesamiento, visualización y análisis de los resultados obtenidos** en el paso anterior. El SEM2DPACK incluye funciones elaboradas en la herramienta MATLAB tales como graficación de los resultados.

Las versiones mas recientes del SEM2DPACK pueden ser descargadas gratuitamente en la siguiente dirección URL:

<http://sourceforge.net/projects/sem2d/>.

Para el presente trabajo la versión utilizada fue la 2.3.6.

Capítulo 2

Escenarios sísmicos y perfiles 2-D bajo estudio

2.1 Descripción de los escenarios sísmicos

Un escenario sísmico lo constituye principalmente la posible localización del foco o epicentro de un terremoto. Si la zona de estudio afectada por el patrón de ondas sísmicas está suficientemente alejada del epicentro, este frente de ondas se puede asumir como plano, siendo su ángulo de incidencia un parámetro importante a considerar en la modelación [16]. Para el presente trabajo, se eligieron dos escenarios sísmicos ubicados al norte del Valle de Caracas sobre la Falla de San Sebastián (ver figura 2.1), y que fueron usados por Rocabado en [20] al simular la respuesta sísmica del Valle de Caracas a planos de ondas propagándose en dirección Este-Oeste (escenario 1), o en dirección Norte-Sur (escenario 2). Los ángulos de incidencia para estos escenarios 1 y 2, son de 37° y 22° , respectivamente, medidos respecto al plano horizontal.



Figura 2.1: Mapa de escenarios sísmicos. Rocabado [20]. Fallas según Audemard *et al.* (2000).

2.2 Elección de perfiles 2-D

Para modelar el efecto de la topografía sobre el patrón de ondas sísmicas y los daños estructurales observados luego del terremoto de 1967, el Dr. André Singer¹ y el Dr. Michael Schmitz² proponen enfocar este estudio a dos zonas del Valle de Caracas: Los Palos Grandes (LPG) y la Quebrada de Tinajitas. En el caso de LPG, el objetivo del estudio es analizar la posible influencia de una excavación existente al momento del sismo en la respuesta sísmica, mientras que en el caso de Tinajitas, es el hundimiento abrupto propio de una quebrada, el factor a evaluar.

En la figura 2.2 se muestra la ubicación de la excavación en el sector de LPG donde se iniciaba la construcción del actual Centro Plaza. En el extremo Nor-Oeste de la excavación, se señala (con un punto rojo) la ubicación del edificio San José, uno de los cuatro edificios que colapsaron durante el evento telúrico de 1967 en la zona, y el cual se encontraba separado de la excavación por un pequeño estacionamiento. La figura 2.3 muestra el lamentable estado

¹Profesor de la Cátedra de Geomorfología en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela (UCV), y actualmente asesor de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS) luego de una larga trayectoria por esta institución.

²Jefe del Departamento de Geofísica en FUNVISIS y profesor en la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UCV.

del edificio una vez finalizado el evento sísmico. En la figura el edificio Coral (I) y el edificio Lassie (II) vecinos al edificio San José sólo sufrieron daños menores.

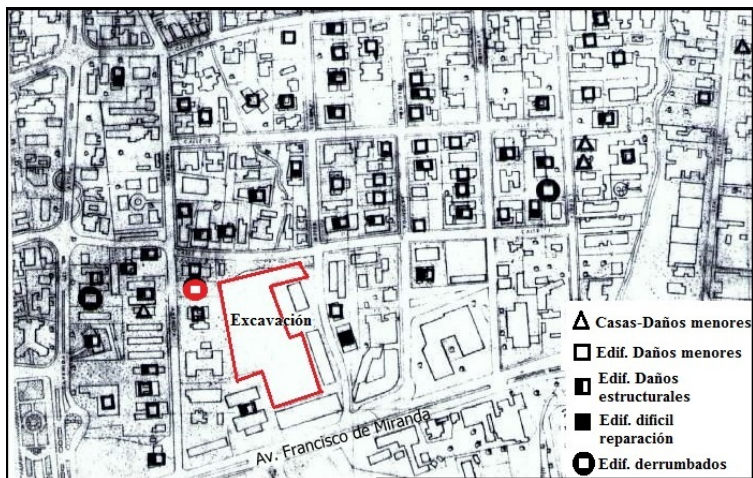


Figura 2.2: Plano de inmuebles afectados por el terremoto del 29 de julio de 1967 - Sector LPG -elaborado por la Oficina Metropolitana de Planificación Urbana (OMPU) y el Ministerio de Obras Públicas (MOP) en 1968.



Figura 2.3: Imagen de los escombros del edificio San José que cayeron hacia la excavación.

Por otro lado, la figura 2.4 ilustra los daños en estructuras registrados alrededor de la Quebrada Tinajitas, la cual atraviesa ese sector de la ciudad en dirección norte-sur. Como se

puede observar, la mayoría de los inmuebles afectados representados en forma de triángulo, se encontraban en los alrededores de esta quebrada y corresponden a casas de uno a dos pisos.

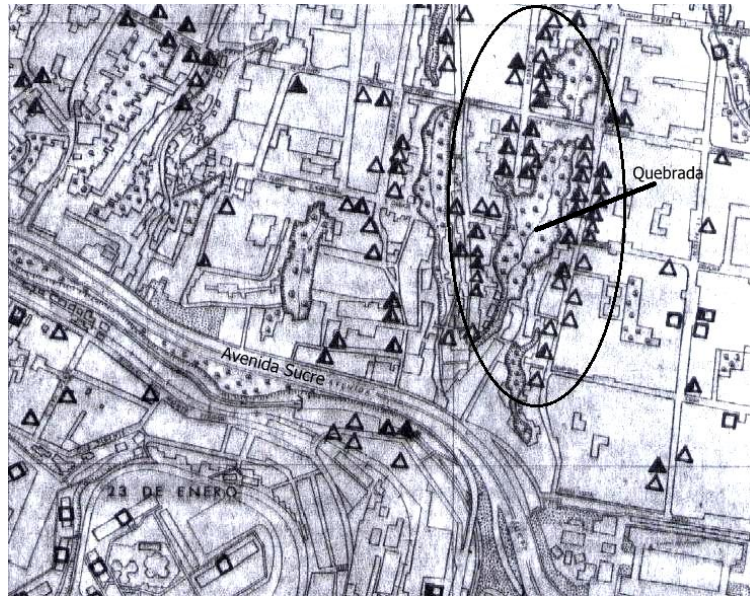


Figura 2.4: Plano de inmuebles afectados por el sismo del 29 de julio de 1967 - Sector Tinajitas - elaborado por la Oficina Metropolitana de Planificación Urbana (OMPU) y el Ministerio de Obras Públicas (MOP) en 1968.

Para simular la respuesta sísmica en la zona de LPG se trazaron dos perfiles que a nivel de topografía cruzan la excavación en ambas direcciones, un perfil con orientación Norte-Sur, y un segundo perfil en dirección Este-Oeste (figura 2.5). Esto con la finalidad de estudiar los efectos de la cuenca sedimentaria (por ambos perfiles) y el afloramiento del lecho rocoso hacia la montaña del Avila (perfil Norte-Sur), en la respuesta de la zona ante los escenarios sísmicos considerados. En particular, para el perfil Este-Oeste se acordó utilizar el escenario sísmico número 1, mientras que para el perfil Norte-Sur se seleccionó el sismo escenario número 2, ambos previamente ilustrados en la figura 2.1. Esta correspondencia entre perfil y sismo escenario tiene como objetivo obtener una respuesta sísmica más pronunciada en cada perfil.



Figura 2.5: Ubicación de los perfiles 2-D seleccionados en la zona de LPG. Imagen obtenida a través de Google Earth.

En el caso de la Quebrada de Tinajitas, se trazó un único perfil que atraviesa esta quebrada con dirección Este-Oeste, y para el cual se harán simulaciones solo considerando el sismo escenario número 2 (ver figura 2.6).



Figura 2.6: Ubicación del perfil 2-D en el Sector Tinajitas. Imagen obtenida a través de Google Earth.

La tabla 2.1 muestra en resumen los ángulos de incidencia empleados para cada perfil.

Con el objeto de simular numéricamente el efecto del cambio abrupto en topografía (la excavación en LPG, o la quebrada en Tinajitas), para cada perfil en estudio se elaboran dos modelos digitales alternativos, A y B. En el modelo A, se excluye el cambio topográfico en cuestión, mientras que en el modelo B se incluye el mismo. De esta manera, la comparación de los resultados obtenidos para ambos modelos permite determinar el efecto topográfico en

Zona	Dirección	Angulo de incidencia
LPG	Norte-Sur	37°
LPG	Este-Oeste	22°
Tinajitas	Este-Oeste	22°

Tabla 2.1: Ángulos de incidencia utilizados en cada perfil.

algunas de las propiedades de interés de las ondas simuladas (principalmente, amplitud y períodos fundamentales).

2.3 Parametrización de los perfiles

En la simulación de ondas elásticas, los parámetros a considerar del medio son las velocidades de ondas P y S, así como su densidad. En este trabajo, se sigue a Rocabado en [20] quien tabula estos parámetros en el Valle de Caracas para tres estratos sedimentarios significativos (A1, A2 y A3) y el basamento rocoso, en la forma siguiente

<i>Estrato</i>	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$Densidad(gr/cm^3)$
A1	850	450	1,8
A2	1800	650	2,1
A3	2300	850	2,4
Roca	3800	2200	2,6

Tabla 2.2: Parámetros elásticos de los estratos sedimentarios y el basamento rocoso tabulados en Rocabado (2010) [20]. Incluye la velocidad de onda P (V_p), onda S (V_s), y la densidad.

A partir de las velocidades de onda S dadas en la tabla anterior y asumiendo un valor máximo de frecuencia ($f_{max} = 5Hz$ en este trabajo) para el patrón de ondas a simular, se puede calcular la longitud mínima de onda λ_{min} en tránsito durante las simulaciones, a través de la fórmula

$$\lambda_{min} = \frac{V_s^{min}}{f_{max}}, \quad (2.1)$$

donde V_s^{min} representa la velocidad mínima de la onda S en el modelo (estrato sedimentario superior). El valor de λ_{min} es una escala espacial de gran utilidad en este tipo de simulaciones, y el mallado del perfil bajo consideración debe asegurar un muestreo mínimo de λ_{min} acorde a la precisión del método numérico. En particular, el método de elementos espectrales presenta un alto orden de convergencia, y solo requiere de tres elementos de mallas por la longitud λ_{min} , es decir,

$$T_{max} \leq \frac{\lambda_{min}}{3} \quad (2.2)$$

Haciendo uso de este criterio de muestreo, se calculó el tamaño máximo de los elementos para cada uno de los estratos sedimentarios considerados en este trabajo (tabla 2.3). Téngase en cuenta, que no necesariamente todos los perfiles bajo estudio en ese trabajo, presentan los tres estratos sedimentarios listados en el tabla (2.2), pero en las secciones siguientes se ilustran cuales estratos se incluyen en cada perfil, y se mantiene la notación dada en las tablas anteriores.

Espesor sedimentario	Tamaño de los elementos
A1	30
A2	43,3
A3	56,6
Roca	146,6

Tabla 2.3: Tamaño máximo de los elementos para cada uno de los estratos considerados.

2.4 Descripción y mallado de los perfiles

2.4.1 Perfil I: Los Palos Grandes (Este-Oeste)

Posee una longitud de 545 metros y una profundidad total de 850 metros. Se ubica sobre la cuenca de Los Palos Grandes en dirección Este-Oeste (figura 2.5). Incluye los tres tipos de estratos sedimentarios A1, A2 y A3, aparte del basamento rocoso. Los mismos son considerados como capas horizontales debido a la escasa variabilidad del espesor en esta

Estrato sedimentario	Profundidad(metros)
A1	30
A2	100
A3	350

Tabla 2.4: Profundidades de los estratos sedimentarios a partir de la superficie del perfil.

sección transversal de tan poca extensión. Las profundidades seleccionadas corresponden a las máximas listadas en la tabla 2.4, y se calculan en referencia a la superficie topográfica del perfil.

En la siguiente figura 2.7 se muestran los modelos A y B correspondientes a este perfil con su respectivo mallado y estratos considerados. La excavación del Centro Plaza presente en el modelo B tiene un ancho de 125 metros y una profundidad de 12,5 metros.

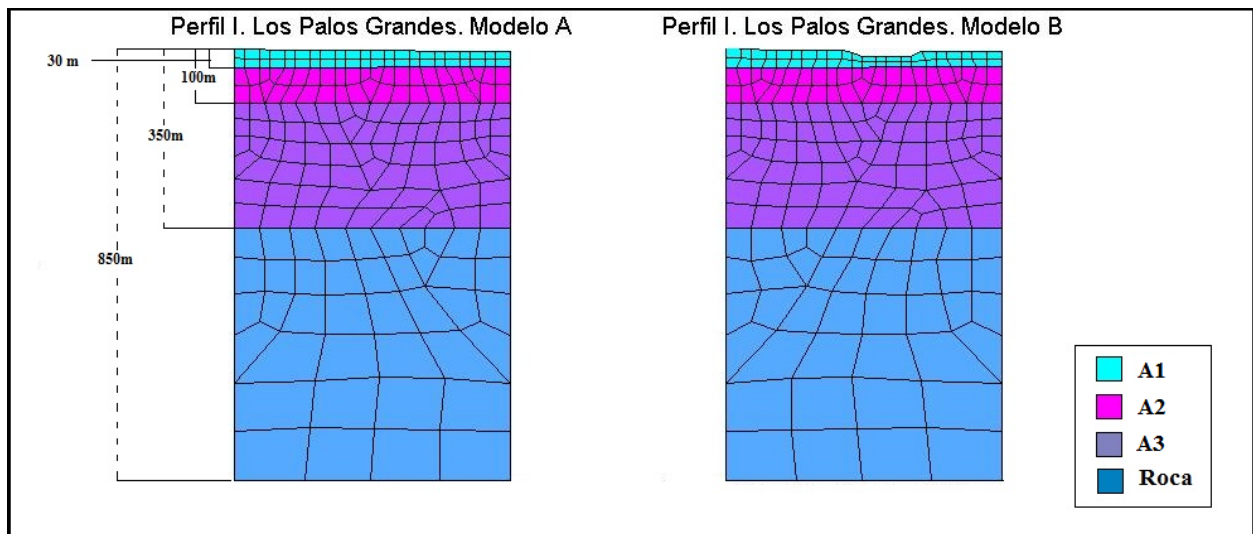


Figura 2.7: Modelos A y B mallados del perfil I con dirección Este-Oeste en LPG. Perfiles elaborados en GID 7.2.

2.4.2 Perfil II: Los Palos Grandes (Norte-Sur)

Posee una longitud de 2900 metros con una profundidad máxima de 850 metros, y se extiende desde la formación montañosa del Ávila en dirección Norte-Sur hasta el Río Guaire (figura 2.5). Al igual que el perfil I se ubica sobre la cuenca de Los Palos Grandes, así que debería incluir los tres tipos de estratos sedimentarios listados en la tabla 2.2, aparte

del lecho rocoso. Sin embargo, en la generación de la malla para los modelos A y B de este perfil, el software empleado (GID 7.2) generó elementos de áreas muy pequeñas en el estrato A1 que comprometen la convergencia de la implementación del método de elementos espectrales (SEM2DPACK 2.3.6) empleado en este trabajo. El espesor de este estrato A1 resulta despreciable respecto a la profundidad de este perfil II, y por tal razón se omitió de los modelos digitales finalmente usados.

Adicionalmente, y dada la gran longitud de este perfil II, sus modelos digitales consideran estratos de espesor variable siguiendo la información recopilada por Rocabado en [20]. La figura 2.8 ilustra el mallado de los modelos A y B correspondientes a este perfil. El modelo B muestra la excavación del Centro Plaza, que en la dirección Norte-Sur poseía un ancho de 175 metros y una profundidad de 12,5 metros.

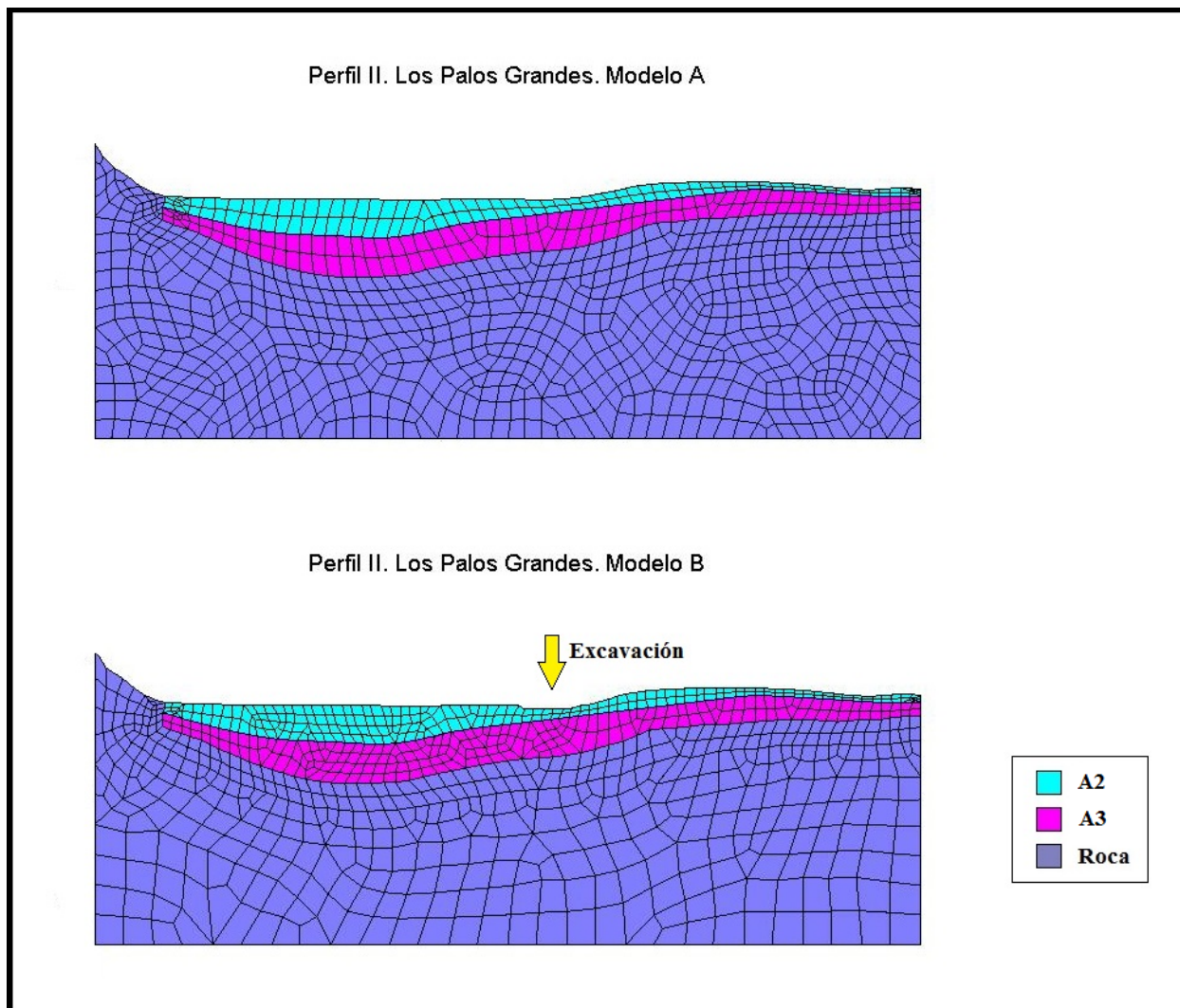


Figura 2.8: Modelos A y B mallados del perfil II con dirección Norte-Sur en LPG. Perfiles elaborados en GID 7.2.

2.4.3 Perfil III: Tinajitas (Este-Oeste)

Posee una longitud de 1941 metros con una profundidad máxima de 850 metros, y atraviesa la quebrada del sector Tinajitas en dirección Este-Oeste (figura 2.6). Dicha quebrada posee un ancho máximo de 40 metros y una profundidad aproximada de 30 metros. En los modelos digitales asociados a este perfil III, se evidencia que el único estrato sedimentario existente es el A1 y con una profundidad máxima de 60 metros de acuerdo con el mapa de espesor de sedimentos [1] presentado en el Proyecto de Microzonificación Sísmica

de Caracas [18]. La figura 2.9 muestra el mallado de los modelos digitales A y B para este perfil.

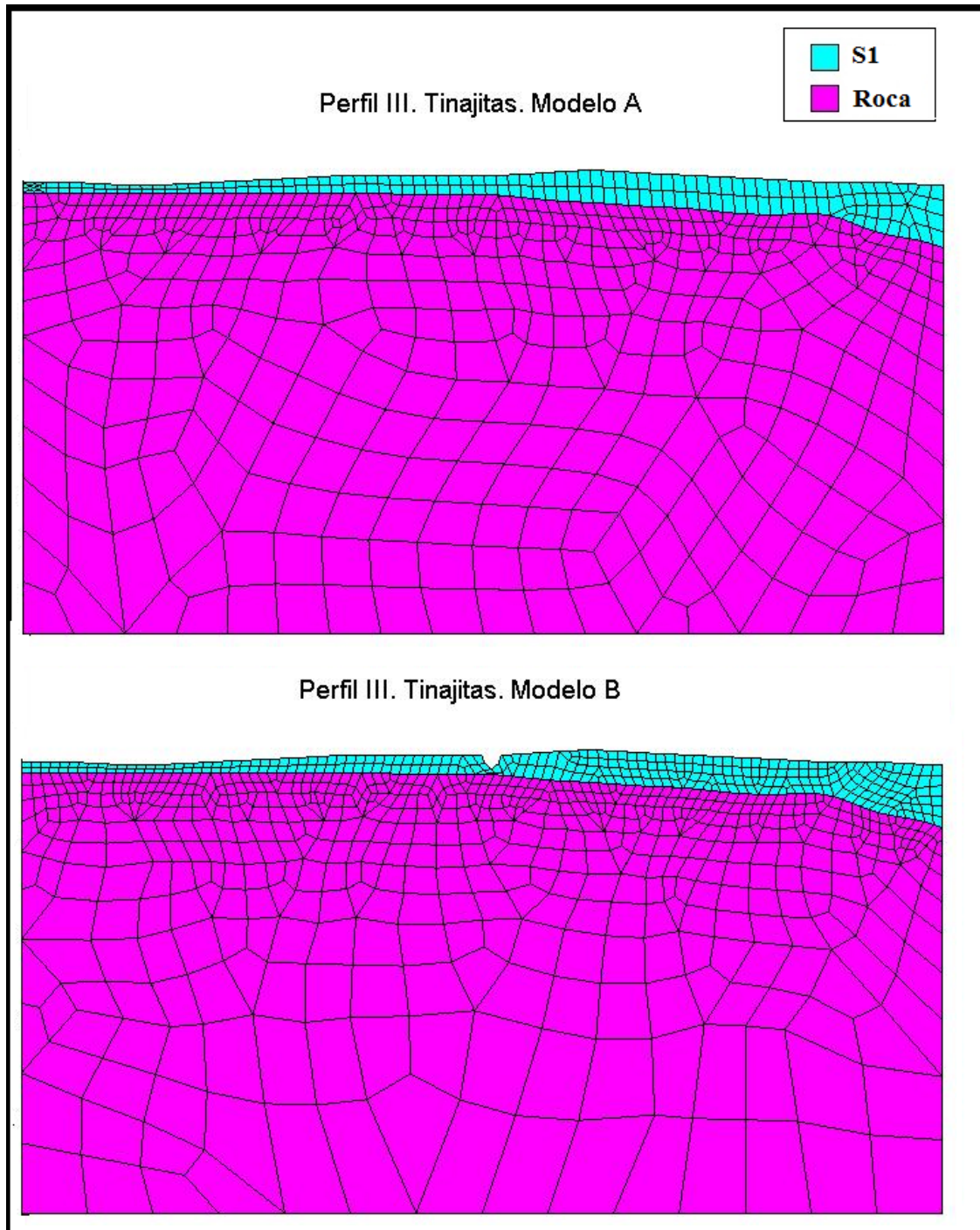


Figura 2.9: Modelos A y B mallados del perfil III en dirección Este-Oeste del sector Tinajitas. Perfiles elaborados en GID 7.2

Capítulo 3

Resultados, conclusiones y recomendaciones

3.1 Resultados de las simulaciones

Los resultados que se muestran en este capítulo se presentan a través de gráficos, denominados por lo general espectros de amplitud o gráficos de respuesta espectral (AR), y sismogramas sintéticos. Los primeros permiten asociar las amplitudes generadas durante un evento sísmico con las respectivas frecuencias en las que se registran y además con su ubicación geográfica. La intensidad de la amplitud es asociada con un color específico tal y como se podrá observar hacia el lado derecho de los gráficos. Por su parte en el lado izquierdo de los mismos se visualizarán las frecuencias en las que dichas amplitudes fueron registradas y en la parte inferior se podrá determinar su ubicación de acuerdo a cada perfil. En el segundo caso, los sismogramas permitirán visualizar la generación de las ondas superficiales y su ubicación en los perfiles.

Para cada uno de los perfiles se trabajó con dos modelos A (no incluye la excavación/quebrada) y B (incluye la excavación/quebrada) tal y como se describió en la sección 2.2 del capítulo anterior. Con la finalidad de poder visualizar mas claramente y comparar con mayor facilidad los resultados obtenidos entre cada modelo, se incluyeron líneas punteadas en los graficos de la respuesta espectral obtenidos para el modelo B que señalan la ubicación aproximada de la excavación ó quebrada según el perfil que se esté considerando. En el caso de

los sismogramas también se hace una señalización de tal manera que sea posible tener una referencia de los cambios topográficos que se están considerando en cada perfil.

3.1.1 Perfil I: Los Palos Grandes (Este-Oeste)

En los espectros de amplitud mostrados en la figuras 3.1 y 3.2 se observa para el modelo A, que los mayores índices de energía se registran alrededor de la frecuencia 3.5 Hz en la componente horizontal (x) del desplazamiento en ambos tipos de ondas P y SV. Estos gráficos son también conocidos como de respuesta espectral (AR). Por otra parte, las amplificaciones de energía experimentadas por la componente vertical (z) del desplazamiento son más significativas para el caso de las ondas P en comparación con las ondas SV, y se suceden por encima de los 4.5Hz. Además, cabe destacar que las amplitudes observadas en la componente z son inferiores a las mostradas por la componente x, para ambos tipos ondas.

El cambio mas significativo que presenta el modelo B respecto al modelo A se observa en la componente horizontal de ambos tipos de ondas, P y SV, aproximadamente a 40 metros hacia el este de la excavación en una frecuencia de 4Hz donde se evidencian amplificaciones moderadas. La componente vertical no muestra diferencias importantes entre ambos modelos al analizar ambos tipos de ondas.

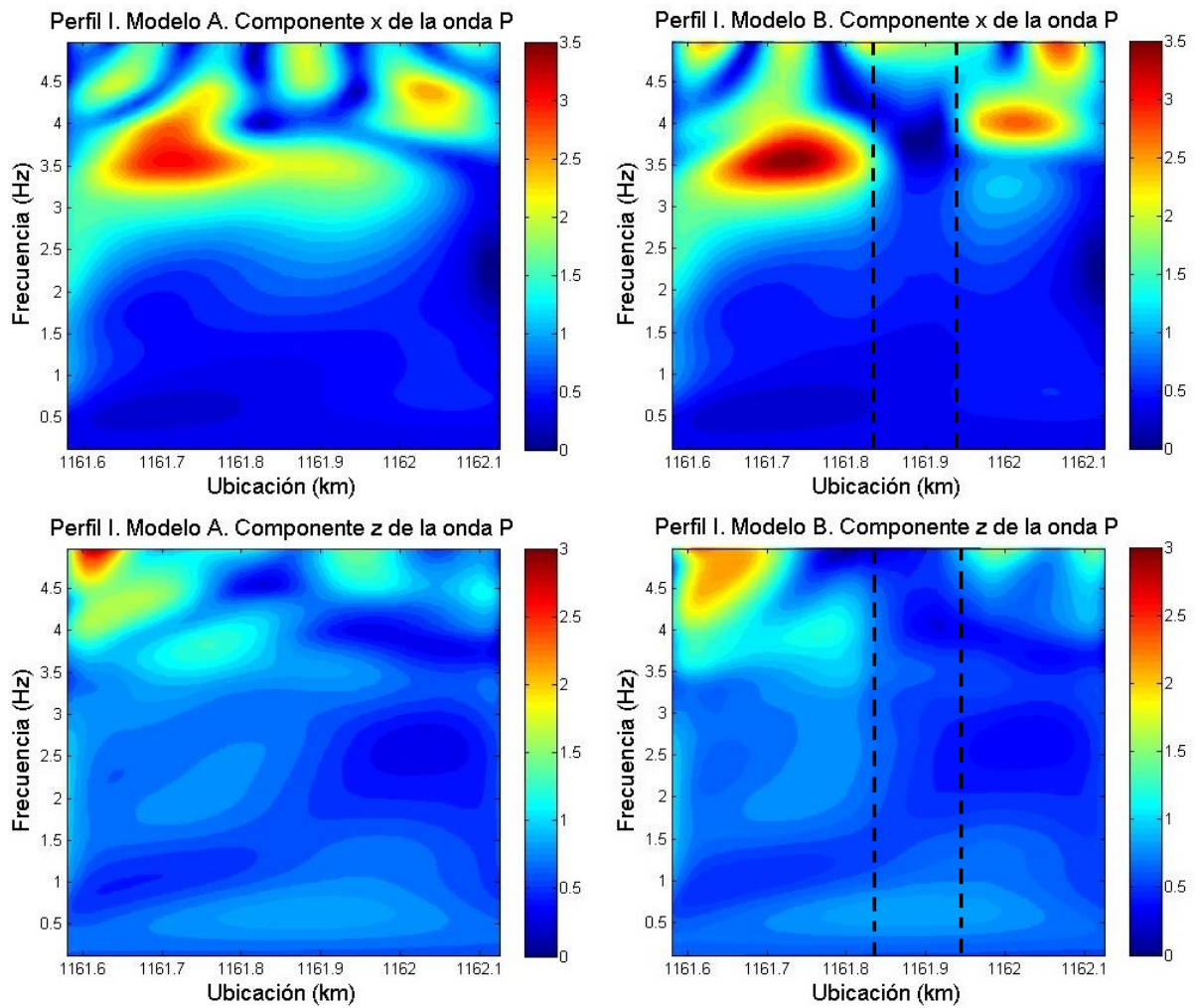


Figura 3.1: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil I

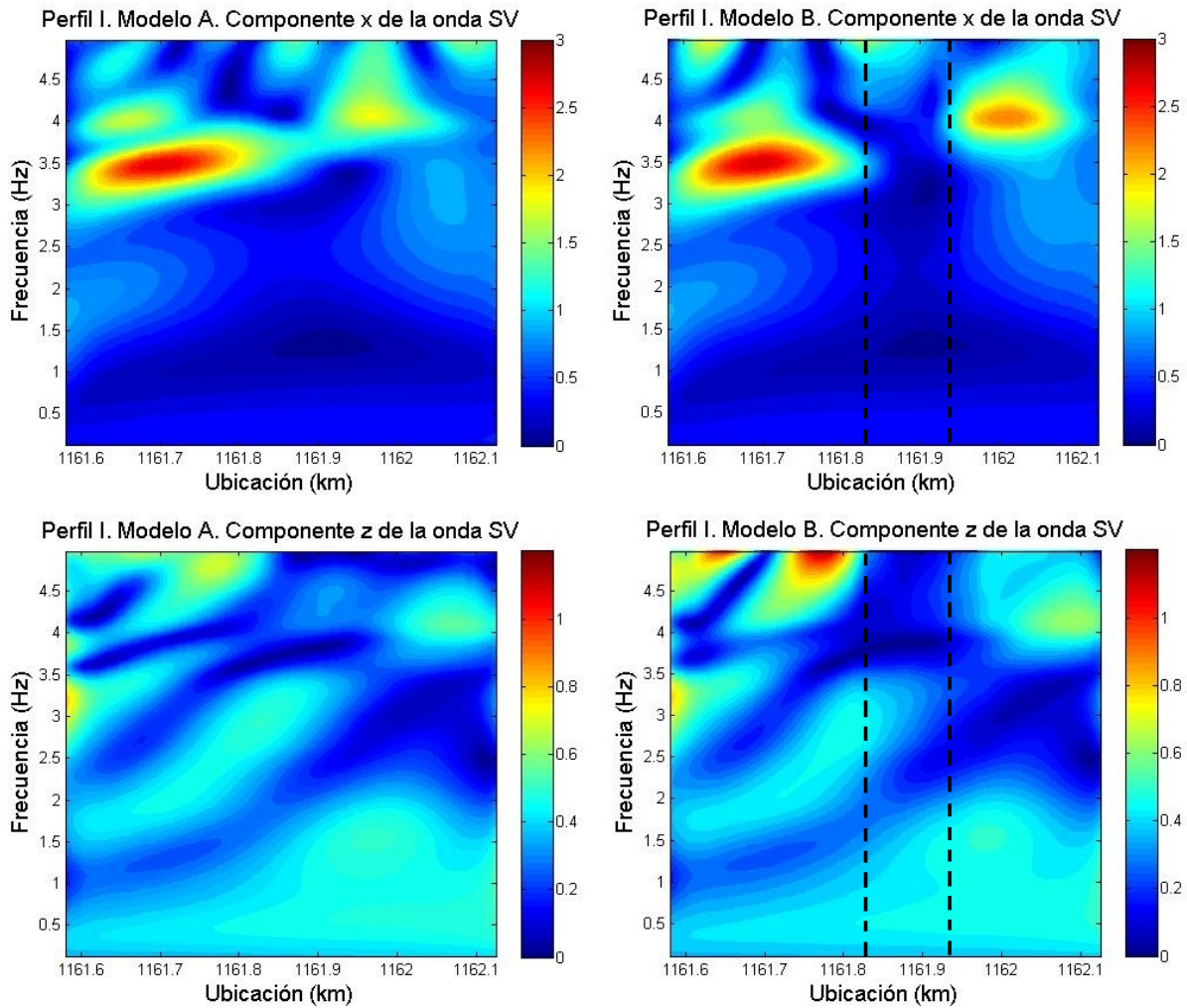


Figura 3.2: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil I

Los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo A (figura 3.3) reflejan poca generación de ondas superficiales para ambos tipos de ondas P y SV, especialmente en el caso de la componente vertical del desplazamiento donde son casi imperceptibles. En el caso de los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo B (figura 3.4) se observa que las amplitudes de las ondas superficiales son mucho mayores en comparación con las observadas en el modelo A, y esto es común para ambos tipos de ondas P y SV. En particular, las ondas SV en el modelo B presentan las mayores amplitudes que el resto de los casos, y sobre manera al compararlas con las ondas superficiales generadas en el modelo A.

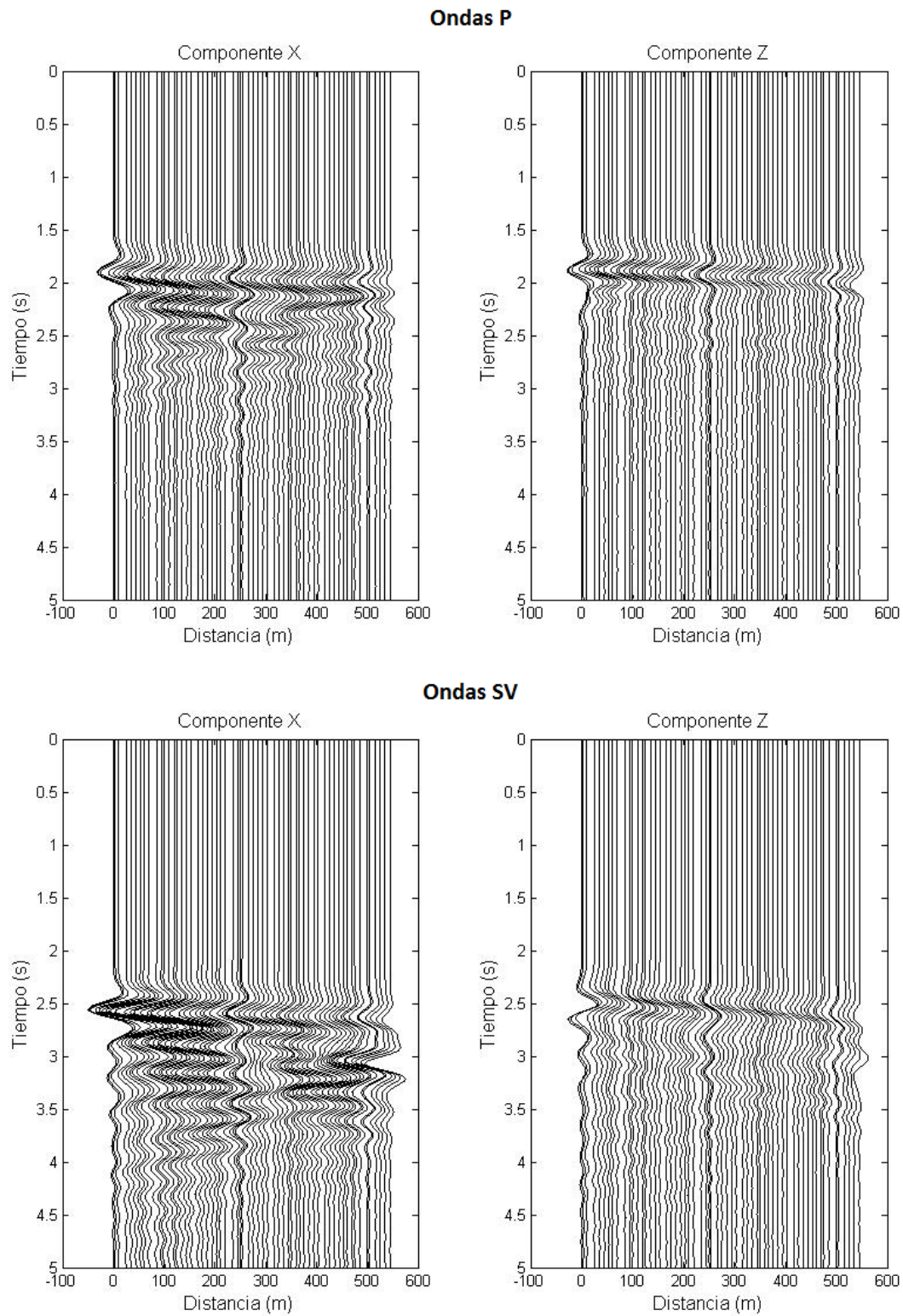


Figura 3.3: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil I.

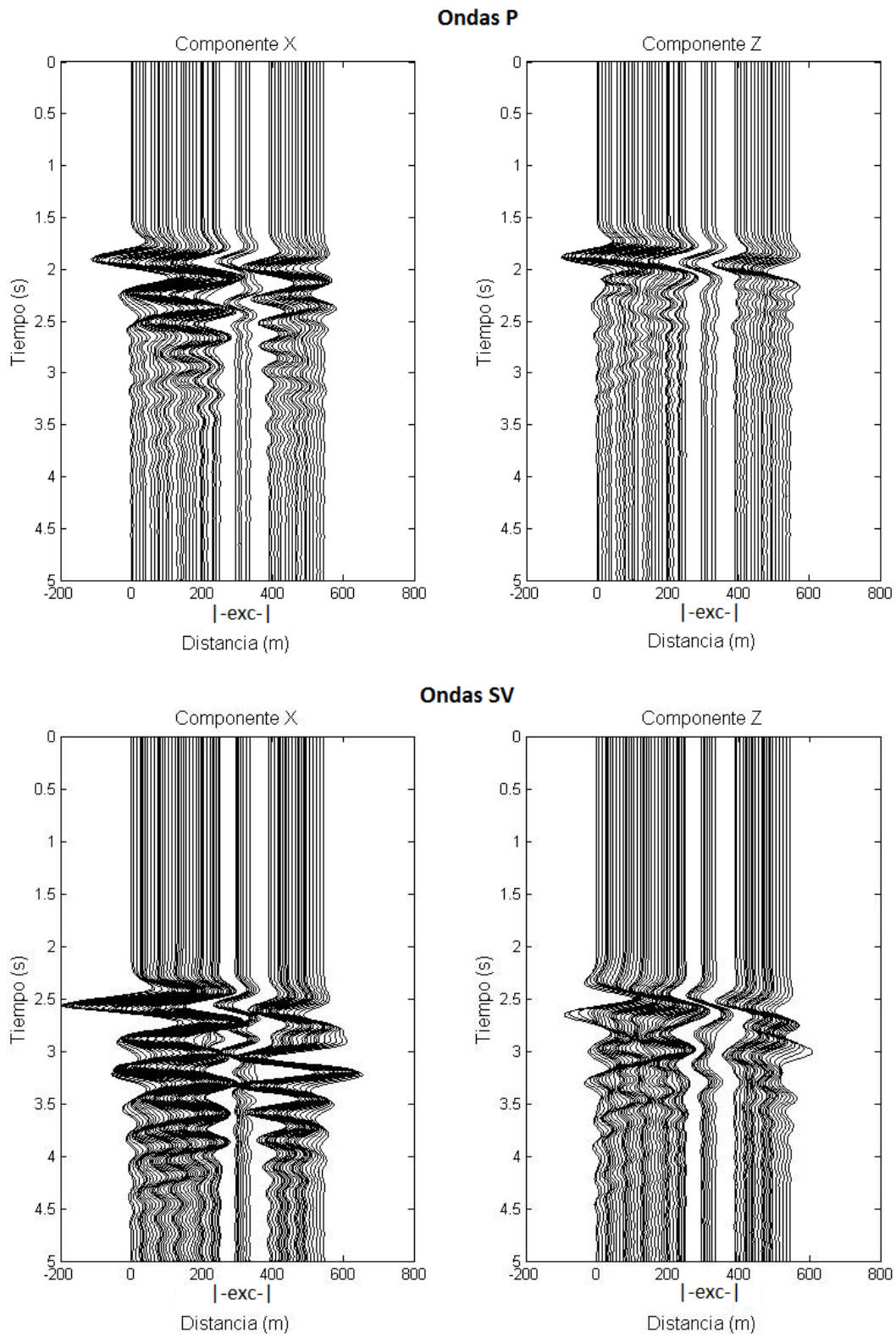


Figura 3.4: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil I.

3.1.2 Perfil II: Los Palos Grandes (Norte-Sur)

Los gráficos de la respuesta espectral (AR) dados en las figuras 3.5 y 3.6 muestran para el modelo A (sin excavación), que las mayores amplificaciones de energía son observadas en la componente vertical (z) del desplazamiento en el rango de frecuencias de 3 a 5 Hz en el caso de las ondas P, y en la componente x en el rango de 1 a 5 Hz en el caso de las ondas SV. En este último caso, se observan amplificaciones importantes en la frecuencia natural de la cuenca (aproximadamente 1Hz) en correspondencia a los resultados presentados por Rocabado en [20] en su perfil Norte-Sur.

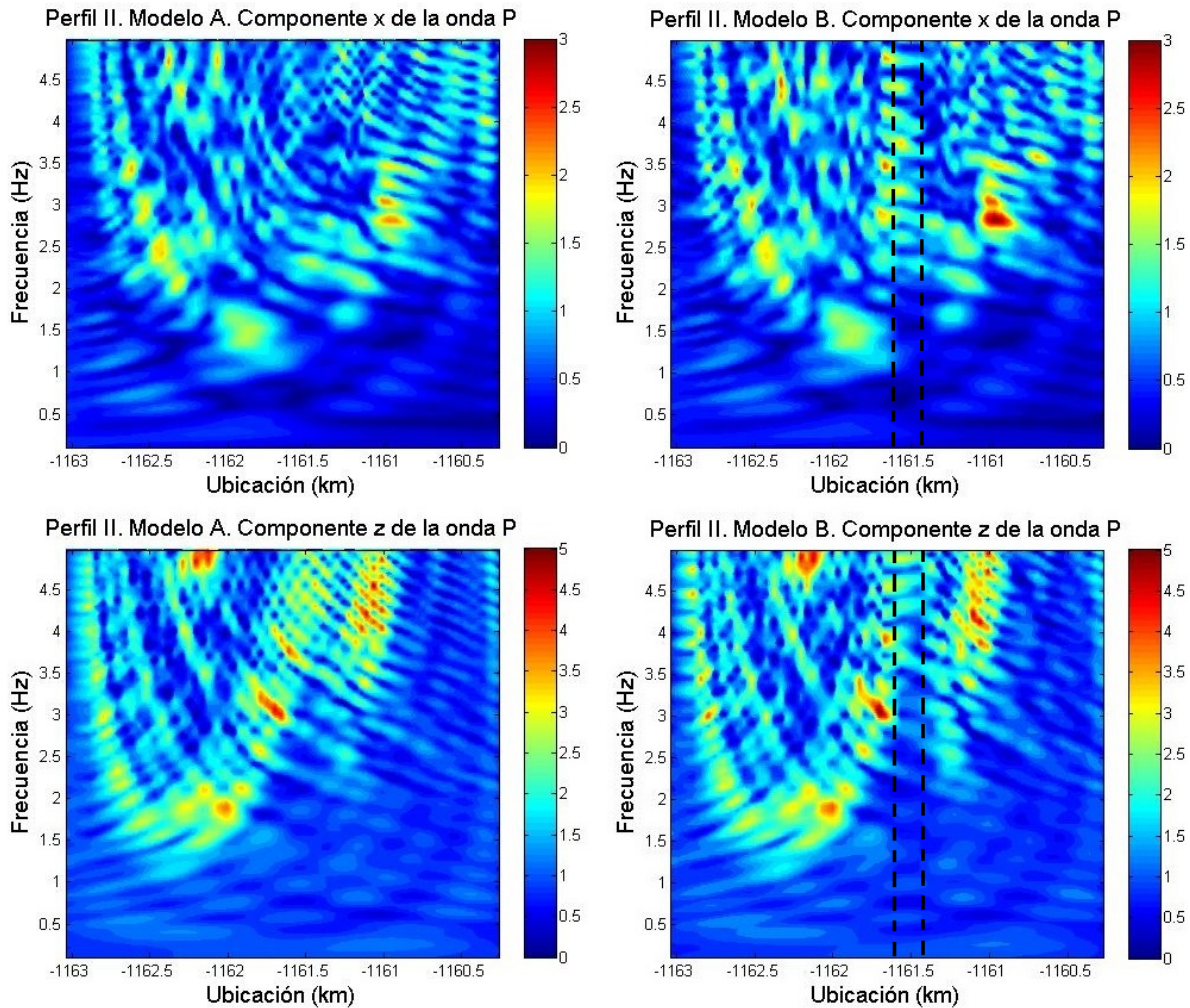


Figura 3.5: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil II.

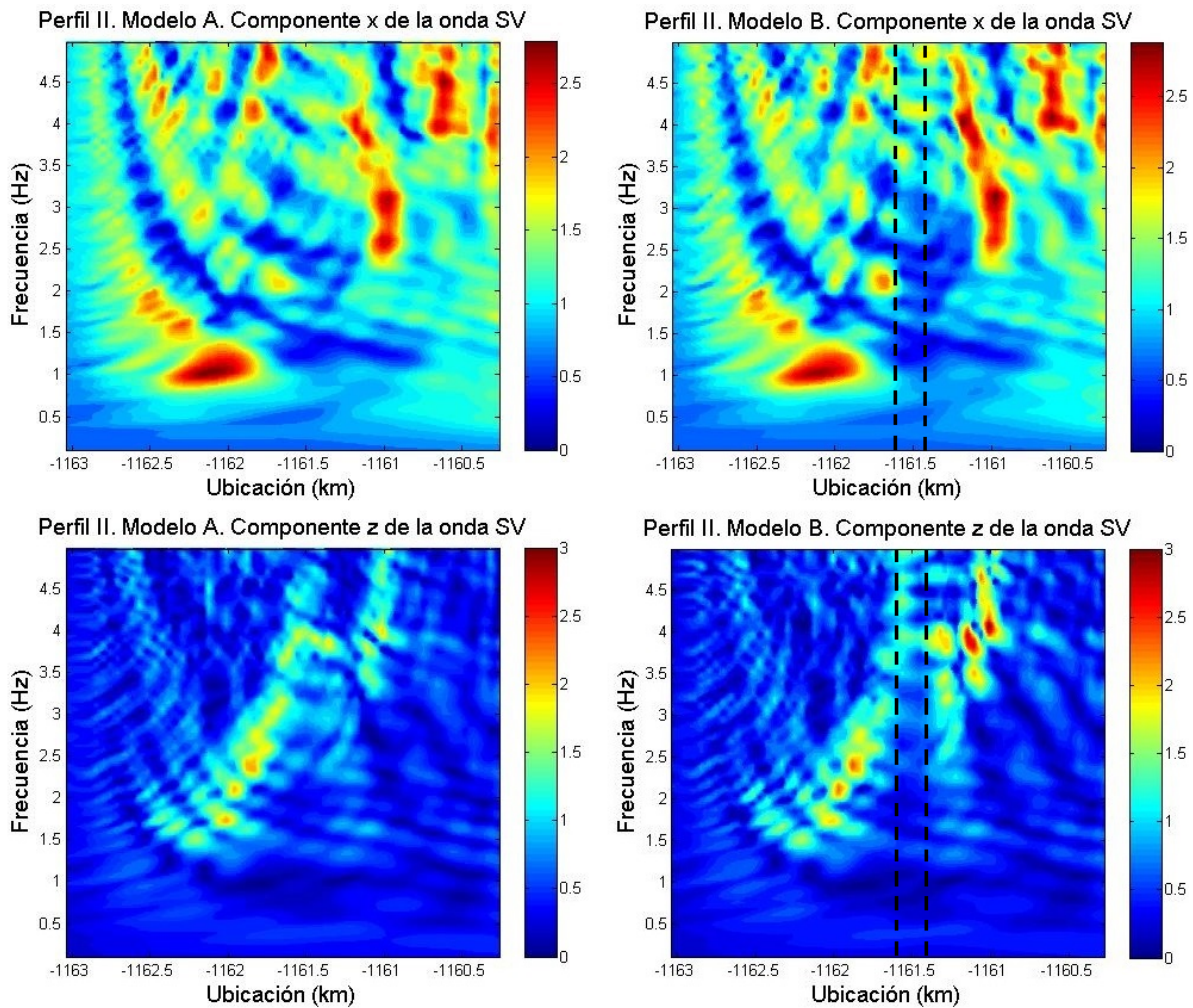


Figura 3.6: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil II.

Al tomar como referencia los resultados para el modelo A, los gráficos de respuesta espectral obtenidos para el modelo B presentan las siguientes diferencias:

1. En el caso de las ondas P (figura 3.5), la componente x del desplazamiento presenta amplificaciones con frecuencias entre 2.5 y 5 Hz en la zona geográfica donde se ubicaba la excavación del Centro Plaza, específicamente en el extremo norte de la misma. Además, se observa un incremento de la amplitud espectral en frecuencias alrededor de 3Hz y en una zona aproximadamente a 500 metros al sur de la excavación.
2. La componente z del desplazamiento para el caso de ondas SV (figura 3.6), presenta

un incremento de la amplitud espectral en la frecuencia de 4Hz a una distancia entre 300 y 500 metros al sur de la excavación.

3. La componente x del desplazamiento para el caso de las ondas SV, experimenta un ligero incremento de su amplitud espectral en el rango de frecuencias de 2 y 2.5 Hz, en el borde norte de la excavación.

En los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo A (figura 3.7) se evidencia la generación de ondas superficiales hacia el centro del perfil afectando principalmente la componente vertical del desplazamiento en el caso de las ondas P. En el caso de las ondas SV, las amplitudes de las ondas superficiales resultan menores. Estos resultados son consistentes con los obtenidos en los gráficos de la respuesta espectral (figuras 3.5 y 3.6). Respecto a los sismogramas sintéticos para el modelo B (figura 3.8), el comportamiento de las ondas superficiales es similar al observado en el modelo A. Sin embargo, es importante destacar que debido a la pequeña longitud de la excavación en comparación a la total de este perfil, se disponen de pocos receptores en la superficie de la excavación, lo cual disminuye la resolución de la solución registrada en esa zona.

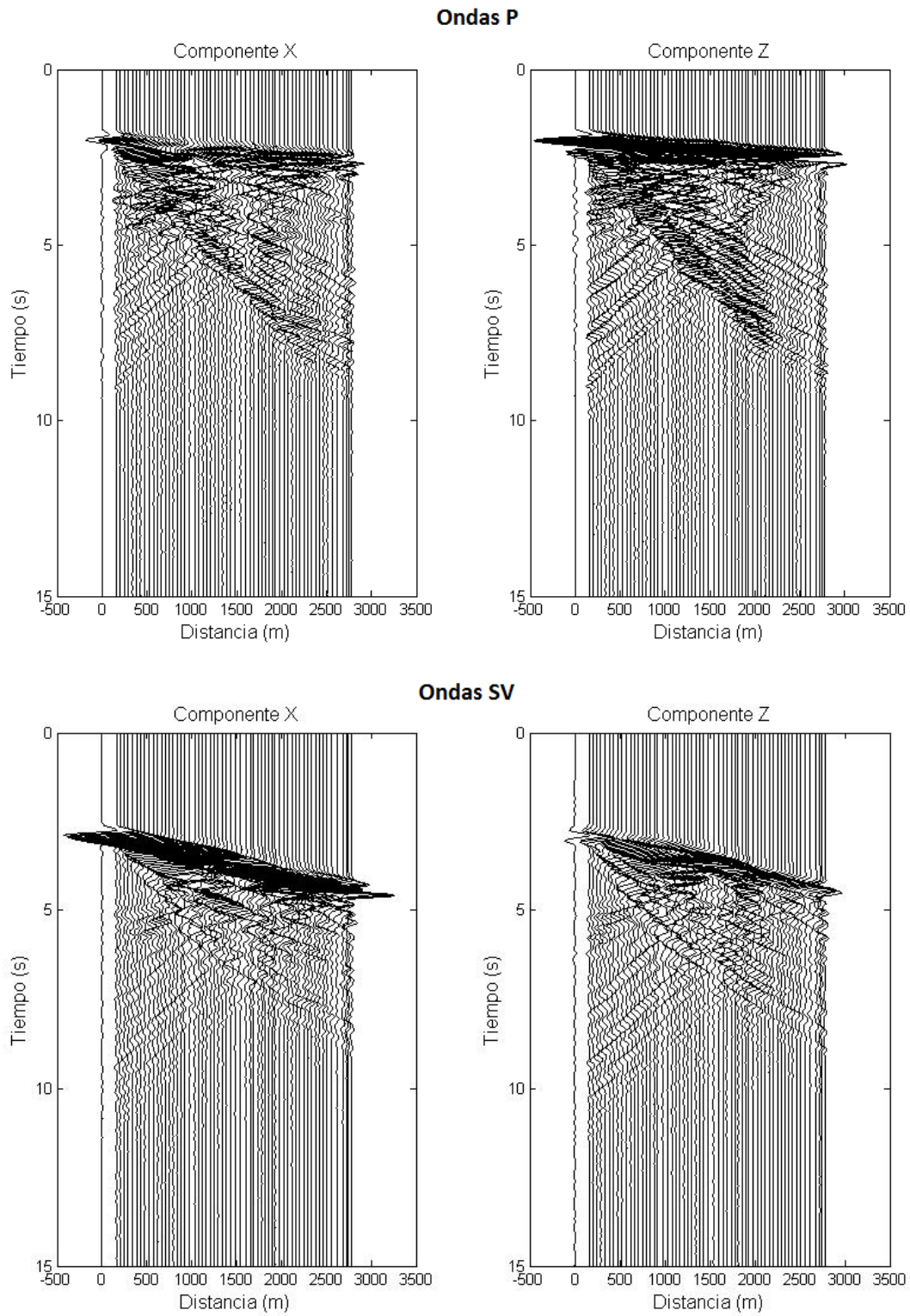


Figura 3.7: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil II.

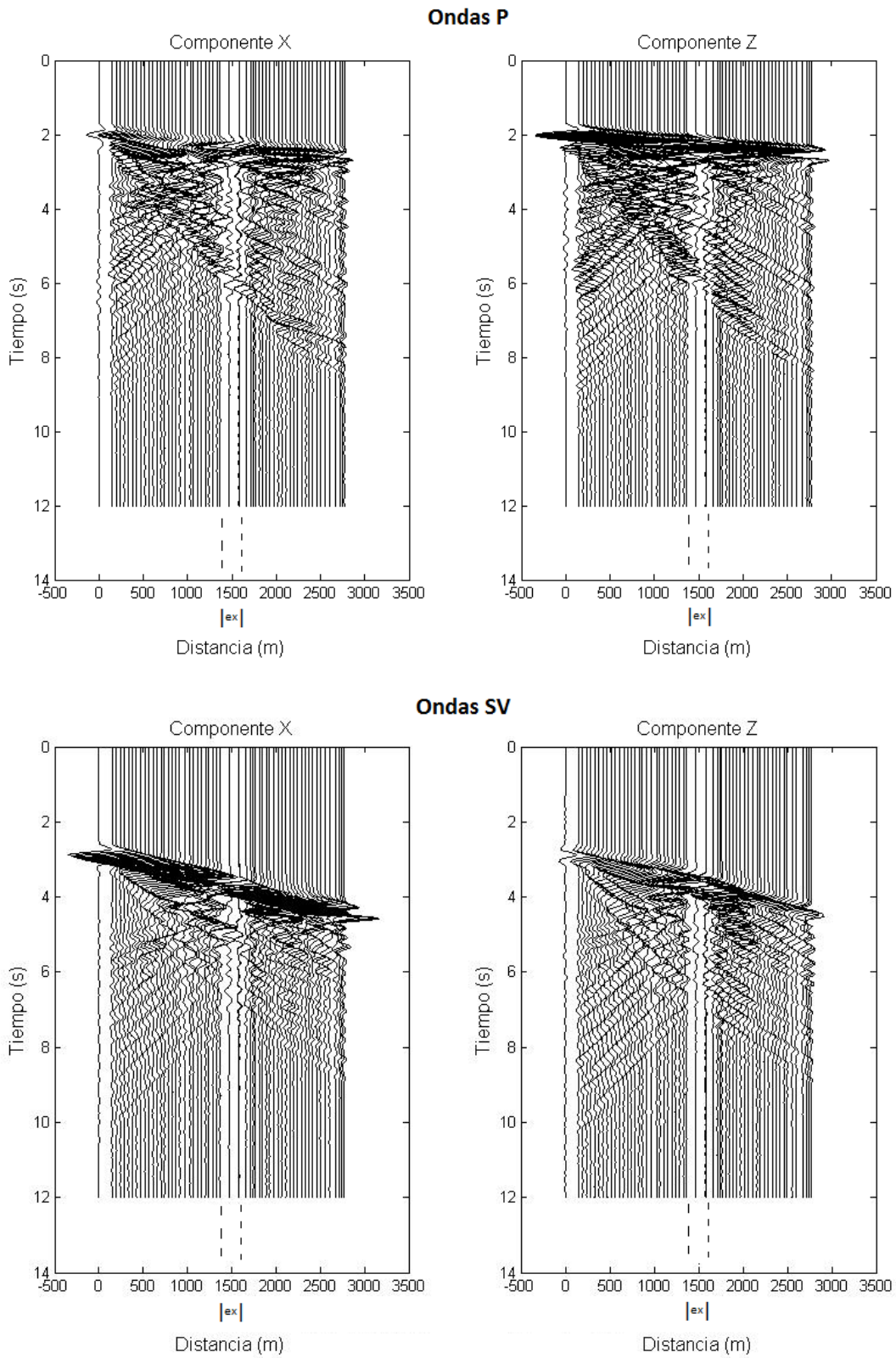


Figura 3.8: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil II.

3.1.3 Perfil III: Sector Tinajitas (Este-Oeste)

Las figuras 3.9 y 3.10 ilustran la respuesta espectral del modelo A para este perfil al sismo escenario elegido y descrito en la sección 2.1. En las mismas, se observan mayores amplificaciones de energía en la componente vertical (z) del desplazamiento para el caso de las ondas P, y en el rango de frecuencias de 1.5 a 5 Hz, pero siendo más intensas entre 2.5 Hz y 3.5 Hz. Para el caso de ondas SV, las amplificaciones son muy similares en ambas componentes del desplazamiento.

Las figuras 3.9 y 3.10 también permiten comparar la respuesta espectral del modelo B respecto al modelo A, ante el mismo sismo escenario. Se observan diferencias significativas y las mismas se describen a continuación:

1) En el modelo B, la componente x del desplazamiento excitado por la onda P presenta mayores amplitudes espectrales alrededor de la frecuencia 4.5Hz, en una zona a 450 metros aproximadamente, el Este de la quebrada. Igualmente, se observan estas amplificaciones al Oeste de la quebrada, aproximadamente a 300 metros de la misma. La otra diferencia que permite establecer estos espectros AR, es el patrón seguido por estas amplificaciones alrededor de ambos bordes de la quebrada, y en el rango de frecuencias entre 2 y 5 Hz. Aún cuando las amplitudes son pequeñas, esta diferencia entre ambos modelos resulta significativa.

2) El espectro de amplitudes de la componente z del desplazamiento para el caso de ondas P, presenta una distribución en frecuencia muy semejante para ambos modelos. Sin embargo, se observan mayores amplificaciones en el modelo B para frecuencias de 4.5 Hz y superiores en ambos lados de la quebrada. Estas amplificaciones resultan mayores en el lado Oeste de la misma.

3) En el caso de las ondas SV, la componente x del desplazamiento presenta una respuesta espectral con diferencias importantes entre ambos modelos. En el modelo B, se observan fuertes amplificaciones de energía en el sitio de la quebrada en el rango de frecuencias de 2.5 a 5Hz. Igualmente en este modelo, la componente z muestra un incremento importante de la amplitud espectral hacia el borde Oeste de la quebrada y en un rango de frecuencias entre 3.5 y 4.5Hz.

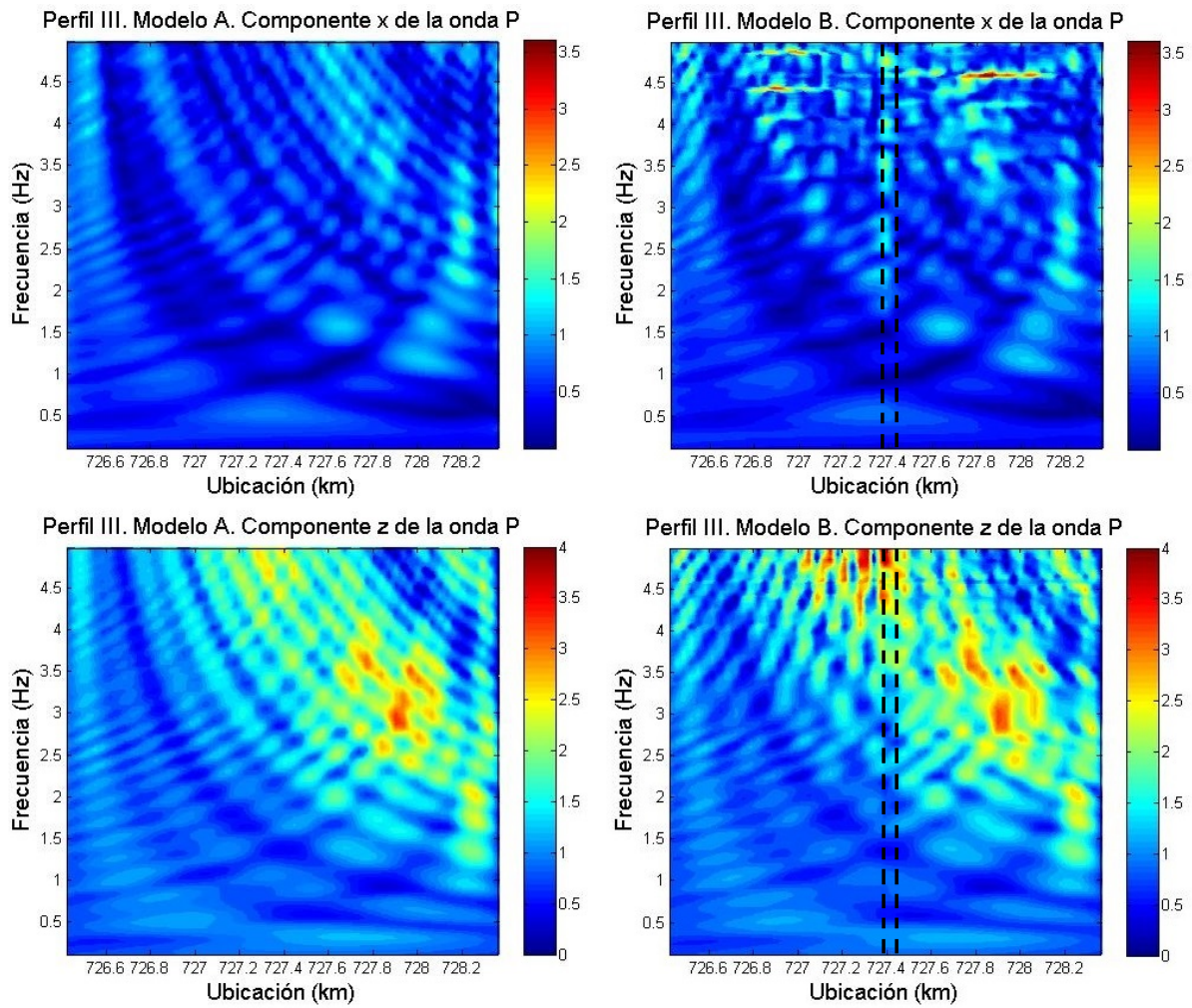


Figura 3.9: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas P. Perfil III.

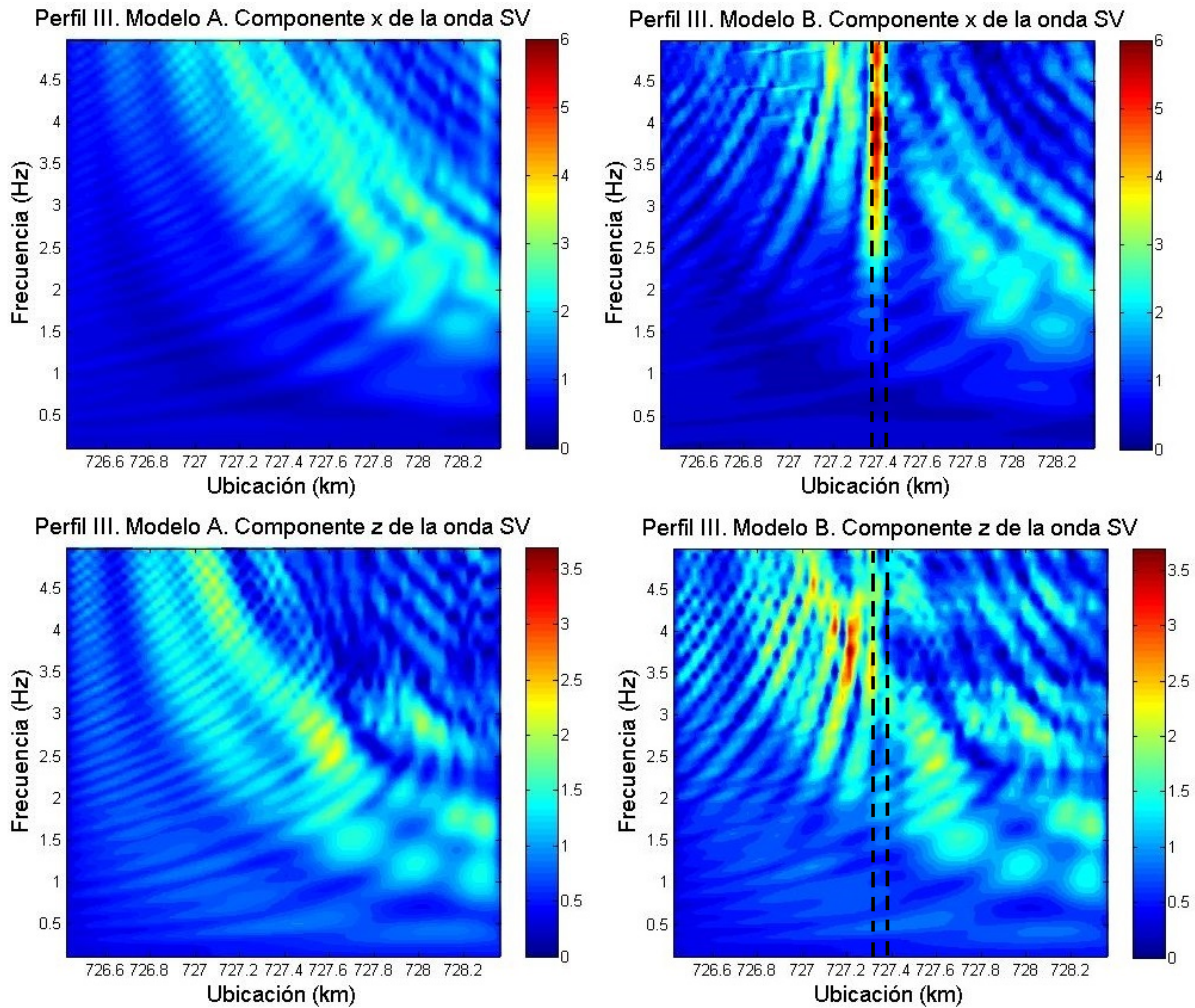


Figura 3.10: Gráficos de respuesta espectral (AR) de las componentes x y z del desplazamiento de las ondas SV. Perfil III.

En los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo A (figura 3.11) se observa un efecto de difracción hacia ambos extremos del perfil en el caso de las ondas P, y donde además las mayores amplitudes se registran en la componente z al extremo Este. Estos resultados coinciden con los observados en los gráficos AR de la respuesta espectral (figura 3.9). En el caso de las ondas SV, se observa mayor generación de ondas superficiales hacia el Este del perfil, donde se registraron las mayores amplitudes de acuerdo con los gráficos AR (figura 3.10).

Los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo B (figura 3.12) muestran difracción importante de las ondas P producida por los bordes de la quebrada, y menos notoria por

los extremos del perfil. La componente vertical del desplazamiento en estas difracciones, registra mayores amplitudes al inicio del movimiento en comparación a la componente horizontal. De igual manera, las ondas SV sufren el efecto de difracción producida por los bordes de la quebrada, y las mayores amplitudes se registran en la componente horizontal del desplazamiento. Este resultado coincide con los observados en los gráficos AR (figura 3.10).

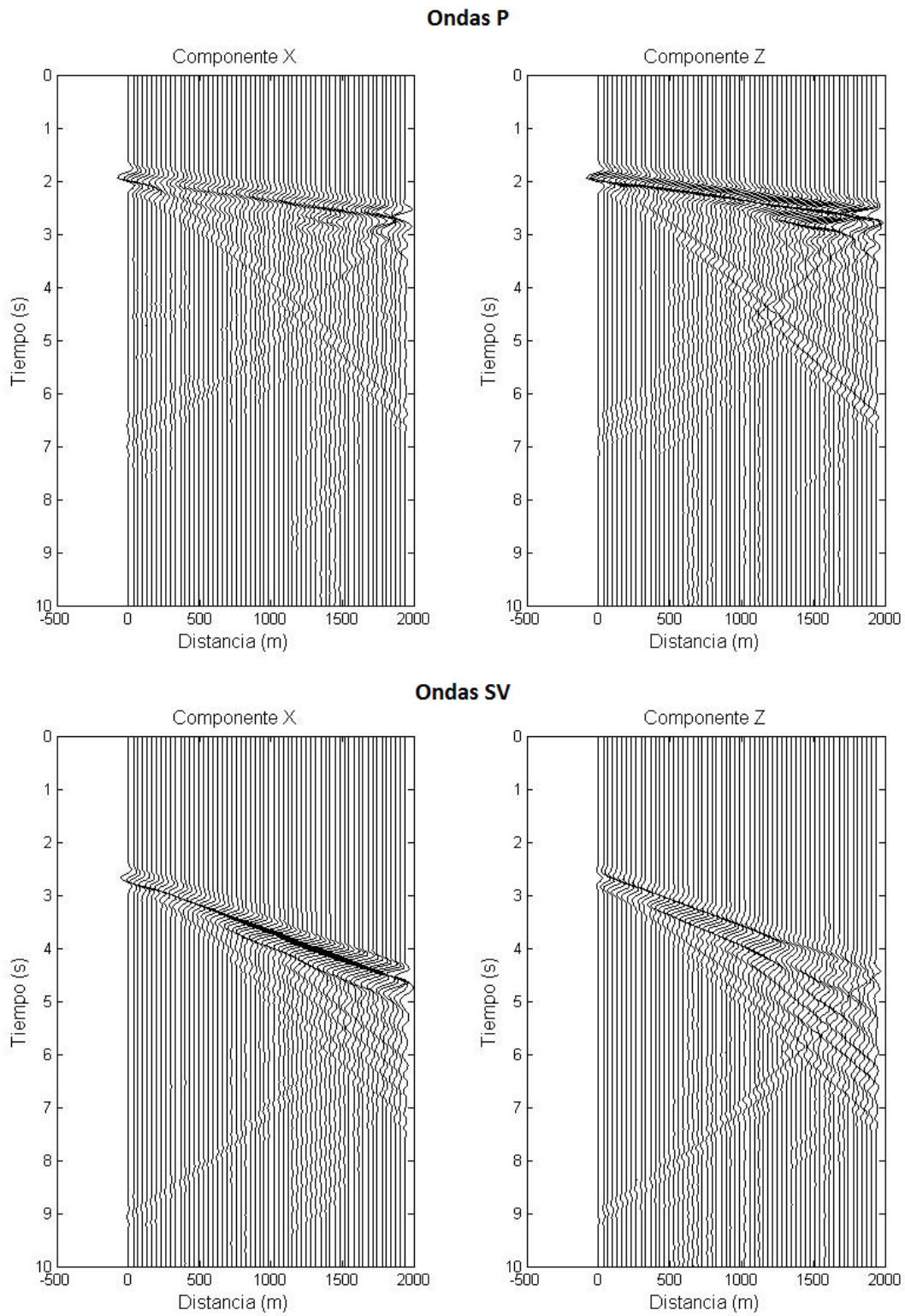


Figura 3.11: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo A del perfil III.

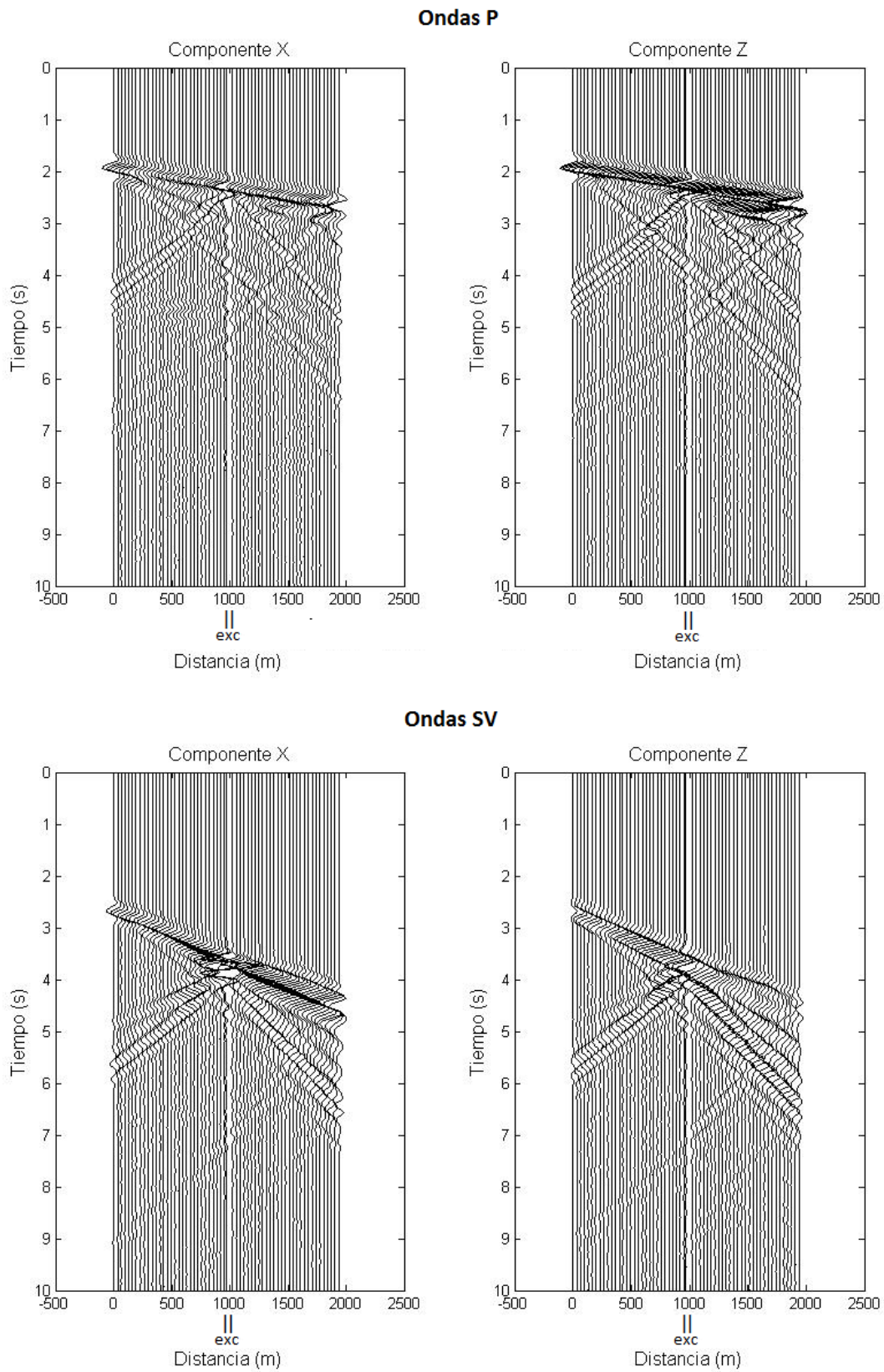


Figura 3.12: Sismogramas sintéticos del desplazamiento de las ondas P y SV correspondientes al modelo B del perfil III.

3.2 Conclusiones

La principal interrogante motivo de este trabajo es si cambios abruptos en la topografía podrían influir en los efectos de sitio, específicamente en los evidenciados en la zona de Los Palos Grandes (LPG) y el Sector Tinajitas luego del terremoto de Caracas de 1967. En particular, este estudio estuvo enfocado en evaluar la influencia de una excavación presente en la zona de LPG en la amplificación de las ondas superficiales, y en consecuencia, en los daños estructurales registrados durante el sismo. Un estudio semejante, se ha llevado a cabo considerando una quebrada que atraviesa el Sector de Tinajitas, y donde un collarín importante de daños a estructuras también fue observado después del evento. Como herramienta de estudio, se ha hecho uso de un simulador de ondas elásticas basado en el método de elementos espectrales, y se han elegido 3 perfiles 2-D que convenientemente atraviesan las referidas zonas geográficas (perfiles I y II en LPG, y perfil III en Tinajitas). De igual manera, se han seleccionado los sismos escenarios objeto de este estudio en correspondencia con el terremoto de 1967.

Según los resultados obtenidos para el perfil I con dirección Este-Oeste en la zona de LPG, la presencia de la excavación intensificó la energía de las ondas superficiales generando amplificaciones en ambos extremos de la misma. En los gráficos de respuesta espectral 3.1 y 3.2, se observa que dichas amplificaciones se ubicaron en un rango de frecuencias de 3.5 a 5 Hz. Por otro lado, al considerar el perfil II que atraviesa esta zona con dirección Norte-Sur, se observan amplificaciones en el extremo norte de la excavación en el caso de ondas P y con frecuencias entre 1.5 Hz y 2 Hz (componente horizontal del desplazamiento en figura 3.5). De igual manera, en este lado de la excavación y en el caso de ondas SV, se registra cierta intensificación de la energía en el rango de 2 Hz a 2.5 Hz (componente vertical del desplazamiento en figura 3.6). Estos resultados para ambos perfiles, sirven de muestra de la influencia de este tipo de cambios topográficos en el contenido de la energía de las ondas sísmicas.

Durante el evento de 1967, colpasó el edificio San José aledaño a la excavación, con una altura de 10 pisos y un periodo de resonancia de aproximadamente 1 segundo. Los gráficos de respuesta espectral asociados a las ondas SV en el caso perfil II en LPG (figura 3.6), muestran

que la frecuencia natural de la cuenca es alrededor de 1 Hz (componente horizontal). Ondas con frecuencias de este nivel, son capaces de ejercer un impacto importante en edificios como el San José, y en combinación con posibles deficiencias estructurales, pueden haber contribuido con la lamentable pérdida. Sin embargo, las frecuencias excitadas por la referida excavación resultan altas para haber contribuido al derrumbe del San José. Los sismogramas sintéticos ilustran la generación de ondas superficiales propias de la cuenca (figura 3.7), y sirven como verificación a los resultados presentados para este perfil II.

Por último, los resultados obtenidos en el perfil III (dirección Este-Oeste) en el sector Tinajitas muestran la gran influencia que ejerció la presencia de la quebrada en ambos tipos de ondas, P y SV (gráficos AR 3.9 y 3.10). Las mayores amplificaciones se registraron en el rango de frecuencias de 3 a 5 Hz, y en ambos lados de la quebrada, pero con una notoria intensificación en el caso de la componente horizontal de las ondas SV. Considerando que para el momento del terremoto de 1967, las viviendas dañadas en ese sector tenían aproximadamente entre 1 y 2 pisos, se puede concluir que el movimiento del suelo a frecuencias tan elevadas, pudo inducir los daños estructurales registrados en el sector (figura 3.4).

3.3 Recomendaciones

A continuación se enumeran algunas recomendaciones que podrían contribuir con la obtención de resultados más precisos:

1. Considerar un nuevo perfil Este-Oeste en LPG de igual longitud que el perfil II (Norte-Sur) y simular la respuesta sísmica con la finalidad de validar los resultados obtenidos en este trabajo para el perfil I.
2. Emplear otro mallador que permita incluir la fina capa sedimentaria A1 del perfil II (Norte-Sur) dado que la misma no pudo ser incluida en los modelos presentados en este trabajo (figura 3.8).
3. Seleccionar un nuevo sismo escenario probable y repetir este estudio considerando ahora un nuevo ángulo de incidencia de las ondas.

Bibliografía

- [1] AMARÍS E., MONCADA J. (2009). Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas. Mapa de espesor sedimentario. FUNVISIS.
- [2] AMPUERO, J-P. (2009). SEM2DPACK A Spectral Element Method tool for 2D wave propagation and earthquake source dynamics. California Institute of Technology, Seismological Laboratory 1200 E. California Blvd., MC 252-21 Pasadena, CA 91125-2100, USA.
- [3] Audemard, F. A. (2000). Major Active Faults of Venezuela. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil (extended abstract).
- [4] BRICEÑO, F., SANABRIA, J., AZPÚRUA, P., PLANCHART, M., CASTELLANOS, S., OLIVARES, A., LUSTGARTEN, P., KELEMEN, J., GARCÍA, J., GONZÁLEZ C., CARRILLO, P., PÉREZ, H., SEED, H., WHITMAN, R., MURPHY, V., LINEHAN, D., TURCOTTE, T., STEINBRUGGE, K., ESPINOSA, A., ALGERMISSEN, S., ARCIA, J., PUIG, J., SCHMIDT, L., GONZÁLEZ, J.V., MARTÍNEZ, J., KNUDSON, C., CRAN, C., PRESHEL, M., HOLOMA, S., GÓMEZ, J., LUCHSINGER, J., SILVA, M., FORTOUL, C., LAMAR, S., GRASES, J., VIGNIERI, L., VALLADARES, E., SUÁREZ, J., GÓMEZ, G., AZPÚRUA, J., PAPANONI, M., RAMOS, C., ROMERO, A., DELGADO, J., AZOPARDO, P., GRINSTEINS, V., ISAACURA, J., CASTELLANOS, H., VARGAS, J. (1978). Segunda fase del estudio del sismo ocurrido en Caracas el 29 de julio de 1967. Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo, Ministerio de Obras Públicas, 2 volúmenes, 1281 pp. [FUNVISIS, editor, Caracas].

- [5] DELAUAUD, E., CUILLARDUPILLARD, P., FESTA, G., VILOTTE, J-P. (2006). 3D spectral element method simulations of the seismic response in the Caracas basin. Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Grenoble, France.
- [6] FICHTNER, A. (2011). Full Seismic Waveform Modelling and Inversion. Springer.
- [7] GOCKENBACH, M. (2006). Understanding and Implementing the Finite Element Method. SIAM. pp. 20-34.
- [8] KANE, C., MARSDEN, J. ORTIZ, M., WEST, M. (2003). Variational integrators and the Newmark algorithm for conservative and dissipative mechanical systems. Int. J. Numer. Methods Eng. 49, pp. 1295–1325.
- [9] KOMATITSCH, D., VILOTTE, J-P., VAI, R., CASTILLO-COVARRUBIAS, J., SANCHEZ-SESMA, F.J., (1999a). The spectral element method for elastic wave equations-application to 2-D and 3-D seismic problems. Int. J. Numer. Meth. Engng. 45, pp. 1139-1164.
- [10] Komatitsch, D., Tromp, J. (1999b). Introduction to the spectral element method for three-dimensional seismic wave propagation. Geophys. J. Int. 139, pp. 806-822.
- [11] Komatitsch, D., Tsuboi, S., Tromp, J. (2005). The Spectral-Element Method in Seismology.
- [12] MESLEM, A., YAMAZAKI, F., MARUYAMA, Y., BENOUAR, D., KIBBOUA, A., MEHANI, Y., (2012). The Effects of Building Characteristics and Site Conditions on the Damage Distribution in Boumerdès after the 2003 Algeria Earthquake. Earthquake Spectra 28, 185-216.
- [13] Murphy, V., Lineahan, D., Turcotte, T. (1969). Seismic Investigations, Valley of Caracas and the Litoral Central. Weston Geophysical Engineers International, Inc., Weston, Massachusetts.

- [14] Oficina Metropolitana de Planificación Urbana (OMPU) y Ministerio de Obras Públicas (MOP) (1968). Plano de inmuebles afectados por el sismo del 29-7-1967. Caracas.
- [15] Osorio, G., (2012). Simulación de la respuesta sísmica 2-D de la región Maracay-Valencia empleando un método de elementos espectrales. Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela.
- [16] PAPAGEORGIOU A., KIM J. (1991). Study of the propagation and amplification of seismic waves in Caracas Valley with reference to the 29 July 1967 earthquake: SH waves. Bull. Seism. Soc. Am., vol 81, pp. 2214-2233.
- [17] PAPAGEORGIOU, A., KIM, J. (1993). Propagation and amplification of seismic waves in 2-D valleys excited by obliquely incident P- and SV- waves. Earth. Eng. Struct. Dyn., 22, 167-182.
- [18] Schmitz, M., Hernández, J.J, Morales, C., Tagliaferro, M., Vallé, M., Leal, V., Rocabado, V., Cano, V., Audemard, F., Aguilar, I., Caraballo, E., Urbani, F., Rendón, H., Palma, M., Vásquez, R., Romero G., López, R., Rodríguez, J., Molina, D., Gonzalez, J., Araque, J., Ollarves, R., Rodríguez, L., Azuaje, J., Singer, A., Zambrano, A., Oropeza, J., García, K., González, M., Flores, Y., Villar, M., Justiniano, A., Moncada, J., Amarís, E., Sanchez, J., Domínguez, J., Hernández, A., Delavaud, E., Alvarado, L., Vilotte, J-P., Feliziani, P., Castillo, A., Zamora, J., Anzola, F., Zambrano, H., Colmenárez, L., Cornou, C., Cadet, H., Aguilar, A., Guzmán, J., Marín, W., Quintero, B. Proyecto de microzonificación sísmica en las ciudades Caracas y Barquisimeto. Informe técnico final. Volumen 1 Caracas. FUNVISIS. (FONACIT 200400738).
- [19] Rocabado, V., Schmitz M., Rendón, H., Vilotte, J-P., Audemard, F., Sobesiak, M., Ampuero, J-P., Alvarado, L. (2006) Modelado numérico de la respuesta sísmica 2D del Valle de Caracas. Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V., Vol. 21, N° 4, pp. 81-93.
- [20] ROCABADO V. (2010). Modelaje numérico de la respuesta sísmica 2D del Valle de Caracas y comparación con los resultados obtenidos mediante los métodos h/v. Tesis de Maestría. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería.

- [21] SCHOLTZ, C., (2002). The Mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press.
- [22] SUÁREZ, G., NÁB VELEK, J. (1990). The 1967 Caracas earthquake: fault geometry direction of rupture propagation and seismotectonic implications. Journal of Geophysical Research, Vol. 95, No. B11, pp. 17459-17474.