



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

SIMULACIÓN NUMÉRICA DEL MOVIMIENTO SÍSMICO:

APLICACIONES A COLIMA Y EL VALLE DE MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS (SISMOLOGÍA)

P R E S E N T A :

HUGO CRUZ JIMÉNEZ

DIRECTOR DE TESIS

FRANCISCO JOSÉ CHÁVEZ GARCÍA



CIUDAD DE MÉXICO

Febrero, 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

CONTENIDO

<u>RESUMEN</u>	4
<u>ABSTRACT</u>	6
<u>CAPÍTULO 1. Introducción</u>	8
<u>CAPÍTULO 2. Los métodos pseudo-espectral y de diferencias finitas</u>	15
2.1. Introducción.....	15
2.2. El método pseudo-espectral.....	21
2.2.1. Diferenciación espacial usando la transformada rápida de Fourier (FFT)...	22
2.2.2. Diferenciación con la FFT real.....	23
2.2.3. Diferenciación temporal.....	25
2.2.4. Condiciones de frontera.....	25
2.3 El método de diferencias finitas.....	26
2.3.1. Aproximación de las derivadas.....	29
<u>CAPÍTULO 3. Periodos dominantes en la cuenca de Kanto, Japón, obtenidos mediante cocientes espectrales H/V: observaciones y simulaciones numéricas</u>	32
3.1. Introducción	32
3.2. Datos.....	37
3.3. Método.....	39
3.4. Resultados.....	40

3.4.1. Relación entre periodos dominantes y espesor de sedimentos de la cuenca de Kanto.	43
3.4.2. Estimación de periodos dominantes a partir de simulación numérica bidimensional.	46
3.5. Conclusiones.....	54
<u>CAPÍTULO 4. Diferencias en la atenuación del movimiento del terreno en direcciones perpendicular y paralela a la zona de subducción.</u>	56
4.1. Introducción.....	56
4.2. Marco tectónico.....	59
4.3. Simulación numérica bidimensional.....	61
4.4. Resultados.....	64
4.4.1. Diferencias en la atenuación del movimiento sísmico del suelo entre las direcciones paralela y perpendicular a la costa.	72
4.5. Conclusiones	75
<u>CAPÍTULO 5. Simulación numérica de sismos locales de la Cuenca De México.</u>	77
5.1. Introducción.....	77
5.2. Datos.....	80

5.3. Modelos unidimensionales.....	82
5.4. Simulación numérica tridimensional.....	89
5.5. Resultados.....	90
5.5.1. Sismo de Tlalpan 2005.....	90
5.5.2. Sismo de Ajusco-Jalatlaco, 2007.....	96
5.5.3. Sismo de Chalco-Tenango del Aire, 2003.....	105
5.5.4. Sismo de Ixtapaluca, 2004.....	110
5.6. Conclusiones.....	112
<u>CAPÍTULO 6. Conclusiones Generales</u>	114
REFERENCIAS	118

RESUMEN

Las técnicas de simulación numérica han contribuido significativamente al entendimiento de los fenómenos sísmicos que han causado grandes daños en diferentes partes del mundo. Esto sirve para poder planear mejor las construcciones al incorporar el conocimiento adquirido en los reglamentos de construcción, y de esta forma, estar mejor preparados para futuros sismos de gran magnitud. El campo de onda sísmico depende de los efectos de fuente, trayecto y sitio, y es característico de cada sismo y zona en la que incide. Por eso, es necesario entender cada uno de estos efectos para disminuir las incertidumbres de las intensidades sísmicas consideradas en los reglamentos de construcción. Esto permitirá construir obras seguras y resistentes a grandes sismos.

En esta tesis doctoral se utiliza el modelado numérico en dos y tres dimensiones para atacar varios problemas en sismología de movimientos fuertes. En primer lugar, se utiliza el modelado en 2-D para obtener los periodos dominantes del suelo de la cuenca de Kanto, en Japón. Se simula la respuesta de la cuenca y se calculan cocientes espectrales H/V utilizando el tren de ondas S de los sismogramas simulados. Los resultados se comparan con periodos dominantes obtenidos del análisis de registros sísmicos obtenidos en la misma zona y con el espesor sedimentario en la cuenca. En segundo lugar, se utiliza el modelado numérico para explicar las diferencias en la atenuación del movimiento sísmico del suelo entre dos trayectorias perpendiculares a la zona de subducción (en Colima y Guerrero) y para explicar las diferencias entre una trayectoria paralela a la costa (desde Guerrero hasta Colima) y la trayectoria perpendicular a la zona de subducción en Guerrero. En el primer caso se encontró que la presencia del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) es responsable de las diferencias debido a que tiene una posición oblicua respecto a la trinchera. En el segundo caso se encontró que las ondas sísmicas se atenúan en dirección paralela a la costa, mientras que hacia el continente son amplificadas por la presencia del CVTM.

Finalmente, se utiliza simulación numérica 3-D de la propagación de ondas para modelar 4 eventos locales en la Cuenca de México considerando modelos 1-D. Estos modelos fueron construidos a partir de registros de velocidad obtenidos en pozo. Estos modelos se modificaron para mejorar el ajuste entre observaciones y simulaciones. Los modelos obtenidos podrían utilizarse para construir un modelo tridimensional que permita explicar el campo de onda observado en la Cuenca de México debido a diferentes tipos de sismos y predecir el movimiento ante los grandes sismos esperados en el futuro.

ABSTRACT

Numerical simulation of earthquake motion techniques have helped to understand seismic phenomena at the origin of significant damages in different parts of the world. This understanding is useful to improve structural design and can be incorporated in building codes. In this way, numerical simulation is useful to be better prepared for future earthquakes. The seismic wavefield depends on source, path and site effects, different for each earthquake and geological setting. It is thus necessary to understand each of these factors in order to reduce the uncertainties of the expected seismic intensities predicted in the building codes. This will allow improving our preparedness before future great earthquakes.

In this thesis, numerical modeling is used in two and three dimensions to study several problems in strong ground motion seismology. In the first part, 2-D modeling is used for obtaining predominant periods of the soil at Kanto Basin, in Japan. Seismic response of the basin is simulated and H/V spectral ratios are calculated from the simulated S-waves. The results are compared with predominant periods estimated from observed seismograms, and from the sedimentary thickness. In the second part, 2-D numerical modeling is used to explain differences in attenuation of seismic motion between 2 paths perpendicular to the subduction zone (in Colima and Guerrero), and between a path parallel to the coast (from Guerrero to Colima) and the path perpendicular to the subduction zone in Guerrero. In the first case, it was found that Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) is responsible of the observed differences, due to its oblique position with respect to the trench. In the second case, it was found that seismic waves are attenuated parallel to the coast, while they are amplified toward the continent due to the presence of the TMVB.

Finally, 3-D numerical simulation of propagation of seismic waves was used to model 4 local earthquakes in the Mexico City Basin considering 1-D velocity models in each simulation. These models were constructed from velocity logs measured in boreholes. These models were modified to reduce the misfit between observations and simulations. The final models are a basis from which a 3-D model of the basin could be built. Such a model can be useful to explain observed earthquake motion and to predict expected intensities for future large earthquakes.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El interior de la Tierra se encuentra en movimiento constante. Prueba de ello es la actividad volcánica y sísmica que se observa en la corteza terrestre, así como los puntos calientes (tales como Hawaii y Yellowstone). En general, la mayor parte de la actividad volcánica y sísmica se encuentra en los márgenes de las placas tectónicas, delimitándolas claramente. Un ejemplo claro es la Placa del Pacífico, rodeada por el anillo de fuego. Sin embargo, los puntos calientes, en donde también se presenta actividad volcánica y sísmica, pueden localizarse lejos de los límites de placas tectónicas, y se deben al ascenso de material de la pluma del Manto. Desafortunadamente, muchas veces las erupciones volcánicas y los sismos causan grandes daños a la infraestructura de una región o ciudad, provocando frecuentemente la muerte de varias personas (como ha sido trágicamente recordado en Haití muy recientemente), o a veces, de cientos de miles (como en el caso del sismo de Sumatra en 2004). Por tal motivo, es necesario estudiar estos fenómenos naturales detalladamente. El monitoreo constante de volcanes activos, así como de regiones potencialmente sísmicas es una buena medida tomada por vulcanólogos y sismólogos para estudiar su comportamiento. Esto sirve para prevenir futuras desgracias humanas que podrían ser causadas por estos fenómenos.

Respecto a las erupciones volcánicas, existen varios ejemplos de erupciones históricas en diferentes partes del mundo. Uno de ellos es el caso de la erupción del volcán Vesubio, ocurrida en Italia el 24 de agosto del año 79 de esta era, la cual sepultó a las ciudades de Pompeya y Herculano. Se estima que murieron aproximadamente 25,000 personas. La erupción fue precedida por gran actividad sísmica durante algunas semanas. Otro ejemplo es la gran erupción del Monte Santa Helena (localizado en Estados Unidos de Norte América) el 18 de mayo de 1980, acompañada de un sismo de magnitud 5.1 (Endo et al., 1981). La actividad sísmica se observó a partir del 15 de marzo de ese año y el 20 de marzo ocurrió un sismo de magnitud 4.2. En el caso particular de México, también ha habido erupciones catastróficas. Las más recientes son las del volcán Paricutín ocurrida el 20 de

febrero de 1943, en el estado de Michoacán (sin víctimas humanas que lamentar), y las 2 erupciones del volcán el Chicón, localizado en Chiapas (con más de 2000 víctimas humanas). La primera fue el 28 de marzo de 1982 y la segunda el 4 de abril del mismo año. Ésta última, de mayor magnitud, causó estragos a nivel mundial. La columna de cenizas que arrojó llegó hasta la estratósfera. Esto contaminó la atmósfera y provocó que las cenizas se dispersaran por todo el planeta.

Afortunadamente, en la actualidad se monitorea la actividad sísmica de 2 de los volcanes mexicanos más activos. Estos son el volcán de Fuego de Colima y el volcán Popocatepetl. El volcán de fuego de Colima se localiza entre los estados de Jalisco y Colima y representa un gran peligro para los poblados cercanos en ambos estados. Desde febrero de 1999 este volcán ha presentado actividad sísmica y en el año 2002 arrojó bloques de lava hasta una distancia de seis kilómetros, causando incendios forestales. Ocurrieron sismos con magnitudes entre 2.5 y 4. En noviembre de 2005 ocurrieron algunas exhalaciones que alertaron a las comunidades cercanas al volcán. Respecto al volcán Popocatepetl, éste se localiza en los límites de los estados de México, Morelos y Puebla, aproximadamente a 65 km al sureste de la Ciudad de México. Su actividad sísmica comenzó en 1991 y en diciembre de 1994 se presentó la fase más crítica, causando preocupación a las comunidades más cercanas, incluyendo la Ciudad de México. Los sismos asociados a esa actividad volcánica tuvieron magnitudes entre 1.8 y 3.2. En diciembre de 2000 se produjo una gran explosión, lo que llevó a evacuar a miles de personas de las regiones cercanas. Actualmente, el Popocatepetl emite fumarolas, compuestas vapor de agua y gases, aunque también ha presentado expulsiones pequeñas de material piroclástico y cenizas.

A pesar de lo devastador que puede ser una gran explosión volcánica, la magnitud de los eventos sísmicos asociados a erupciones son generalmente de magnitudes relativamente pequeñas ($M < 5$) comparadas con las magnitudes de los sismos tectónicos. Los sismos tectónicos han llegado a tener magnitudes mayores a 9. Además, el número víctimas debido a sismos tectónicos en ocasiones ha sido drásticamente superior comparado al de erupciones volcánicas. Por ejemplo, el sismo de Chile, ocurrido en Valdivia el 22 de mayo de 1960, tuvo una magnitud de momento sísmico M_w de 9.5. Se estima que murieron más

de 3,000 personas. Es el mayor sismo que ha ocurrido en la Tierra del que se tenga registro en la historia de la humanidad. Este sismo provocó un gran tsunami, el cual se propagó a través del Océano Pacífico y afectó a Hawaii y a la costa Este de Japón. Otro ejemplo es el sismo de Alaska, ocurrido el 27 de marzo de 1964 y tuvo una magnitud Mw de 9.4. También generó un tsunami que, aunque fue menor que el producido por el sismo de Chile, también afectó a Hawaii y a la costa Oeste de Estados Unidos de Norte América, llegando hasta California. El número de víctimas estimado por la defensa civil americana fue de 130. En tiempos más recientes, el 26 de diciembre de 2004, ocurrió un gran sismo de magnitud Mw 9.2 en Sumatra. Este sismo generó un gran tsunami que afectó a varios países alrededor del océano Índico dejando un saldo de más de 200,000 víctimas. Finalmente, el terremoto más reciente que ha ocurrido en el mundo y que ha causado una gran tragedia es el sismo de Haití ocurrido el 12 de enero de 2010. Su magnitud de momento de 7.1 fue suficiente para dejar a Haití en ruinas. Este sismo provocó la muerte de más de 100,000 personas, con otros miles de desaparecidos, y devastó a Puerto Príncipe, la capital de Haití.

En México también ha habido daños considerables debido a grandes sismos, los cuales han afectado al centro del país, principalmente a la Ciudad de México. Ésta, con más de 20 millones de habitantes y una gran cantidad de infraestructura expuesta, enfrenta un alto riesgo sísmico. El marco tectónico de la costa del Pacífico Mexicano caracterizado por la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa de Norte América ha dado origen a grandes sismos. Por ejemplo, ocurren sismos someros interplaca con fallamiento inverso cerca de la trinchera tales como los sismos del Ángel (1957, M 7.5), Petatlán (1979, M 7.6) y de Michoacán (1985, M 8.1 y 7.9). Otro tipo de sismos son los intraplaca de profundidad intermedia ($H > 40$ km) con fallamiento normal tales como el de Huajuapán de León, Oax. (1980, M 7.0) y Tehuacán, Pue. (1999, M 7.0). A parte de esos sismos, también ocurren eventos corticales a distancias epicentrales menores de la Ciudad de México (~100 km), como fue el caso del sismo de Acambay en noviembre de 1912, el cual tuvo una magnitud M 7.0. Desde entonces no han ocurrido sismos significativos de este tipo, pero representan un peligro potencial para la Ciudad de México. Por último, también ocurren sismos locales en la Cuenca de México, que a pesar de ser de magnitudes pequeñas ($M < 4$), representan un riesgo significativo para la ciudad porque ocurren debajo de ella y en general son de

profundidades someras (< 10 km). Sus mecanismos se asocian a los sistemas de fallas originados por los diferentes regímenes de esfuerzos que gobiernan en la cuenca (García-Palomo, 2008; Huesca-Pérez, 2008). Algunos ejemplos recientes de este tipo de eventos son los sismos de Milpa Alta (2003), Tlalpan (2005) y Jalatlaco (2007).

Dadas las grandes magnitudes que pueden tener los sismos tectónicos y sus efectos a distancias locales, regionales o telesísmicas (tsunamis), es necesario entender con detalle la contribución de los efectos de fuente, trayecto y sitio en el movimiento sísmico observado. El resultado de la superposición de esos efectos en los sismos tectónicos, éstos han llegado a ocasionar daños considerables a distancias mayores a 100 km.

La enorme heterogeneidad de la corteza terrestre puede ocasionar que el movimiento sísmico debido a eventos tectónicos varíe significativamente aún para distancias epicentrales similares. Por ejemplo, los sismogramas de estaciones localizadas dentro y fuera de una cuenca sedimentaria son muy distintos. Esto se pudo observar claramente en la Ciudad de México debido a los sismos de Michoacán ocurridos en septiembre de 1985. Las amplitudes y duraciones de los sismogramas de estaciones localizadas dentro de la Cuenca de México eran mucho mayores que para los de estaciones fuera de ella. El estudio de los registros arrojó resultados interesantes. Por ejemplo, Campillo et al. (1988) identificaron un tren de ondas coherente que atribuyeron a la fase regional Lg. También encontraron que el movimiento sísmico estaba gobernado principalmente por pulsos con períodos cercanos a 3 segundos. Fue sorprendente encontrar que la aceleración máxima registrada (0.2 g) en la zona de Lago fue similar a la observada en la zona epicentral.

Debido a que el campo de ondas generado por eventos de diferente origen depende de los efectos de fuente, de trayecto y de sitio, los patrones de movimiento fuerte podrían ser diferentes para cada tipo de sismo. Para estudiar el movimiento sísmico que se observa en la Ciudad de México debido a los grandes sismos de subducción que ocurren en la costa del Pacífico (y que representan la mayor contribución al riesgo sísmico de esa ciudad) se han estudiado esos tres factores. Por ejemplo, los análisis más completos realizados a la fecha sobre los efectos de sitio con modelos 1D para el sismo de Michoacán de 1985 son aquellos realizados por Seed et al. (1988). Ellos simularon espectros de respuesta con 5% de

amortiguamiento utilizando modelos 1D y sus resultados fueron muy similares a los espectros de respuesta observados. Sin embargo, Kawase y Aki (1989) y Chávez-García y Bard (1994) encontraron que a pesar de que los modelos 1D explican adecuadamente las observaciones en términos de espectros de respuesta, esos mismos modelos arrojan resultados muy distintos de las observaciones al comparar funciones de transferencia. Por otra parte, si se simulan correctamente las funciones de transferencia, entonces la comparación entre trazas observadas y simuladas es pésima. Si un modelo es correcto debería reproducir correctamente las observaciones, independientemente del dominio en el cual se haga esta comparación. Si un modelo explica las observaciones en un dominio y no en otro, entonces claramente el modelo es erróneo, pues no podemos separar, por ejemplo, una historia de tiempo en aceleración de su espectro de amplitudes de Fourier. Chávez-García y Bard (1994) mostraron claramente que los modelos 1D no permiten explicar las largas duraciones observadas en la zona de Lago. Bard et al. (1988) encontraron que para modelos simples del valle que incluyen la capa de arcilla, la respuesta sísmica en los bordes no es satisfactoria si se utilizan un modelo 1D. Sin embargo, con un modelo 2D si lo es. Para el modelo 1D, las amplitudes máximas son mayores a frecuencias mayores comparadas con las del modelo 2D (Bard et al., 1988; figura 8). Por el contrario, para sitios localizados en el centro del valle, los modelos 1D presentan prácticamente los mismos resultados que los modelos 2D. Por su parte, Chávez-García et al. (1994) encontraron que los efectos unidimensionales en la respuesta sísmica son de gran importancia. Ellos obtuvieron funciones de transferencia empíricas para sismos ocurridos entre 1985 y 1990 con magnitudes entre 4.9 y 8.1 para los dos componentes horizontales. Con esto encontraron que las funciones de transferencia empíricas promedio para cada componente eran similares a la respuesta teórica de una capa blanda sobre un semi-espacio para incidencia vertical de ondas S. A pesar del fuerte componente unidimensional observado es claro que un modelo 1D no permite explicar la diferencia de las amplitudes máximas entre componentes horizontales. Los modelos 1D tampoco pueden representar la influencia de las heterogeneidades laterales, las cuales han afectado fuertemente el movimiento sísmico a distancias muy cortas. En los registros del sismo de 1985, en particular aquellos de las estaciones CDAO y CDAF se notaron claramente grandes diferencias a pesar de que las

estaciones están muy cercanas (aproximadamente 0.5 km). Esto sugiere una influencia de la variabilidad de las condiciones del subsuelo en distancias pequeñas (Bard et al., 1988).

En cuanto a los estudios sobre los efectos de trayecto, Singh et al. (1988) mostraron algunas indicaciones de que la atenuación del movimiento del suelo a lo largo de una línea paralela a la costa era diferente de la atenuación perpendicularmente a la costa. Posteriormente, Ordaz y Singh (1992) mostraron que el movimiento del suelo en sitios de roca firme en el centro de México es amplificado aproximadamente por un factor de 10 relativo a sitios a distancias hipocentrales similares a lo largo de la costa. Esa amplificación la atribuyeron al Cinturón Volcánico Trans Mexicano (CVTM), lo cual fue confirmado por Cárdenas et al. (1997) y Cárdenas y Chávez-García (2003). El factor de amplificación regional se presenta al menos en la banda de frecuencias entre 0.3 y 1.0 Hz (Ordaz y Singh, 1992). Por otro lado, Furumura y Kennett (1998) demostraron que la estructura 3D, caracterizada por la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa de Norte América, influye de manera significativa en la propagación de las fases regionales en México. Más tarde, Furumura y Singh (2002) observaron que los sismos de subducción afectan fuertemente a la Ciudad de México debido a que la amplitud de las ondas Lg es reforzada, tanto por la guía de onda (la zona entre el Moho y la superficie libre), como por las variaciones laterales de velocidad causadas por la placa de Cocos. También observaron que las ondas Lg son amplificadas debido a las rocas volcánicas de baja velocidad del CVTM. Para los sismos profundos intraplaca encontraron una atenuación simple con la distancia. Finalmente, Chávez-García y Salazar (2002) sugirieron que la larga duración y las grandes amplitudes del movimiento sísmico observado en la zona de Lago de la Ciudad de México se debió a la interacción entre la capa de arcilla y ondas Rayleigh difractadas. Este pudo ser el mecanismo que provocó los grandes daños a la Ciudad de México en 1985.

El análisis de registros sísmicos es esencial para comprender las causas que originan las diferencias del movimiento sísmico en cada sitio. Sin embargo, no siempre hay registros en los puntos de interés. Por ello, una parte importante de los avances mencionados brevemente en los párrafos anteriores proviene de la simulación del movimiento sísmico. Los paradigmas han cambiado a gran velocidad recientemente para pasar de modelos 1D

(como los utilizados por Seed et al., 1988) a los modelos 2D (mencionamos, por ejemplo a Bard et al., 1988; Chávez-García y Salazar, 2002) y finalmente a los modelos 3D (utilizados en Furumura y Kennett, 1998). Esta tesis es una contribución al estudio del movimiento sísmico basada en la simulación numérica. En este trabajo se abordan dos problemas de interés relacionados con el entendimiento de las características del campo de onda sísmico que afecta el centro de México: la atenuación regional en nuestro país y las modificaciones que sufre el movimiento sísmico en el Valle de México debido a su enorme heterogeneidad. Para ello, se realizan simulaciones numéricas en 2D y 3D. Por un lado, se aborda el problema de las diferencias en las relaciones de atenuación de dos trayectorias perpendiculares a la costa del Pacífico: una en Guerrero y otra en Colima. También se compara entre una trayectoria paralela a la costa, y la trayectoria perpendicular a la misma en Guerrero. En lo que toca a la estructura 3D del Valle de México, abordamos este problema utilizando simulaciones de sismos locales ocurridos en el interior del valle. Se simulan 4 sismos locales y se utilizan modelos 1D iniciales, propuestos a partir de información de pozos profundos. Los modelos finales 1D se podrían utilizar para construir un modelo 3D en su primera versión. De esta forma se tendría un primer modelo 3D del Valle de México basado en observaciones sismológicas. Finalmente, es necesario avanzar en otros problemas aunque aún no sea posible realizar una aplicación para nuestro país. En ese sentido, se presentan resultados sobre la determinación de periodos dominantes en la cuenca de Kanto, Japón, y su correlación con la configuración de su basamento. Esto se lleva a cabo utilizando registros observados de varios sismos, y de simulaciones numéricas.

CAPÍTULO 2

LOS MÉTODOS PSEUDO-ESPECTRAL Y DE DIFERENCIAS FINITAS

2.1. Introducción

En este capítulo se presentan los fundamentos de los dos métodos que utilizados en esta tesis doctoral para simular el campo de onda sísmico. Éstos son el pseudo-espectral (PE) y diferencias finitas (DF). Ambos pertenecen a los llamados “métodos de dominio”. Los métodos de dominio se basan en discretizar un medio de dimensiones finitas, solución y operadores diferenciales en tiempo y espacio y obtienen una solución al resolver las ecuaciones lineales resultantes. En el método pseudo-espectral se utiliza la transformada de Fourier para calcular las derivadas espaciales de la ecuación de movimiento. En el método de diferencias finitas, las derivadas espaciales y temporales se reemplazan por aproximaciones de diferencias finitas para obtener finalmente un sistema de ecuaciones algebraicas.

En el método pseudo-espectral, las derivadas espaciales se calculan con mayor precisión (solución analítica) que con el método de diferencias finitas de órdenes superiores. Además, para obtener una precisión deseada, requiere menos nodos por longitud de onda mínima. Por lo tanto, utiliza menos memoria y tiempo de cálculo. Esto lo convierte en un método atractivo para el modelado numérico de estructuras geológicas complejas reales (Kosloff y Baysal, 1982, y Furumura y Kennet, 1998). En el capítulo 3 se utiliza el método pseudo-espectral 2D P-SV para estudiar la atenuación sísmica en México en direcciones paralela y perpendicular a la costa, respectivamente. El método fue implementado de forma serial (un solo procesador). Sin embargo, para aprovechar al máximo el cómputo en paralelo y el cálculo vectorial de las supercomputadoras (Earth Simulator y KanBalam), en el capítulo 4 se realizaron simulaciones numéricas tridimensionales de gran escala utilizando el método

de diferencias finitas alternadas de cuarto orden. Se simularon temblores locales para determinar la estructura de la cuenca de México.

En varios estudios se han aplicado estos dos métodos para simular el campo de onda en 2 y 3 dimensiones para estudiar diversos fenómenos sísmicos. Por ejemplo, para investigar los patrones de movimiento del suelo esperados para sismos futuros, explicar la contribución de las estructuras de velocidades de cuencas sedimentarias en los daños causados por grandes sismos, entre otros.

Aunque el análisis de los registros sísmicos ha permitido comprender parcialmente la contribución de cada uno de los factores que afectan al movimiento sísmico (efectos de fuente, trayecto y sitio), las simulaciones numéricas también han jugado un papel muy importante para este objetivo. Éstas ayudan a plantear hipótesis para dar una explicación física de los fenómenos observados. Un análisis detallado del campo de onda requiere una cobertura amplia de estaciones, tanto en campo cercano como en campo lejano, dependiendo de los objetivos. En el caso ideal, si las estaciones estuvieran lo suficientemente cercanas (en términos de las longitudes de onda de interés), se podría describir mejor el campo de onda. En la mayoría de los casos, esto es difícil de cumplirse. Por eso, los sismólogos se han apoyado en las técnicas de simulación numérica para describir mejor el campo de onda en diferentes puntos.

A continuación se mencionan algunos ejemplos de estudios que han utilizado los métodos pseudo-espectral y de diferencias finitas para simular el campo de onda sísmico. Furumura y Kennett (1998) examinaron la forma en que la estructura 3D puede influir en la propagación de las fases regionales en México. Para ello simularon (con el método pseudo-espectral) los sismos de Michoacán, 1985 y Copala, 1995. Posteriormente, Furumura y Koketsu (2000) propusieron un esquema basado en la descomposición de componentes del campo de onda y utilizaron el método pseudo-espectral 3D en paralelo. Con esto simularon el movimiento fuerte para el sismo de Kobe. Otros estudios han combinado los métodos pseudo-espectral y de diferencias finitas, tal y como se menciona más adelante.

En el caso del método de diferencias finitas, también se han realizado varios estudios. Por ejemplo, en 1976 Madariaga propuso un esquema alternante de diferencias finitas de segundo orden que utiliza una formulación heterogénea velocidad-esfuerzo para modelar la dinámica de ruptura de una falla. Este esquema fue aplicado posteriormente para modelar ondas SH y P-SV por Virieux (1984, 1986). Más tarde, Levander (1998) lo extendió a un esquema de cuarto orden (en espacio) para ondas P-SV. Por su parte, Graves (1996) propuso un esquema 3D de cuarto orden velocidad-esfuerzo.

El método de diferencias finitas ha evolucionado aumentando su flexibilidad. Por ejemplo, se han utilizado espaciamientos variables entre nodos de la malla. De esta forma, se ahorra tiempo de cómputo y memoria de almacenamiento. Además, se evita parcialmente el sobremuestreo espacial ocasionado por el espaciamiento uniforme en zonas con velocidades altas. Esta alternativa fue propuesta por Boore (1970) en un estudio 1D. Por su parte, Moczo (1989) aplicó este tipo de mallas en un medio lateralmente heterogéneo para ondas SH. Más tarde, Pitarka (1999) propuso un método de diferencias finitas de cuarto orden en 3D utilizando mallas alternantes con espaciamiento no-uniforme. Esta aproximación permitió modelar el movimiento sísmico con una precisión suficiente cuando el intervalo de muestreo incluye al menos 6 nodos por longitud de onda. Además, este método permite implementar una falla finita con una distribución no-uniforme de fuentes puntuales. Wang et al (2001) desarrollaron un método de diferencias finitas considerando mallas variables. La interpolación 3D de los campos de onda de las 2 mallas la realizaron en el dominio del número de onda. Con este método simulieron eficientemente la respuesta sísmica viscoelástica 3D para un modelo de la cuenca de Salt Lake. Las técnicas de Pitarka (1999) y Wang et al (2001) reducen considerablemente los requerimientos de memoria y tiempo de cálculo comparado con los esquemas de diferencias finitas convencionales.

Otros estudios han combinado los métodos pseudo-espectral y de diferencias finitas. Por ejemplo, Kennett y Furumura (2002) examinaron la interacción entre la radiación de la fuente y la estructura tridimensional del medio. Ellos utilizaron un esquema de simulación híbrida PE/DF (pseudo-espectral/diferencias finitas) en el que los componentes horizontales

se calcularon con el método pseudo-espectral, mientras que el componente vertical con el método de diferencias finitas de cuarto orden. Utilizaron 2.25 nodos por longitud de onda mínima. La frecuencia más alta simulada fue de 0.8 Hz considerando una velocidad mínima de ondas S de 3.0 km/s, usando un intervalo de muestreo espacial de 1.6 km. Por su parte, Furumura y Singh (2002) evaluaron las funciones de atenuación para sismos someros interplaca y de profundidades intermedias intraplaca. Emplearon tanto simulaciones 2D P-SV con el método pseudo-espectral como simulaciones 3D con una técnica híbrida PE/DF. Observaron que los sismos de subducción afectan fuertemente a la ciudad de México debido a que la amplitud de las ondas Lg es reforzada, tanto por la guía de onda (zona entre el Moho y la superficie libre) como por las variaciones laterales de velocidad causadas por la placa de Cocos. También observaron que las ondas Lg son amplificadas debido a las rocas volcánicas de baja velocidad del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM). Para los sismos profundos intraplaca encontraron una atenuación simple con la distancia. Finalmente, Furumura et al. (2002) utilizaron también la técnica híbrida PE/DF para estudiar el sismo de 1999 en Chi-Chi, Taiwán. La comparación entre las observaciones de una red densa de estaciones de movimiento fuerte y las simulaciones demostraron lo siguiente: la variación de la estructura del subsuelo y la compleja distribución del desplazamiento de la falla afectaron fuertemente la distribución de daños durante este sismo. El fuerte gradiente de velocidad en la corteza superior favoreció la propagación de ondas sísmicas a grandes distancias. Además, las ondas S y ondas superficiales fueron amplificadas por los efectos de sitio en las cuencas, causando daños importantes.

A pesar de los avances en la capacidad de las computadoras, aún existen restricciones. Por ejemplo, incorporar una cuenca sedimentaria en una estructura regional 3D considerando el mismo espaciamiento entre nodos en todo el modelo, aumenta mucho el número total de nodos debido a que se debe cumplir la condición de estabilidad. La diferencia de escalas en el modelado numérico sugiere que se deben superar algunas restricciones computacionales. Por ejemplo, Furumura y Kennett (1998) calcularon el movimiento sísmico para un modelo 3D regional pero no incluyeron la respuesta de la cuenca de México debido a la diferencia de escalas. Una posible solución sería calcular el campo de onda en 2 pasos como lo hacen Bielak et al. (2003), en la que alternativamente se podría utilizar un método diferente para cada paso. Otra opción sería la implementación de mallas de diferente tamaño en un solo

cálculo, en donde las más finas se usarían para incluir las capas sedimentarias de la cuenca. Con estas aproximaciones se utilizan menos nodos y se evita el problema de las diferentes escalas físicas impuestas por los parámetros del modelo.

La primera opción ha sido exitosamente implementada en Bielak et al (2003) y Yoshimura et al (2003). Ellos calcularon el movimiento sísmico dividiendo sus modelos en 2 subdominios utilizando elementos finitos. En el primer paso calcularon el campo de onda que incluye los efectos de fuente y trayecto, en la que eliminan la estructura de pequeña escala. En el segundo paso calculan los efectos de sitio en el segundo subdominio debidos al conjunto de fuerzas localizadas calculadas en el paso 1, que actúan en una sola capa de elementos adyacentes a la interfaz entre los 2 subdominios.

Gracias al cómputo en paralelo y el uso de supercomputadoras, la segunda opción, en la que se usan mallas de diferente tamaño, se ha implementado exitosamente, por ejemplo, en el Earth Simulator. Furumura y Chen (2004) utilizaron esta aproximación junto con un procedimiento de interpolación basado en extrapolación polinomial de Fourier (Furumura, Kennett, y Koketsu, 2003) para unir los campos de onda de las 2 mallas de diferente tamaño. Furumura y Chen usaron un esquema de diferencias finitas 3D centradas con mallas alternantes de orden 16 en las direcciones (x,y), y de orden 4 en la dirección (z). Los resultados mostraron los efectos de amplificación de ondas superficiales de periodo largo (ondas Love) en cuencas sedimentarias durante el sismo de Tottori-ken Seibu (M_J 7.3), al oeste de Japón.

Recientemente, Shiann-Jong et al. (2008) propusieron una técnica basada en mallas compuestas con 3 subdominios calculada en paralelo. Con esta técnica introdujeron la cuenca de Taipei, con velocidad mínima $V_s = 0.17$ km/s para estudiar los efectos de amplificación del movimiento del suelo debido al sismo de Taipei (Octubre 23, 2004; $M_L = 3.8$). Ellos concluyeron que no solamente la geometría del basamento produjo las ondas superficiales observadas, sino que la capa superficial de la formación Songshan con bajas velocidades jugó un papel importante en la amplificación del movimiento sísmico.

Frankel et al. (2009) estudiaron los efectos de la cuenca sedimentaria de Seattle, E.U.A. y simularon el campo de onda 3D con el método de diferencias finitas considerando 2 mallas con diferentes espaciamentos para evitar el sobremuestreo en las capas superiores con bajas velocidades V_s . Observaron la dependencia direccional del campo de onda en la generación de ondas superficiales en los bordes de la cuenca debido a los fuertes contrastes de impedancias.

Finalmente, respecto a otro esquema de diferencias finitas, se tiene el propuesto por Saenger et al (2000). Se trata de esquema de finitas velocidad-esfuerzo con una malla alternada rotada para calcular las derivadas espaciales. Debido a que todos los componentes del tensor de esfuerzos se localizan en un solo nodo, y los componentes de velocidad en otro, permite simular medios con grandes contrastes de las propiedades del medio. Por ejemplo, incluyendo poros, grietas y superficies libres sin aplicar condiciones de frontera. Aplicaron este esquema para simular el campo de onda para un modelo 2D en el que incluyeron una grieta, y un modelo 3D incluyendo 2 grietas en una lámina de aluminio. Demostraron que su esquema es muy efectivo y no muestran dispersión ni inestabilidad. Posteriormente, Cruz-Atienza y Virieux (2004) usaron el mismo esquema propuesto por Saenger et al. (2000) para simular la dinámica de fallas no-planas en modelos 2D. Al rotar localmente los componentes del tensor de esfuerzos pudieron representar la fuente. Más tarde, Cruz-Atienza et al. (2007) extendieron esta formulación a tres dimensiones para simular la dinámica de la fuente tridimensional e implementaron fallas parabólicas.

2.2. EL MÉTODO PSEUDO-ESPECTRAL

La presentación de los fundamentos teóricos del método pseudo-espectral está basada en Furumura et al. (1998) y Takenaka et al. (1999).

En un sistema rectangular 3-D, con x e y como coordenadas horizontales y z como la coordenada vertical (positiva hacia abajo), la ecuación de movimiento de un sólido elástico es

$$\rho \ddot{U}_p = \frac{\partial \sigma_{xp}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yp}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zp}}{\partial z} + f_p, \quad (p = x, y, z), \quad (1.1)$$

donde σ_{pq} ($p, q = x, y, z$) son los componentes del tensor de esfuerzos, f_p son las fuerzas de cuerpo, \ddot{U}_p las segundas derivadas temporales parciales de los componentes de desplazamiento (es decir, los componentes de la aceleración), y ρ es la densidad. En un medio lineal e isotrópico, los componentes del tensor de esfuerzos están dados, de acuerdo a la Ley de Hooke, por:

$$\sigma_{pq} = \lambda(e_{xx} + e_{yy} + e_{zz})\delta_{pq} + 2\mu e_{pq}, \quad (p, q = x, y, z), \quad (1.2)$$

donde λ y μ son las constantes de Lamé, e_{pq} son los componentes del tensor de deformaciones, y δ_{pq} denota la delta de Kronecker. Los componentes del tensor de deformación están dados por :

$$e_{pq} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_p}{\partial q} + \frac{\partial U_q}{\partial p} \right), \quad (p, q = x, y, z), \quad (1.3)$$

donde U_p son los componentes de los desplazamientos.

El método pseudo-espectral (Kosloff y Baysal, 1982) puede utilizarse para calcular eficientemente el campo de onda sísmico en medios heterogéneos viscoelásticos con geometrías complejas del subsuelo. Para resolver la ecuación de movimiento con este método, las derivadas espaciales de las ecuaciones (1.1) y (1.3) se calculan analíticamente en el dominio del número de onda. Esto se explica con detalle a continuación.

2.2.1. Diferenciación espacial usando la transformada rápida de Fourier (FFT)

En el método pseudo-espectral se calculan las derivadas espaciales para cada instante de tiempo por medio de la transformada rápida de Fourier (FFT), tal como se describe en Takenaka et al. (1999). Consideremos la diferenciación en la dirección x del componente x del desplazamiento U evaluado en las posiciones $U((n+1/2)\Delta x, (m+1/2)\Delta z)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1; m = 0, 1, \dots, M-1$), en una malla de $2N \times M$ puntos. La derivada en x por calcular es $\partial U / \partial x ((n+1/2)\Delta x, (m+1/2)\Delta z)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1; m = 0, 1, \dots, M-1$).

Primero, $U((n+1/2)\Delta x, \Delta z/2)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$), se copia a un arreglo de trabajo 1-D $f(n)$ ($n = -N, -N+1, \dots, 0, \dots, N-1$). Después, ese vector $f(n)$ se transforma al dominio del número de onda por medio de la FFT.

$$F(l\Delta k) = \Delta x \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) e^{-i2\pi nl/N}, \quad (1.4)$$

donde $F(l\Delta k)$ representa la transformada de Fourier de $f(n\Delta x)$. Δk y Δx representan los incrementos del número de onda y la distancia. El resultado se multiplica entonces por los números de onda espaciales discretos $l\Delta k$ y la unidad imaginaria para obtener la derivada en el dominio del número de onda. Posteriormente se antitransforma al dominio de la distancia mediante la relación:

$$\frac{d}{dx} f(n\Delta x) = \frac{1}{N\Delta x} \sum_{l=0}^{N-1} i(l\Delta k) F(l\Delta k) e^{i2\pi nl/N}. \quad (1.5)$$

El resultado final se copia en $\partial U / \partial x ((n + 1/2)\Delta x, \Delta z/2)$ ($n = -N, -N + 1, \dots, 0, \dots, N - 1$). En la figura 1.1 se puede ver gráficamente este proceso. Después, $U((n + 1/2)\Delta x, 3\Delta z/2)$ se procesa de la misma forma que $U((n + 1/2)\Delta x, \Delta z/2)$ para obtener $\partial U / \partial x ((n + 1/2)\Delta x, 3\Delta z/2)$, y se realiza el mismo proceso secuencialmente aumentando z hasta $z = (M - 1/2)\Delta z$. Para la diferenciación de las variables 3-D, los cálculos de las 2 ecuaciones anteriores se realizan secuencialmente a lo largo de las direcciones x, y, z .

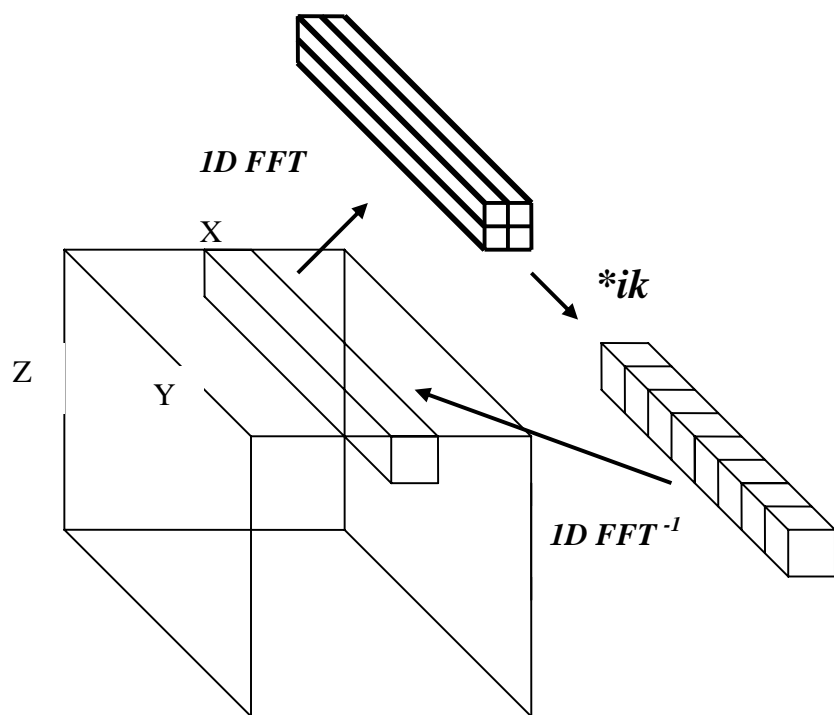


Figura 1.1. Representación gráfica de la diferenciación espacial.

2.2.2. Diferenciación con la FFT real

En el método pseudo-espectral se utiliza la FFT para transformar datos de valores complejos (es decir, FFT compleja). Los datos de valores reales que se van a diferenciar se almacenan en el componente real de un arreglo complejo. El componente imaginario es cero.

De acuerdo con Furumura et al. (1998), el esquema de diferenciación eficiente para datos de valores reales utiliza la FFT real, y se realiza de la siguiente forma. Primero, la secuencia de datos $f(l\Delta x)$ que se va a diferenciar se expande en términos de polinomios seno y coseno discretos usando la FFT real, es decir,

$$f(n\Delta k) = \sum_{l=0}^{N/2} A(l\Delta k) \cos(2\pi l / N) + \sum_{l=1}^{N/2} B(l\Delta k) \sin(2\pi l / N), \quad (1.6)$$

donde A y B son los coeficientes coseno y seno dados por:

$$A(l\Delta k) = \begin{cases} \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) \cos(2\pi n l / N), & l = 0, N/2 \\ \frac{2}{N} \sum_{n=0}^{N-1} f(n\Delta x) \cos(2\pi n l / N), & l = 1, 2, \dots, n/2 - 1 \end{cases} \quad (1.7)$$

$$B(l\Delta k) = \frac{2}{N} \sum_{n=1}^{N-1} f(n\Delta x) \sin(2\pi n l / N). \quad (1.8)$$

Después, la derivada en el dominio del número de onda se calcula al multiplicar con los números de onda discretos $l\Delta k$ e involucra un avance de fase de 90^0 (o equivalentemente, intercambiando los coeficientes A y B por $-B$ y A , respectivamente). Posteriormente se antitransforma al dominio de la distancia por medio de la FFT real inversa

$$\frac{d}{dx} f(n\Delta x) = \sum_{l=1}^{N/2-1} (l\Delta k) B(l\Delta k) \cos(2\pi n l / N) + \sum_{l=1}^{N/2} (-l\Delta k) A(l\Delta k) \sin(2\pi n l / N) \quad (1.9)$$

Furumura et al. (1998) confirmaron que la diferenciación usando la FFT real es 2 veces más rápida que el cálculo convencional con la FFT compleja.

2.2.3. Diferenciación temporal

Para las derivadas temporales de la ecuación de movimiento (ecuación 1.1) se utiliza el siguiente esquema. El campo de onda para el siguiente paso en el tiempo se calcula utilizando el campo de onda actual y el campo de onda previo. Por ejemplo, el campo de velocidad al tiempo $(n+1/2)\Delta t$ se determina utilizando el campo de velocidad en el tiempo $(n-1/2)\Delta t$ y $n\Delta t$ con un esquema de integración de diferencias finitas de segundo orden. Es decir:

$$\dot{U}_p^{n+1/2} = \dot{U}_p^{n-1/2} + \ddot{U}_p^n \Delta t, \quad (1.10)$$

$$U_p^{n+1} = U_p^{n-1} + \dot{U}_p^{n+1/2} \Delta t, \quad (1.11)$$

donde \ddot{U}_p , \dot{U}_p y U_p ($p = x, y, z$) denotan la aceleración, velocidad y el desplazamiento de la partícula, respectivamente, y Δt es el incremento en el tiempo.

2.2.4. Condiciones de frontera

Kosloff y Baysal (1982) aplicaron por primera vez el método pseudo-espectral al modelado de ondas sísmicas. Desde entonces, se han desarrollado varias técnicas para incorporar la condición de frontera libre (p. ej. Ohminato y Chouet, 1997; Levander, 1988). Por ejemplo, la condición de superficie libre se incorpora simplemente en el cálculo al hacer cero los componentes de esfuerzos sobre la superficie libre. Posteriormente se realizan las diferenciaciones verticales con respecto a z .

En las fronteras artificiales del modelo aparece otro problema. En efecto, el medio a modelar es infinito pero la malla abarca una porción limitada del mismo, etc. etc. Para eliminar las ondas ficticias creadas por la periodicidad implícita en la FFT (“wraparound”),

Cerjan et al. (1985) proponen una zona de atenuación alrededor de la malla. En cada incremento en el tiempo del cálculo, las amplitudes del desplazamiento y la velocidad de la partícula disminuyen en esa zona absorbente al multiplicarlas por una función decreciente Gaussiana:

$$g(i) = \exp[-\alpha(I_0 - i)^2] \quad i = 0, 1, \dots, I_0 \quad (1.12)$$

donde I_0 es el número total de nodos de una zona atenuante en el borde de la malla, i es el nodo de la malla contado desde el límite de la malla absorbente y α es el coeficiente de absorción. Cerjan et al. (1985) proponen $I_0 = 20$ y $\alpha = 0.015$ como valores empíricos óptimos basados en pruebas numéricas. Binzhong (1988) encontró que cuando se utilizan coeficientes de absorción inadecuados, la zona de absorción produce reflexiones artificiales. Esto puede ser un problema serio para esta técnica.

Cuando se coloca una fuente sísmica puntual cerca de la superficie libre, frecuentemente aparece ruido oscilatorio en las derivadas en z de las cantidades discretizadas. Este ruido se puede eliminar utilizando un esquema alternativo de diferenciación desarrollado por Furumura y Takenaka (1992) (diferenciación simétrica). En este esquema los datos son duplicados en la superficie libre antes de la diferenciación en z para eliminar la discontinuidad usando

$$\hat{f}(n\Delta x) = \begin{cases} f(n\Delta x), & 0 \leq n \leq N-1 \\ f[(2N-n-1)\Delta x], & N \leq n \leq 2N-1 \end{cases} \quad (1.13)$$

y después se calcula la diferenciación para el doble de los datos ($2N$). Las partes duplicadas (es decir, $n = N, \dots, 2N-1$) se eliminan después de la diferenciación.

2.3. EL MÉTODO DE DIFERENCIAS FINITAS

La base de las diferencias finitas es la de reemplazar las derivadas parciales en espacio y tiempo de las ecuaciones de movimiento por aproximaciones de diferencias finitas para obtener finalmente un sistema de ecuaciones algebraicas. El campo de onda en cada nodo es evaluado al resolver ese sistema de ecuaciones. Al igual que en el método pseudo-espectral, el método de diferencias finitas permite evaluar el campo de onda avanzando en el tiempo paso a paso. Además, debido a que los parámetros del medio se asignan en los puntos (nodos) de la de la región discretizada (malla), el método de diferencias finitas se pueda utilizar para calcular el movimiento sísmico en modelos muy heterogéneos del interior de la Tierra.

El método de diferencias finitas puede resolver las ecuaciones de movimiento con condiciones de frontera aplicadas explícitamente en la interfaz entre dos medios. A esta formulación se le conoce como homogénea. Sin embargo, si se tienen discontinuidades con geometrías complicadas, la formulación homogénea resulta difícil de utilizar. En este caso resulta conveniente utilizar una formulación heterogénea en la que no se requiera aplicar condiciones de frontera explícitamente. En este caso se resuelven las ecuaciones de movimiento involucrando implícitamente todas las condiciones de frontera, es decir, las discontinuidades de los materiales se expresan por variaciones espaciales de los parámetros del medio.

Para simular el campo de onda con un método de diferencias finitas se pueden utilizar 3 formulaciones de la ecuación de movimiento:

- 1) Formulación de desplazamiento
- 2) Formulación desplazamiento-esfuerzo
- 3) Formulación velocidad-esfuerzo
- 4) Formulación desplazamiento-velocidad-esfuerzo

Las 3 primeras formulaciones se presentan con detalle en Moczo (1998), y la cuarta en Moczo et al (2004 y 2006). En la formulación de desplazamiento es común usar una malla convencional, es decir, aquella en donde todos los componentes de desplazamiento y

parámetros del medio se definen en cada nodo de la malla. Sin embargo, para las formulaciones desplazamiento-esfuerzo y velocidad-esfuerzo, resulta conveniente usar una malla alternante (Madariaga, 1976) porque los componentes de velocidad (o desplazamiento), del tensor de esfuerzo y parámetros del medio se definen en posiciones distintas (figura. 1.2). La ventaja de la formulación de malla alternada es que los operadores diferenciales son centrados naturalmente en el mismo punto en espacio y tiempo. El campo de velocidad puede actualizarse independientemente del campo de esfuerzo puesto que el sistema también es alternante en tiempo, convirtiéndolo en un esquema eficiente. Además, los resultados son estables y precisos aun si se tienen fuertes contrastes de impedancias.

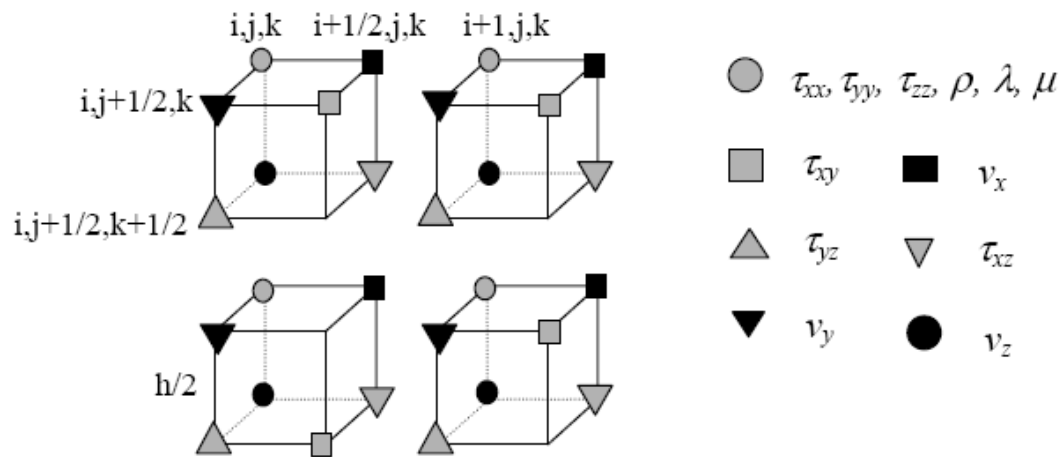


Figura 1.2. Ejemplo de una celda unitaria alternante en donde las variables del campo de onda y los parámetros del medio se definen en diferentes nodos. En el caso 3D, el modelo es construido de series de celdas unitarias repetidas que cubren todo el espacio. Los índices (i,j,k) representan los valores de las coordenadas espaciales (x,y,z) , respectivamente, y el espaciamiento de la malla “ h ” es definido como la distancia entre los centros de dos celdas unitarias adyacentes de la malla.

2.3.1. Aproximación de las derivadas

A continuación se presenta la aproximación de las derivadas siguiendo la presentación de Moczo (1998). Sea una función $f(x)$ y su expansión en serie de Taylor en el punto $x+h$

$$f(x+h) = f(x) + f'(x) \cdot h + \frac{1}{2} f''(x) \cdot h^2 + \frac{1}{6} f'''(x) \cdot h^3 + \dots, \quad (1.14)$$

en donde h denota el espaciamiento de la malla y $f'(x)$, $f''(x)$ y $f'''(x)$ denotan la primera, segunda y tercera derivadas, respectivamente.

De la misma forma para $f(x-h)$ se obtiene

$$f(x-h) = f(x) - f'(x) \cdot h + \frac{1}{2} f''(x) \cdot h^2 - \frac{1}{6} f'''(x) \cdot h^3 + \dots, \quad (1.15)$$

De la ecuación (1.14) obtenemos la ecuación de “diferencias finitas hacia adelante” de primer orden (el error de aproximación o de truncamiento local es proporcional a h) para la primera derivada, dada por

$$f'(x) \cong \frac{1}{h} [f(x+h) - f(x)] \quad (1.16)$$

y de la ecuación (1.15), la ecuación de “diferencias finitas hacia atrás”:

$$f'(x) \cong \frac{1}{h} [f(x) - f(x-h)] \quad (1.17)$$

Si se sustrae la ecuación (1.14) de la (1.15) se obtiene la fórmula de “diferencias finitas centrada” de la primera derivada (segundo orden debido a que el error es proporcional a h^2)

$$f'(x) \cong \frac{1}{2h} [f(x+h) - f(x-h)]. \quad (1.18)$$

Si se considera un esquema de mallas alternantes, en general la derivada de orden M de la función f con respecto a x puede aproximarse por el siguiente esquema de diferencias finitas centradas:

$$f'(x) \cong \frac{1}{h} \sum_{m=1}^{M/2} c_m [f(x + (m+1/2)h) - f(x - (m-1/2)h)] \quad (1.19)$$

donde c_m , ($m = 1, 2, \dots, M/2$) son los coeficientes de los operadores de diferencias finitas centradas de mallas alternantes de orden M (Tabla 1). Los coeficientes tanto para estos operadores como para aquellos de órdenes superiores pueden obtenerse con la técnica de Yomogida y Etgen (1993).

Tabla 1.1. Pesos para los operadores de diferencias finitas centradas de orden M con mallas alternantes.

M	c_1	c_2	c_3	c_4
2	1			
4	9/8	-1/24		
8	1255/1024	-245/3072	49/5120	-5/7168

Si se suman las ecuaciones (1.14) y (1.15) se obtiene la aproximación de segundo orden de la segunda derivada:

$$f''(x) \cong \frac{1}{h^2} [f(x+h) - 2f(x) + f(x-h)] \quad (1.20)$$

De manera similar se pueden obtener aproximaciones de orden mayor, en donde la precisión es mayor debido a que su error es mucho menor por ser proporcional a h^M . En Moczo (1998) se presentan esquemas detallados de diferencias finitas explícitos de

segundo y cuarto orden con mallas alternantes para las ecuaciones de movimiento, tanto para formulaciones desplazamiento-esfuerzo como velocidad-esfuerzo. Las derivadas temporales son aproximadas por esquemas de segundo orden.

Para obtener una aproximación satisfactoria de la solución de las ecuaciones diferenciales y de las condiciones iniciales y de frontera, el esquema de diferencias finitas tiene que cumplir las propiedades de *consistencia*, *convergencia* y *estabilidad*. Una representación en diferencias finitas de una ecuación diferencial parcial es consistente si el error de truncamiento en cada punto, es decir, la diferencia entre la ecuación diferencial parcial y el esquema de diferencias finitas, tiende a cero cuando h y Δt tienden a cero. La convergencia significa que la solución de una ecuación de diferencias finitas se aproxima a la solución analítica de la ecuación diferencial parcial cuando h y Δt tienden a cero. Finalmente, para que el esquema sea estable, los errores no deberán crecer con el tiempo. Una explicación detallada de estas condiciones se da en Moczo (1998).

CAPÍTULO 3

PERIODOS DOMINANTES EN LA CUENCA DE KANTO, JAPÓN, OBTENIDOS MEDIANTE COCIENTES ESPECTRALES H/V: OBSERVACIONES Y SIMULACIONES NUMÉRICAS.

3.1. Introducción

En la corteza terrestre existen regiones en donde interactúan más de 2 placas tectónicas, lo que genera un sistema sismotectónico complejo y altamente activo comparado con otras. Algunos países se encuentran en un sistema como éste y han sufrido catástrofes debido a sismos de grandes magnitudes. Un ejemplo claro es Japón, en donde interactúan 4 placas. Estas son: Asiática, Mar de Filipinas, Norte América y Pacífico. A lo largo de su historia, Japón (constituido principalmente por las islas Hokkaido, Honshu, Kyushu y Shikoku; figura 1) ha sufrido grandes daños debido a eventos de magnitudes grandes ($M > 6$) ocurridos a diferentes profundidades. Por ejemplo, el terremoto más grande del que se tenga registro en su historia es el que ocurrió el 1 de septiembre de 1923. Su magnitud fue $M_s=8.2$ y devastó el área metropolitana de Tokio (Kanamori y Miyamura, 1970; Sato et al., 1999). Respecto a su profundidad, Kanamori y Miyamura (1970) lo localizan entre 0 y 10 km. A este sismo se le conoce como el Gran Sismo de Kanto (en japonés, Kantō daishinsai - 関東大震災) y causó la muerte de más de 100,000 personas. Otro sismo que causó grandes daños en tiempos más recientes es el ocurrido el 17 de enero de 1995 en Kobe, en el área Kobe-Osaka al oeste de Tokio. El sismo se localizó a una profundidad de 14 km. Su magnitud en la escala japonesa fue $M_j=7.2$, mientras que su magnitud de momento sísmico fue $M_w=6.9$ (Kikuchi; 1995; Fukushima et al., 2000). Más de 6,500 personas perdieron la vida. Por otro lado, en los últimos años han ocurrido otros sismos en Japón, los cuales desafortunadamente también han causado la muerte de seres humanos, aunque por fortuna el número de pérdidas humanas ha sido mucho menor (< 100) comparados con los sismos de Kanto y Kobe. Un ejemplo es el sismo de Niigata-ken Chuetsu ocurrido el 23 de Octubre de 2004 a una profundidad de 10 km, con magnitud $M_j=6.8$ ($M_w=6.6$) (Hikima y Koketsu, 2005) y función temporal de la fuente (FTF) de 10 s de duración (Yagi, 2004). Durante ese sismo se observó desplazamiento sísmico de gran amplitud (> 5 cm) y de larga

duración (> 5 min) en el centro de Tokio (aprox. a 200 km al SE del epicentro) con periodo dominante de 7 s. Esto provocó resonancia en edificios de 70 pisos (Furumura y Hayakawa, 2008). Otro gran sismo que ocurrió en la misma región es el sismo Niigata-ken Chuetsu-Oki el 16 de julio de 2007 con magnitud $M_j = 6.8$ ($M_w = 6.6$), profundidad $H = 16$ km (Wang et al., 2009; Miyake et al., 2010) y $FTF = 12$ s (Yagi, 2007). Este sismo provocó el incendio de uno de los transformadores de la planta de energía nuclear “Kashiwazaki-Kariwa”, la más grande del mundo. El desplazamiento sísmico observado en el centro de Tokio tuvo amplitud máxima de 4 cm y duró aproximadamente 3 minutos (Furumura, 2007). Finalmente, otro gran sismo que ocasionó gran movimiento sísmico de larga duración en la cuenca de Kanto es el de Miyagi-Oki ocurrido el 16 de agosto de 2005. Este sismo tuvo una magnitud $M_j = 7.2$ ($M_w = 7.1$; Okada et al., 2005), ocurrió a una profundidad de 50 km y tuvo una FTF de 25 s (Yagi, 2005). Este sismo sacudió la cuenca de Kanto por más de 6 minutos (Furumura, 2005). Las cuencas de Nagoya y Osaka también fueron sacudidas por este evento ocurrido en la costa este de la isla de Honshu, aproximadamente a 250 km al noreste de la cuenca de Kanto. Estos temblores son una muestra de la actividad sísmica que afecta a Japón debido al complejo sistema tectónico al que se encuentra sometido este país.

Tokio es la capital de Japón y una de las 47 prefecturas de este país. Es el centro financiero y político más importante de ese país y con la mayor infraestructura. Junto con las prefecturas de Chiba, Kanagawa y Saitama (figura 2) forman la zona metropolitana más poblada del mundo con más de 35 millones de habitantes. Además, esta zona se encuentra principalmente en la cuenca de Kanto, la cual tiene un área aproximada de $17,000 \text{ km}^2$, siendo la cuenca más grande de Japón. En su parte central la cuenca tiene sedimentos con más de 4 km de espesor. Debido a que en la zona de Kanto no ha ocurrido un sismo grande desde 1923, año en que ocurrió el Gran Sismo de Kanto, se espera que vuelva a ocurrir otro evento de magnitud similar, lo que podría provocar daños considerables a esta urbe. Por estas razones el riesgo sísmico es muy alto.

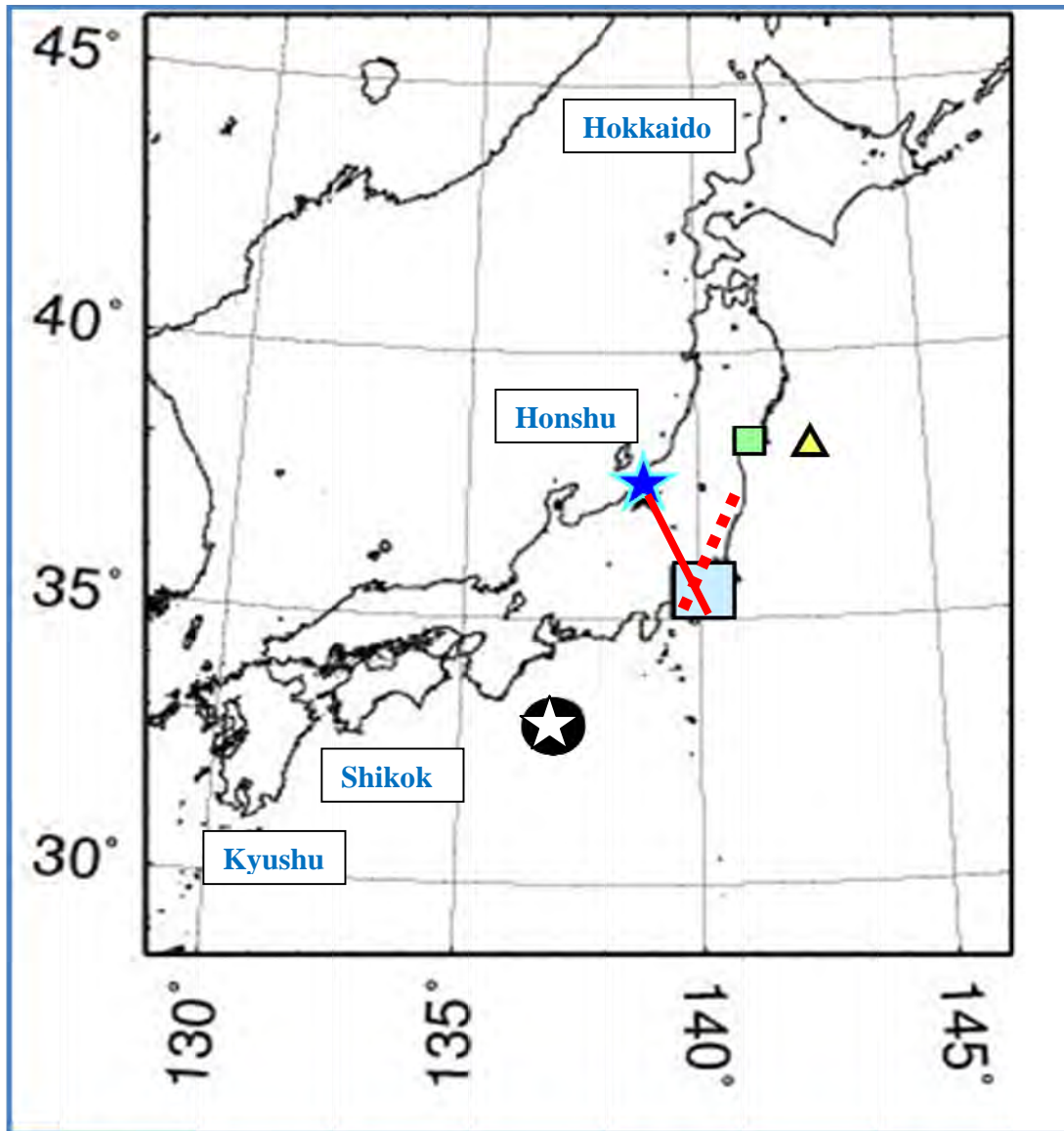
Para evaluar el movimiento sísmico en la cuenca de Kanto, es de gran importancia contar con la configuración del basamento, así como con la estructura de velocidades 3D. Koketsu y Higashi (1992) propusieron una primera aproximación de la configuración del basamento obtenida a partir de una inversión tomográfica de tiempos de viaje de ondas P de un estudio de refracción de grandes dimensiones. Éste consistió de 63 explosiones realizadas durante 14 años y de varios perfiles a lo largo y ancho de la cuenca. Por otro lado, Afnimar et al. (2003) obtuvieron un modelo 3D de la estructura de la cuenca de Kanto mediante inversión conjunta de datos gravimétricos y de refracción. Ha habido otros estudios que han contribuido a mejorar algunas partes del modelo propuesto por Koketsu y Higashi (Suzuki, 1996; Yamanaka y Yamada, 2002, 2005). Después de la gran catástrofe causada por el sismo de Kobe en 1995, el gobierno de Japón llevó a cabo el Proyecto Especial para la Mitigación de Desastres Sísmicos en Áreas Urbanas (DaiDaiToku). Esto se realizó por medio del Ministerio de Educación, Cultura, Deportes, Ciencia y Tecnología (MEXT) desde el año 2002 hasta el 2006. Uno de sus objetivos principales fue el de mejorar el conocimiento de la estructura tridimensional de la cuenca de Kanto para fines de mitigación del riesgo sísmico.

Este proyecto consistió de las siguientes 4 investigaciones:

- 1.- Caracterización regional de la corteza en áreas metropolitanas para la predicción del movimiento fuerte del suelo.
- 2.- Mejora significativa del desempeño sísmico de estructuras.
- 3.- Sistema avanzado de mitigación de desastres.
- 4.- Integración de resultados de la investigación sobre mitigación de desastres sísmicos.

En particular, se realizaron varios estudios de reflexión a lo largo de perfiles en la península de Boso en Chiba, así como en la bahía y al oeste de Tokio (Sato et al., 2005). Como resultado de este proyecto se determinó la configuración del basamento de las cuencas de Osaka y Kanto. En el caso particular de la cuenca de Kanto, se obtuvo la configuración del

basamento y 3 interfaces entre capas sedimentarias de diferentes propiedades mecánicas. Estas capas son Shimosa, Kazusa y Miura, en donde Shimosa es la capa más superficial.








-  Cuenca de Kanto
-  Niigata-ken Chuetsu
-  Kiihanto Nanto Oki
-  Miyagi Oki
-  Norte de Miyagi

Figura 1. Localización de los 4 eventos utilizados en este estudio. Se indican la posición del área de estudio (cuenca de Kanto), así como la orientación de los 2 perfiles (modelos 2D) considerados en las simulaciones numéricas (líneas roja continua y discontinua). Se indican los nombres de las 4 islas principales de Japón.

Por su parte, Tanaka et al. (2006) mejoraron la estructura de velocidades de ondas S de la cuenca. Para ello, calcularon la función de elipticidad de ondas Rayleigh en cada sitio considerando modelos 1D y reprodujeron los periodos dominantes de las funciones de transferencia H/V. Ellos fijaron la profundidad del manto y las relaciones de los espesores de las capas sedimentarias, modificando únicamente las velocidades de ondas S. Este modelo ha sido utilizado para simular tanto el campo de onda de sismos actuales como pasados y obtener escenarios de riesgo sísmico. Por ejemplo, Miyake et al., (2006) utilizaron este modelo para simular el campo de onda sísmico del temblor de Kanto de 1923 (gran sismo de Kanto), mientras que Furumura y Hayakawa (2007) lo utilizaron para simular el sismo de Niigata (2004).

El modelo de velocidades de la cuenca de Kanto aun sigue en estudio, principalmente en la zona de la península de Boso, en Chiba, debido a que es una zona montañosa. Sin duda, el tener un modelo sísmico de buena resolución de la cuenca permitirá explicar mejor los fenómenos sísmicos observados, tales como la generación de ondas superficiales de periodo largo, y tener una mejor estimación del riesgo sísmico. Los periodos dominantes del suelo juegan un papel esencial en este contexto, por ser importantes para la evaluación de efectos de sitio y para propósitos de diseño estructural.

En este capítulo se determinan los periodos dominantes de la cuenca de Kanto por medio de cocientes espectrales H/V de registros de sismos. Se utilizan registros obtenidos en la cuenca de Kanto correspondientes a 4 eventos ocurridos en Japón, alrededor de la cuenca. Estos eventos ocurrieron en lugares distintos y a diferentes profundidades. Además, tuvieron duraciones distintas . Posteriormente, se presenta una relación entre el periodo

dominante y el espesor de sedimentos de cada sitio. Finalmente, en la segunda parte de este capítulo, se muestran resultados de simulaciones numéricas 2D que permiten validar los cocientes espectrales considerando diferentes posiciones, profundidades focales y distintas duraciones de las FTF. Estas simulaciones permiten determinar si el periodo dominante en cada sitio depende de estos 3 factores.

3.2. Datos

Recientemente han ocurrido varios sismos en Japón de magnitud $M_j > 6.0$ y que se han caracterizado por desplazamientos importantes del suelo en periodos largos. Para este estudio se consideraron 4 de esos sismos. Estos son: el evento del Norte de Miyagi (2003), el de Kiihanto Nanto Oki (2004), el de Niigata-ken Chuetsu (2004) y el de Miyagi-Oki (2005). En la figura 1 se muestran sus epicentros, mientras que en la tabla 1 se muestran sus parámetros de fuente (fecha de origen, latitud, longitud, profundidad y magnitud M_j) y el número de estaciones utilizadas.

Tabla 1. Parámetros de la fuente de los 4 sismos considerados en este estudio.

Nombre	Fecha	Lat N	Lon E	H (km)	M_j	No. de estaciones
Norte de Miyagi	26/mayo/2003	38.8	141.7	71	6.4	100
Kiihanto Nanto Oki	05/septiembre/2004	36.2	137.1	44	7.4	330
Niigata-ken Chuetsu	23/octubre/2004	37.3	138.8	10	6.8	524
Miyagi-Oki	16/agosto/2005	38.1	142.3	50	7.2	100

Los eventos fueron registrados por las redes de movimiento fuerte K-net, KiK-net y SK-net (figura 2), las cuales fueron instaladas en Japón después del sismo de Kobe de 1995 por el Instituto Nacional de Investigación para las Ciencias de la Tierra y Prevención de Desastres

(NIED- National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention). El objetivo fue mejorar drásticamente el sistema de observación sísmica en ese país (Okada et al, 2004, Aoi et al., 2005). La red K-net (Kyoshin net) cuenta con más de 1000 acelerómetros. La distancia promedio entre estaciones es de 25 km. La red KiK-net está compuesta de 659 estaciones, y en cada una de ellas se instalaron 2 acelerómetros: uno en superficie y otro en pozo a profundidad de 100 m o más. Por otro lado, la red SK-net (Red Sísmica de Movimiento Fuerte de Kanto - Seismic Kanto Strong Motion Network) está conformada por 700 estaciones instaladas en el área metropolitana por gobiernos locales, en oficinas de gobierno y estaciones de bomberos principalmente. Además de estas 3 redes, la red Hi-net también registró los eventos considerados. Esta red cuenta con 696 sismógrafos de alta sensibilidad, instalados en su mayoría con las estaciones de pozo de la red KiK-net. En este estudio se utilizaron los registros de los cuatro sismos mencionados en las estaciones de las redes descritas.

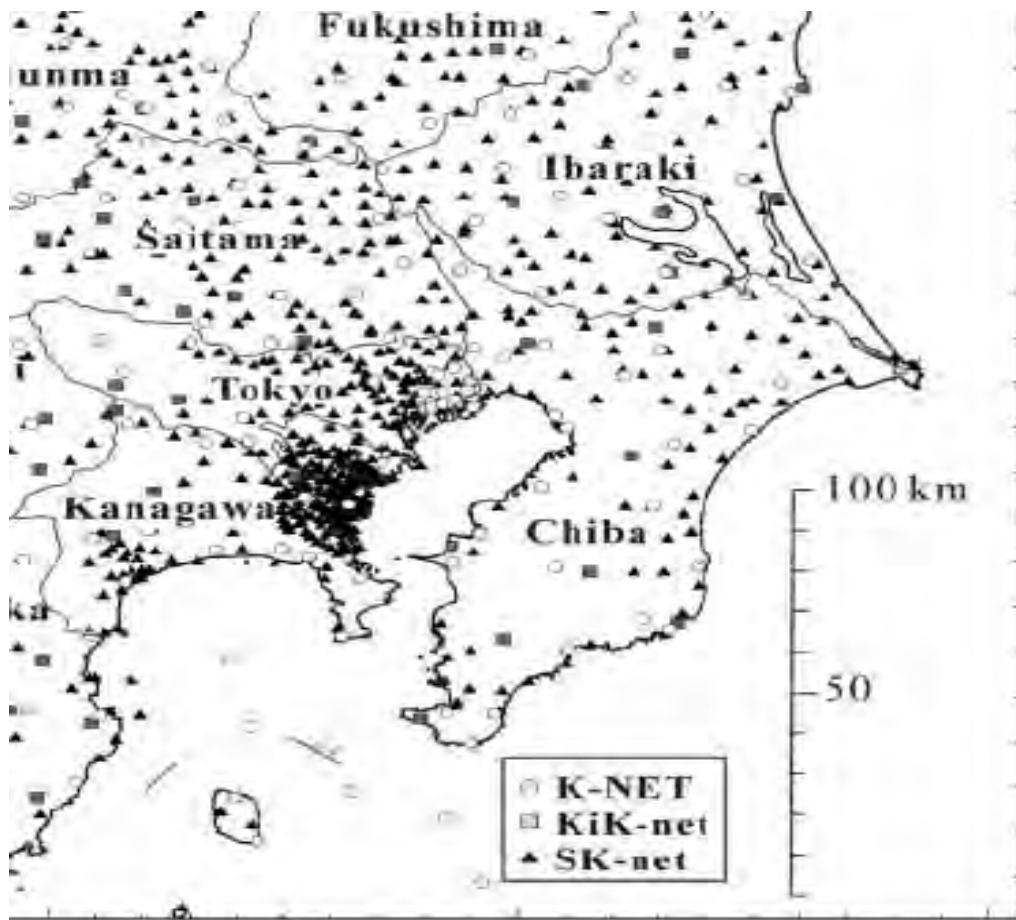


Figura 2. El área de estudio se indica con un cuadro con línea roja discontinua. Se utilizaron las estaciones de las redes K-net, KiK-net y SK-net dentro de esa área. Se indican los nombres de las prefecturas. (Modificada de Furumura y Hayakawa, 2007).

3.3. Método

Nakamura (1989) aplicó originalmente la técnica de cocientes espectrales (CE) H/V a registros de microtemores para estimar la función de transferencia empírica en un punto dado y evaluar los efectos de sitio. Esta técnica no requiere de una estación de referencia y

permite estimar el nivel de amplificación local y el periodo dominante. Posteriormente, Lermo y Chávez-García (1993) aplicaron la misma técnica a registros de movimiento fuerte, considerando la parte intensa de las ondas S. Esto ha sido utilizado ampliamente desde entonces.

En este trabajo se obtuvieron los periodos dominantes siguiendo a Lermo y Chávez García (1993). Debido a que se consideraron los dos componentes horizontales, los CE se obtuvieron de la siguiente manera:

$$CE = \frac{\sqrt{(EF_{NS})(EF_{EW})}}{EF_V}$$

donde EF_{NS} , EF_{EW} y EF_V representan los espectros de Fourier de los componente norte-sur, este-oeste y vertical, respectivamente.

3.4. Resultados

No todas las estaciones registraron los 4 eventos analizados. Los resultados que se presentan corresponden a las estaciones que registraron al menos dos eventos. La figura 3 presenta como ejemplo 3 funciones de transferencia correspondientes a las estaciones TKY.1020, TKY.2110 y CHB014, localizadas en la bahía de Tokio, en la parte central de Tokio, y al sureste de Tokio, en la península de Boso, en Chiba, (fig. 2). Las funciones de transferencia presentan su máximo en el mismo periodo, por lo que después de promediar, se seleccionó el periodo dominante del promedio (línea roja).

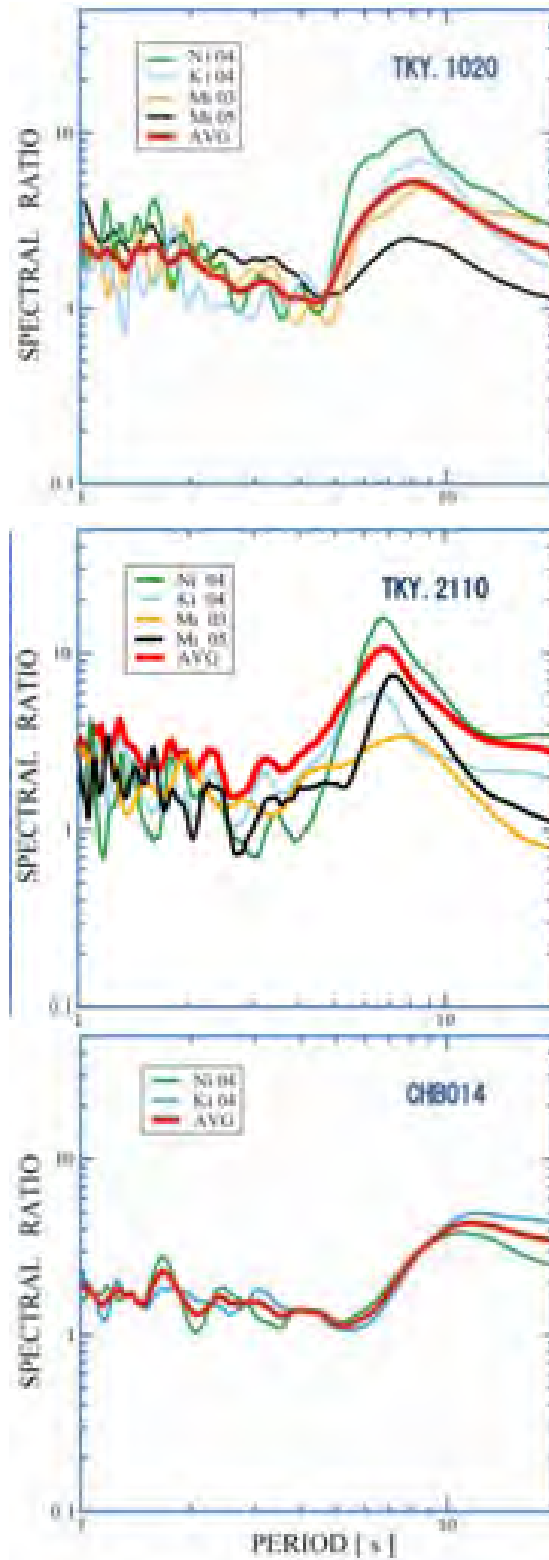


Figura 3. Cocientes espectrales para las estaciones TKY.1020, TKY.2110 y CHB014. El periodo natural de cada sitio se tomó de la curva promedio (línea roja). Se presentan los

cocientes espectrales de los sismos: Norte de Miyagi, 2003 (línea amarilla), Kiihanto Nanto Oki, 2004 (línea morada), Niigata-ken Chuetsu, 2004 (línea verde) y Miyagi-Oki ,2005 (línea negra).

Como podemos observar en la figura 3, las estaciones TKY.1020, TKY.2110 y CHB014 tienen periodos dominantes de 8.5 s, 7.0 s y 12.0 s, respectivamente. Estos periodos, así como los de todas las estaciones consideradas en este estudio, se grafican en su posición correspondiente (fig. 4). Con esto se tiene un mapa con la distribución espacial de los periodos dominantes promedio observados para los cuatro eventos analizados.

El rango de periodos dominantes es muy amplio y va de 3 a 12 s. Los periodos cortos (< 4.5 s) se encuentran en las zonas norte, en las prefecturas de Ibaraki y Fukushima, y al oeste de las prefecturas de Saitama, Tokio y Kanagawa. Se puede observar una región estrecha en forma de semi-circulo con periodos dominantes entre 4.5 y 7.5 s. Esta región pasa de norte a sur en el centro de la prefectura de Fukushima y recorre gran parte del norte de la prefectura de Saitama. Por otro lado, se encuentran 2 regiones aisladas con periodos mayores a 9 s. Una de ellas se localiza al este de Saitama mientras que la otra se encuentra más al sureste, en el límite noreste de Tokio y noroeste de Chiba. Finalmente, se observa con claridad que en gran parte de la península de Boso, en Chiba se encuentran los periodos dominantes mayores, en donde se alcanzan los 12 s en su parte central. La distribución de periodos dominantes en el área de estudio es muy heterogénea. Esto da una idea de las variaciones en el espesor de sedimentos que se encuentran en la cuenca de Kanto.

Los sismos considerados en este estudio se localizaron en lugares distintos alrededor de la cuenca de Kanto. Además, sus profundidades y duraciones de las FTF fueron diferentes. Sin embargo, a pesar de estas diferencias, las funciones de transferencia presentan sus máximos prácticamente en el mismo periodo para cada estación. Esto sugiere que el factor que determina el periodo de resonancia en cada punto es la respuesta del paquete de sedimentos, dado por el espesor total y la velocidad promedio.

se encuentran 3 regiones en donde el basamento se encuentra a profundidades mayores a 3000 m. Se observa también una región alargada semi-circular con profundidad del basamento entre 1000 y 2000 m. En su extremo derecho, está orientada norte-sur en el centro de la prefectura de Fukushima, desviándose hacia el oeste a través de la región norte de la prefectura de Saitama. Finalmente, la parte más somera del basamento de la cuenca se encuentran, en el norte, en las prefecturas de Ibaraki y Fukushima, y al oeste de las prefecturas de Saitama, Tokio y Kanagawa (fig. 2), aproximadamente en la longitud 139.3 E. A partir de esa longitud, en dirección hacia el oeste, es en donde se empieza la zona montañosa.

Si comparamos la distribución de los periodos dominantes de la cuenca de Kanto (figura 4), con la configuración de la profundidad del basamento (figura 5), podemos notar que son similares. La figura 6 confirma esa semejanza. En la figura 6 se grafica para cada punto de observación el periodo dominante contra el espesor de sedimentos. A pesar de que se tiene una nube de puntos, se observa una tendencia lineal entre ambas variables.

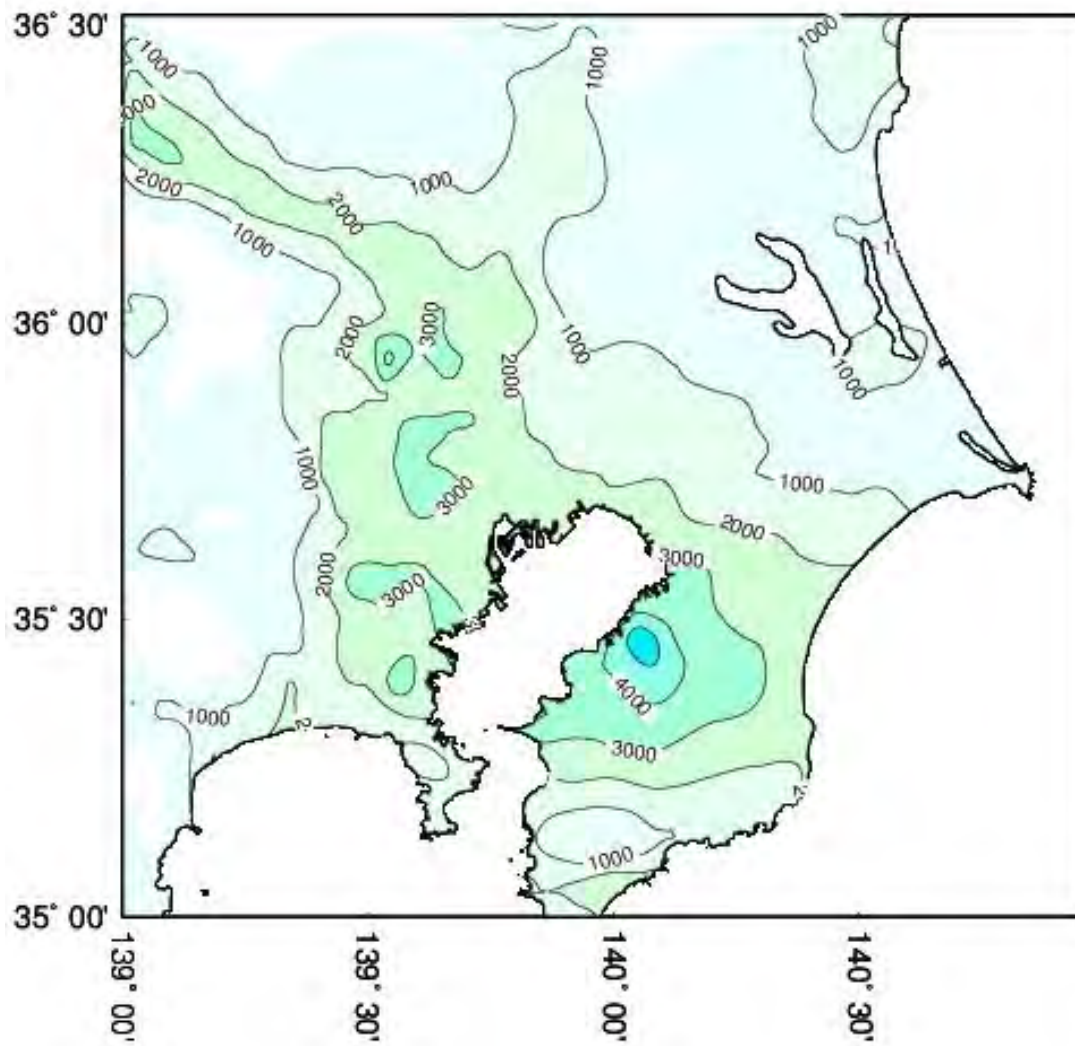


Figura 5. Mapa de isopropfundidades del basamento de la cuenca de Kanto (Tanaka et al., 2006).

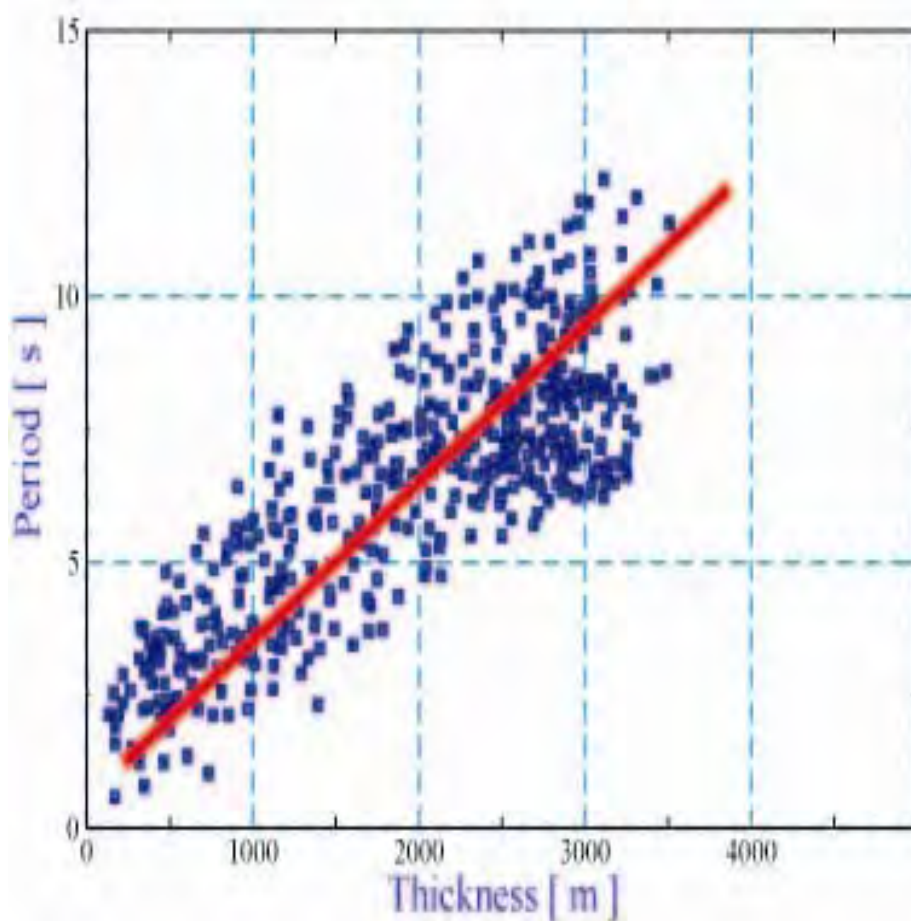


Figura 6. Relación entre periodos dominantes y espesor de sedimentos en la cuenca de Kanto. La línea roja representa la media.

3.4.2. Estimación de periodos dominantes a partir de simulación numérica bidimensional.

Con el objetivo de comprobar la independencia del periodo dominante en cada punto de la cuenca de Kanto con respecto a la profundidad de la fuente y su duración, así como de la estructura regional de la fuente a la cuenca, se realizaron simulaciones numéricas 2D P-SV del movimiento sísmico. El método utilizado fue el de diferencias finitas de cuarto orden

(Furumura, 2002) en un esquema de esfuerzo-velocidad con mallas alternantes, el cual ya ha sido presentado en el primer capítulo de esta tesis.

Se consideraron 2 sismos. Uno de ellos es el sismo de Niigata-ken Chuetsu (2004), localizado en las coordenadas 37.3 N y 138.8 E (fig. 1). El otro sismo simulado se localizó en las coordenadas 37.0 N y 141 E, al noreste de la cuenca de Kanto. Este segundo sismo será referido como sismo Miyagi en este apartado. Para el primer sismo se utilizó un modelo 2D con dirección NW-SE (modelo 1, línea roja continua; fig. 1) desde la fuente del sismo de Niigata hasta la cuenca de Kanto, cruzando por la parte sur de la península de Boso en la prefectura de Chiba. El modelo utilizado para el segundo sismo tiene una dirección NE-SW (modelo 2, línea roja discontinua; fig. 1). Ambos modelos se cruzan en el punto B (fig. 7), en donde también se calcularon los cocientes espectrales para ver si existen diferencias en el periodo dominante debido a la posición de la fuente. El modelo de la cuenca de Kanto es el presentado en Tanaka et al. (2006). Este modelo está conformado por 3 capas sobre el basamento (tabla 2). En la figura 7 se muestran los dos modelos utilizados.

Tabla 2. Propiedades mecánicas del modelo 2D.

	V _p (km/sec)	V _s (km/sec)	<i>q</i> (t/m ³)	<i>Q_s</i>
Capa Shimosa	1.8	0.5	1.9	50
Capa Kazusa	2.5	1.0	2.1	100
Capa Miura	3.1	1.4	2.1	150
Basamento	5.5	2.9	2.6	300
Corteza superior	5.8	3.3	2.7	350
Corteza inferior	6.5	3.7	2.7	400
Manto superior	8.0	4.5	2.8	500

Los modelos tienen 330 km de longitud y 100 km de profundidad. La malla regular tiene espaciamiento de 0.1 km en ambas direcciones, lo que resulta en 3300 por 1000 nodos. Para atenuar las reflexiones artificiales de los bordes del modelo, se consideró una zona de buffer de 20 nodos (Cerjan et al., 1985). Debido a que la velocidad mínima de la capa Shimosa de la cuenca de Kanto es de 0.5 km/s, la frecuencia máxima de las simulaciones es de 1 Hz.

La excitación a los modelos fue una fuente lineal, perpendicular a la sección. Los mecanismos focales considerados son de fallamiento inverso. Las funciones temporales de la fuente (FTF) fueron funciones pseudo-delta (Herrmann, 1979). Se calcularon sismogramas sintéticos con duración de 220A.

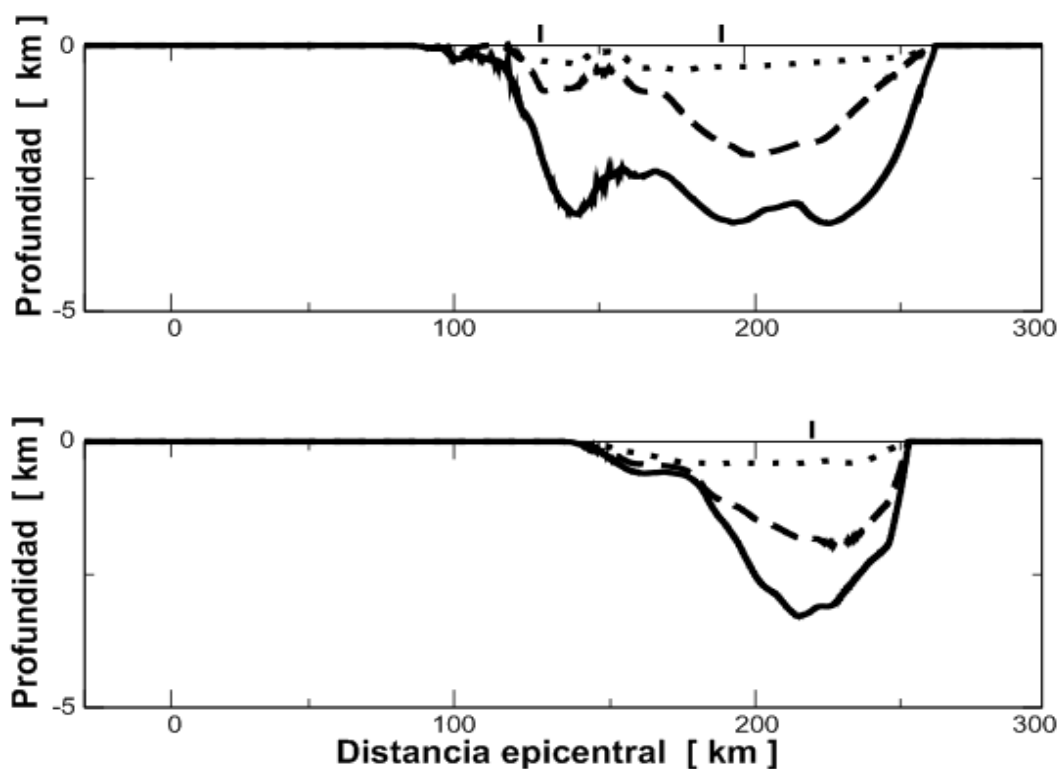


Figure 7. Modelos 2D usados para simular el sismo de Niigata, 2004 considerando un perfil NW-SE (modelo 1, arriba; fig. 1) y el sismo Miyagi, localizado al NE de la cuenca (modelo 2, abajo; fig. 1). Las líneas punteada, discontinua y continua indican las interfaces entre las capas Shimosa/Kazusa, Kazusa/ Miura, y Miura/basamento, respectivamente. Para ver claramente la configuración de las capas sedimentarias, muestro únicamente los primeros 5 km de profundidad de cada modelo. Los modelos utilizados tienen 330 km de longitud por 100 km de profundidad. En el punto B se intersectan los 2 modelos.

Para explorar la posibilidad de que el periodo dominante dependiera de la fuente se hicieron varias pruebas. Entre ellas estuvo repetir la simulación del sismo de Niigata tres veces, variando la duración de la fuente, tomándola como 1, 10 y 15 s (la duración estimada para es sismo fue de 10 s, Yagi, 2004). La profundidad focal se mantuvo constante.

Se consideraron 2 puntos de observación en el modelo 1 para el sismo de Niigata a distancias epicentrales de 130 (sitio A) y 190 km (sitio B), respectivamente. En la figura 8 se muestran los cocientes espectrales H/V para el sitio A de las 3 simulaciones. Como se puede observar, las 3 funciones de transferencias presentan sus máximos en 5.5 s. Para el sitio B, los periodos dominantes coinciden en 10 s. Estos resultados sugieren que el periodo dominante de cada sitio depende principalmente de la respuesta de la estructura de velocidades en ese sitio, y no de la duración de la FTF. Al calcular el cociente espectral, el efecto de la fuente se cancela. En ambos puntos (A y B), el periodo dominante obtenido de las simulaciones coincide con el valor observado en esas posiciones dentro de la cuenca de Kanto.

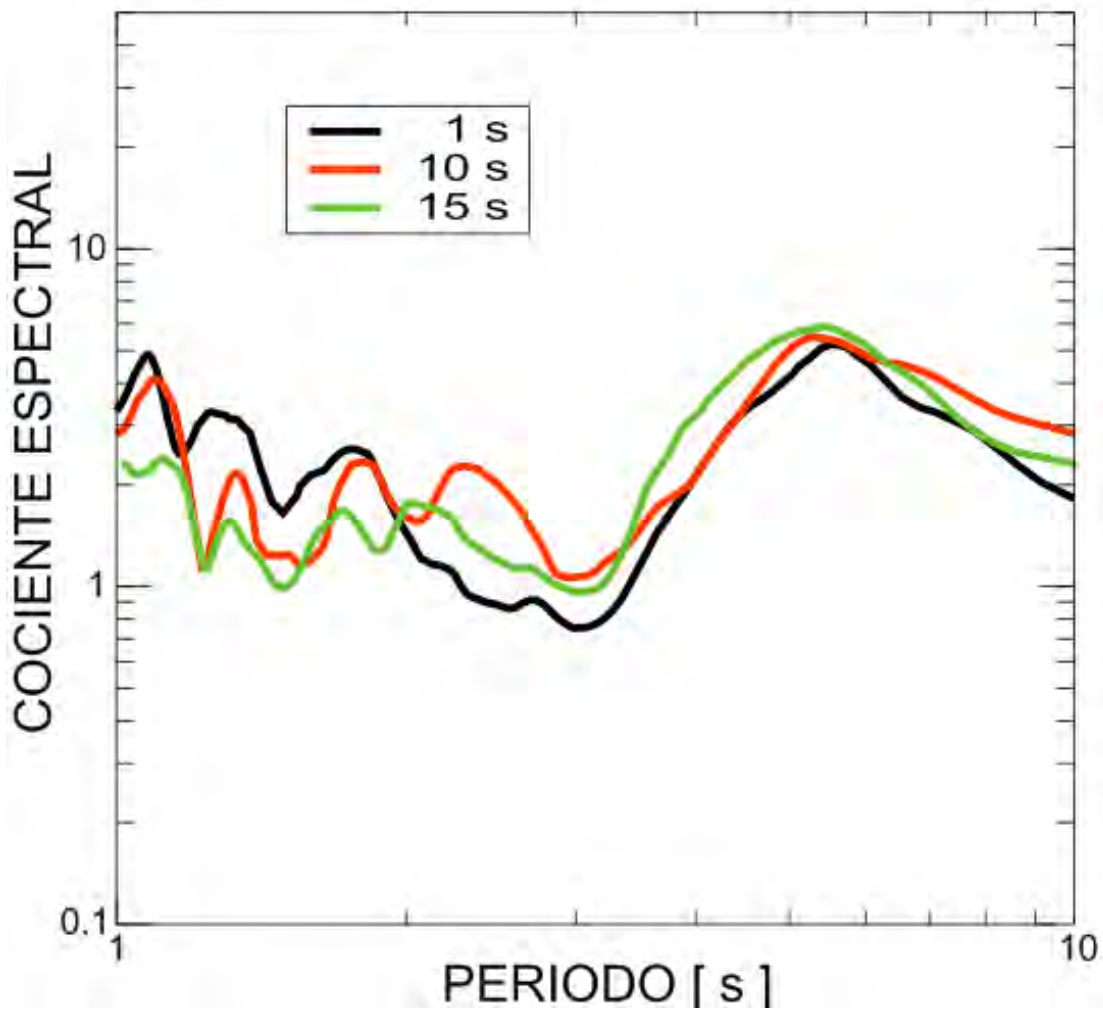


Figura 8. Funciones de transferencia en el sitio A considerando diferentes duraciones de la función temporal de la fuente. En estas simulaciones se consideró el sismo de Niigata, 2004 y el modelo 1 (NW-SE).

Adicionalmente, se realizaron tres simulaciones para explorar la posible dependencia del periodo dominante de la profundidad de la fuente. Para ello, simulamos el sismo de Niigata colocando la fuente a profundidades de 5, 25 y 50 km, manteniendo la duración de la fuente en 10 s. La figura 9 presenta los resultados calculados para el sitio B, punto en el que se intersectan las dos secciones 2D.. Se observa que para las 4 profundidades consideradas (5, 10, 25 y 50 km) las funciones de transferencia presentan su máximo en 10 s. A periodos cortos la variación de los cocientes H/V es significativa, pero los máximos de los cocientes

ocurren a periodos largos. Concluimos que la profundidad de la fuente no es un factor que afecte al periodo dominante.

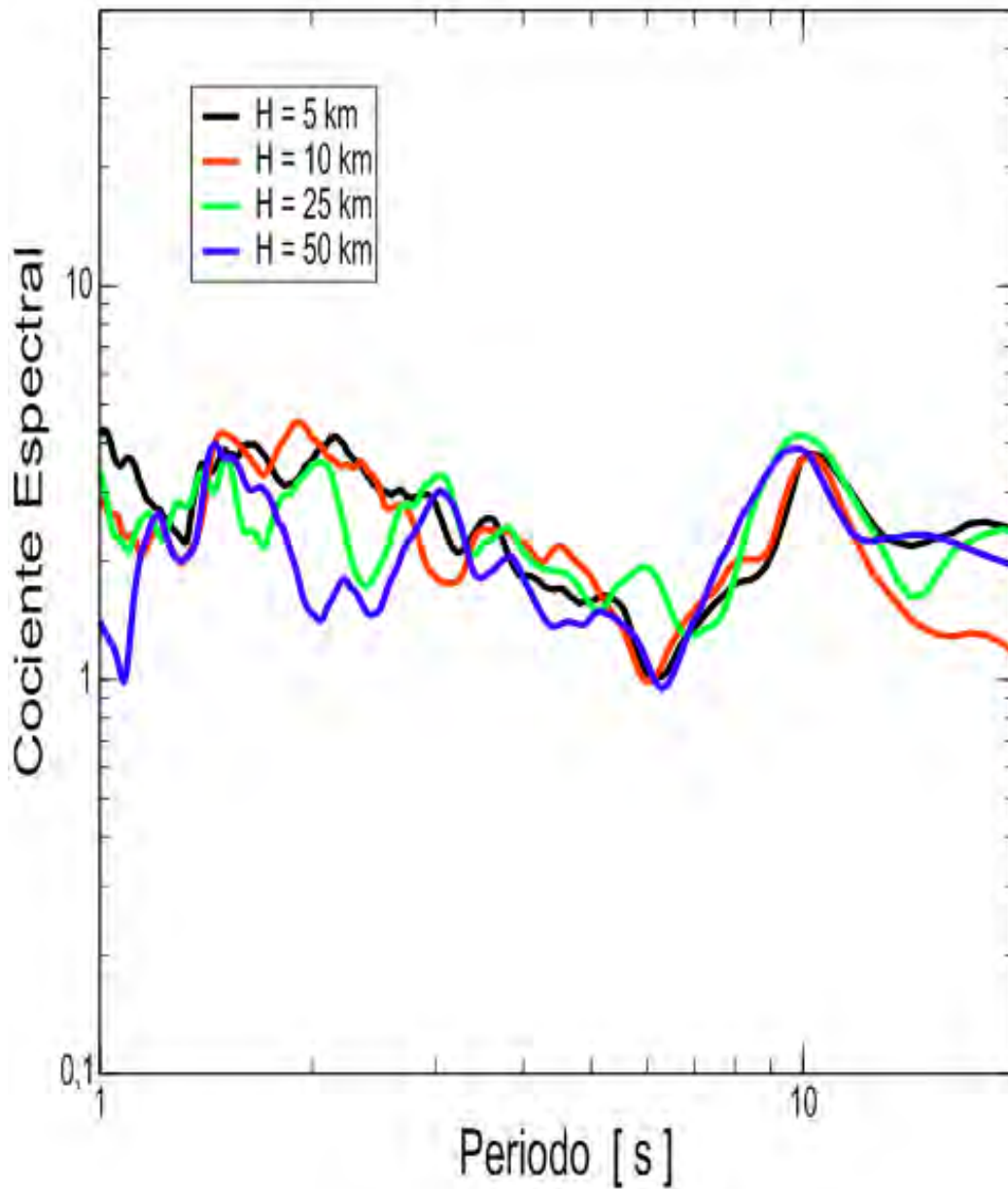


Figura 9. Funciones de transferencia en el punto B considerando diferentes profundidades de la fuente. Se consideró el sismo de Niigata, 2004 y el modelo 1 (NW-SE).

Finalmente, con el objetivo de verificar si existe dependencia del periodo dominante de la localización de la fuente (con diferente estructura regional entre la fuente y la cuenca de Kanto), se realizaron 2 simulaciones considerando el sismo Miyagi, ubicado al noreste de la cuenca (línea roja discontinua NE-SW, fig. 1). La fuente y el epicentro son los mismos,

pero en una de las simulaciones la profundidad de la fuente es de 25 km, y de 50 km en la otra. Este perfil (modelo 2) intersecta al modelo 1 en el punto B, por lo que la estructura en ese punto es la misma en ambos modelos.

La figura 10 muestra las funciones de transferencia para el punto B calculadas a partir de los sintéticos del modelo 2. Se observa que el periodo dominante en este sitio (10 s) permanece invariable para distintas profundidades de la fuente y tampoco cambia cuando la fuente es otro sismo, proveniente de otra dirección.

Podemos concluir entonces que el periodo dominante en un sitio es determinado por la estructura de velocidades de la cuenca en cada punto, es decir, por el espesor total y la velocidad promedio de los sedimentos, y no depende de la duración de la FTF, la profundidad ni de la localización de la fuente.

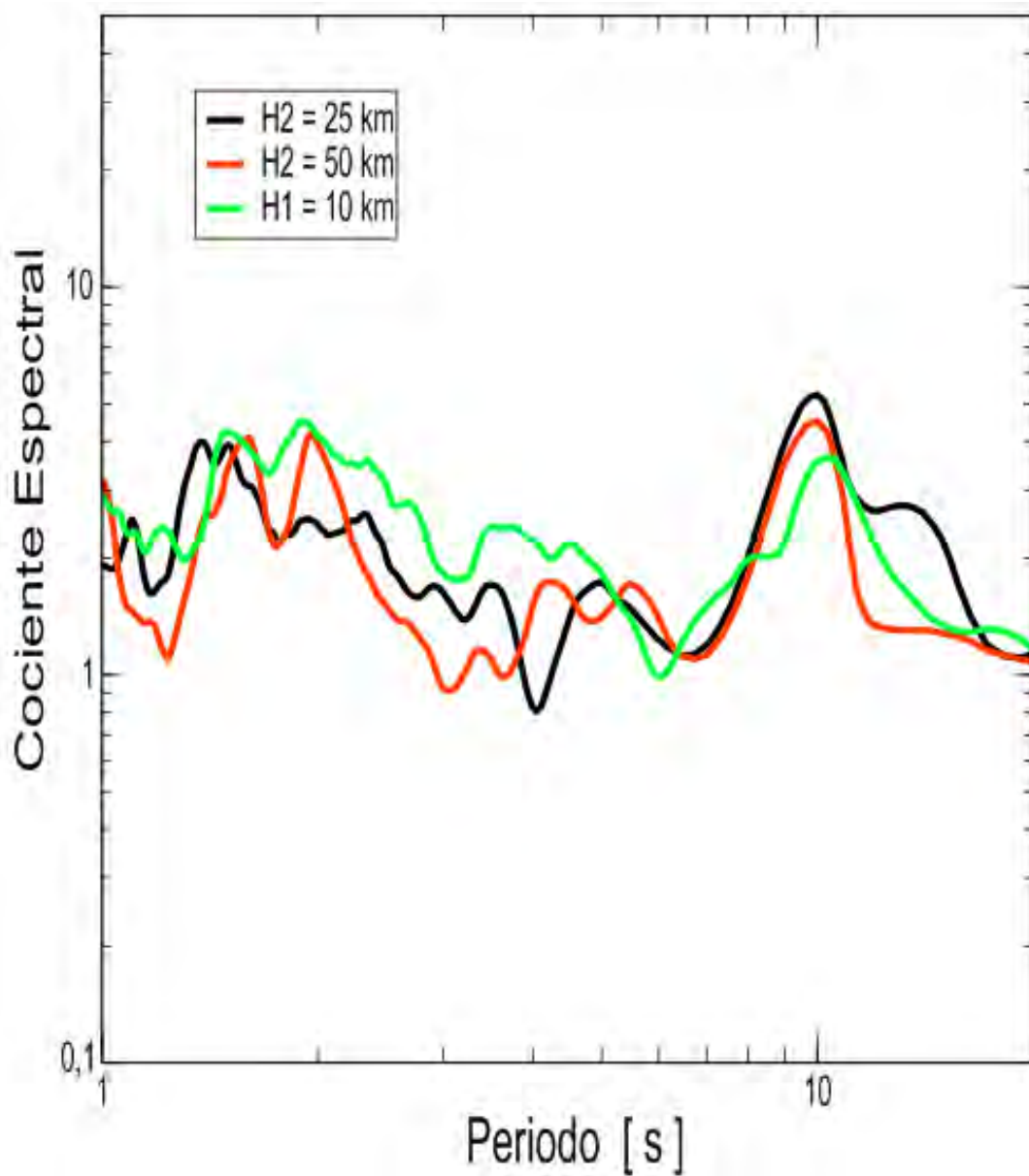


Figura 10. Funciones de transferencia en el punto B en donde se intersectan los 2 modelos. H2 corresponden al modelo 2 (NE-SW) del sismo Miyagi para profundidades de 25 y 50 km, mientras que H1 corresponde al modelo 1 (NW-SW) considerando el sismo de Niigata, 2004.

3.5. Conclusiones

El periodo dominante de un sitio juega un papel esencial en la estimación del riesgo sísmico debido a que ayuda a estimar los efectos de sitio y es útil para propósitos de diseño estructural. Por ello, en este capítulo se obtuvieron los periodos dominantes de la Cuenca de Kanto por medio de cocientes espectrales H/V de registros de movimiento fuerte. Además, se realizaron simulaciones numéricas 2D para estudiar la dependencia de factores tales como localización, profundidad y duración de las FTF de los sismos considerados en la determinación de los periodos dominantes.

En la primera parte de este estudio se consideró la parte del movimiento intenso de ondas S. Se consideraron 4 sismos con magnitudes $M_j > 6$, los cuales ocurrieron en diferentes partes de Japón, y registrados en la cuenca de Kanto. Estos eventos tuvieron duraciones distintas de la función temporal de la fuente (FTF) y tuvieron profundidades distintas. El análisis de los registros de estos sismos muestra que sus funciones de transferencia presentan su máximo en el mismo periodo para cada sitio, independientemente de la localización, profundidad y duración de la FTF de los sismos considerados. En general, los periodos dominantes en la cuenca de Kanto se encuentran entre 3 y 12 s y la distribución de periodos dominantes presenta un patrón similar al de la configuración de la profundidad del basamento. Se pudo observar que existe una relación lineal entre periodos dominantes y el espesor de sedimentos en la cuenca.

El periodo dominante en cada punto es estable para los 4 eventos, lo que sugiere que depende únicamente de la estructura de velocidades bajo ese punto. Para validar esta observación, se realizaron simulaciones numéricas 2D con el método de diferencias finitas 2D P-SV de 4° orden con mallas alternadas. Los resultados de las simulaciones mostraron que la determinación del periodo dominante en un punto no depende de la localización, profundidad ni duración de la FTF. Esto confirma las observaciones.

Sin duda, aunque la cuenca de Kanto ha sido estudiada ampliamente, aún existen zonas que requieren un estudio más detallado, por ejemplo, el sur de la península de Boso, localizada en la prefectura de Chiba, la cual se caracteriza por ser una zona montañosa. Probablemente la reducción de las incertidumbres de cualquier zona de la cuenca contribuiría a la reducción de la dispersión observada en la relación entre espesor de sedimentos y periodos dominantes (fig.6).

CAPÍTULO 4

DIFERENCIAS EN LA ATENUACIÓN DEL MOVIMIENTO DEL TERRENO EN DIRECCIONES PERPENDICULAR Y PARALELA A LA ZONA DE SUBDUCCIÓN

4.1. Introducción

La Ciudad de México ha sido afectada numerosas veces principalmente por sismos que han ocurrido a lo largo de la zona de subducción del Pacífico Mexicano. La geometría de las estructuras corticales varía lateralmente de Jalisco a Chiapas, por lo que el campo de onda de sismos ocurridos en distintas regiones podría variar. En este capítulo se estudian los efectos de las diferencias en la geometría de las estructuras corticales en la zona de subducción sobre la atenuación del movimiento sísmico del terreno. Para este objetivo se realizan simulaciones numéricas basadas en el método pseudo-espectral en una versión bidimensional para ondas P-SV. En la primera parte de este capítulo se simulan las diferencias en la atenuación del movimiento del terreno para trayectorias perpendiculares a la costa en los estados de Colima y Guerrero. En la segunda parte se compara la atenuación entre una trayectoria perpendicular a la costa en Guerrero y otra paralela a la costa entre Guerrero y Colima.

Los estudios de riesgo sísmico requieren de modelos del movimiento sísmico para predecir el movimiento esperado para sismos futuros. En muchas partes del mundo se ha obtenido información útil para este objetivo con datos de estaciones permanentes de movimiento fuerte. Sin embargo, en otras regiones sísmicamente activas, especialmente en países en vías de desarrollo, la información de alta calidad es escasa. En México, se han instalado acelerógrafos principalmente en el segmento sur de la zona de subducción del Pacífico, donde la alta sismicidad permite obtener información útil durante un periodo corto. Los

datos registrados en Guerrero se han usado para derivar ecuaciones de predicción de movimiento del suelo (EPMS) para sismos interplaca (Ordaz et al., 1989) e intraplaca de profundidad intermedia (García et al., 2005). Esas ecuaciones de predicción se han utilizado para predecir el movimiento sísmico esperado en secciones de la zona de subducción para las que no se cuenta con registros. Sin embargo, a lo largo de la zona de subducción existen diferencias en la geometría de las estructuras somera y profunda (Kostoglodov y Pacheco, 1999). Esas diferencias podrían inducir cambios en la forma en que se atenúa la energía sísmica en función de la distancia. Por ello, es conveniente estudiar la atenuación del movimiento sísmico a todo lo largo de la zona de subducción. Deberíamos validar la hipótesis de que las EPMS derivadas de datos en Guerrero son válidas para otras secciones de la zona de subducción o, en su defecto, encontrar EPMS adaptadas a cada una de esas zonas. Este es un objetivo muy ambicioso que requerirá mejorar la instrumentación sísmica en nuestro país.

Otro problema que se presenta en el centro de México es la amplificación regional. Singh et al. (1988) mostraron algunas indicaciones de que la atenuación del movimiento del suelo a lo largo de una línea paralela a la costa era diferente de la atenuación perpendicular a la costa. Estudios posteriores mostraron que el movimiento del suelo en sitios de roca firme en el centro de México es amplificado aproximadamente por un factor de 10 relativo a sitios a distancias hipocentrales similares a lo largo de la costa (Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas et al., 1997). Este factor de amplificación regional se presenta al menos en la banda de frecuencias entre 0.3 y 1.0 Hz.

Aunque la sismicidad en Colima es menor que en Guerrero, también ahí ocurren grandes eventos. Ejemplo de ello son los dos sismos destructivos más recientes en México: el sismo de Manzanillo en 1995, $M_w = 8$ en 1995 (Pacheco et al., 1997), y el sismo de Tecmán en 2003, $M_w = 7.6$ en 2003 (Yagi, et al., 2004, Nuñez-Cornú et al., 2004). A pesar de ello, no se contaba con datos suficientes para elaborar EPMS específicas para esta zona. Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) instalaron una red de estaciones con el objetivo de registrar datos para ese fin y los analizaron para producir EPMS específicas a la

zona de Colima. Sus resultados muestran que, las EPMS obtenidas a partir de datos de Colima (a lo largo de una línea perpendicular a la costa) predicen movimientos del suelo mayores que los predichos usando registros obtenidos en Guerrero (Ordaz et al., 1989) para distancias hipocentrales mayores a 100 km (figura 1). Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) observaron diferencias entre sus resultados y otras EPMS en términos de PGA y espectros de respuesta de pseudo-aceleración (PSA) para 5% de amortiguamiento.

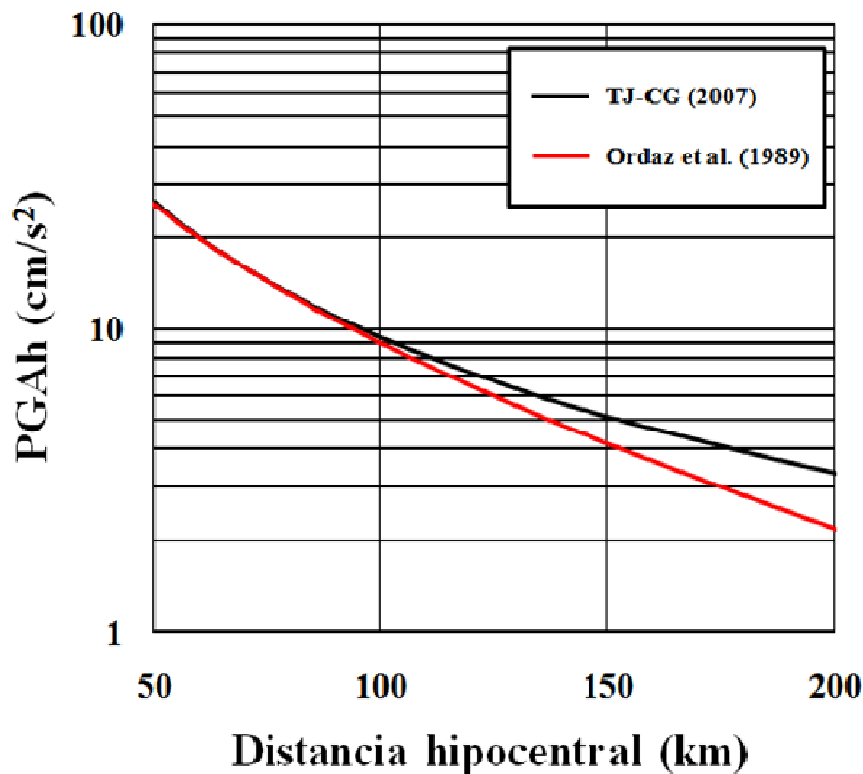


Figura 1. Comparación de las relaciones de atenuación entre Colima (Tejeda-Jácome y Chávez-García, 2007; línea negra) y Guerrero (Ordaz et al, 1989; línea roja) en términos de PGA_h para un sismo de magnitud 5 con profundidad de 15 km. Las amplitudes predichas para Colima son mayores a las de Guerrero para distancias hipocentrales mayores a 100 km (modificada de Tejeda-Jácome y Chávez-García, 2007).

En esta sección se investiga la causa de la diferencia en la atenuación de la energía sísmica entre Colima y Guerrero, observada en Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007). Para este

objetivo probamos dos hipótesis. La primera explica las diferencias en la atenuación entre Guerrero y Colima debido a la diferencia entre sus estructuras tectónicas presentada por la geometría de la placa de subducción en ambas regiones. La segunda hipótesis atribuye esas diferencias a la estructura somera de la placa continental, distinta en cada región, principalmente por la presencia del CVTM.

4.2. Marco tectónico

La figura 2 muestra un mapa del sur de México. A lo largo de la costa del Pacífico se extiende la zona de subducción. En la sección sur, la placa de Cocos subduce debajo de la placa de Norte América. Hacia el norte, el régimen tectónico se vuelve más complejo debido a que interactúan tres placas distintas: Rivera, Cocos y Pacífico. Además, se ha propuesto la existencia de una microplaca en donde el bloque de Jalisco interactúa con las placas de Rivera y Cocos (DeMets and Stein, 1990; Bandy et al., 1995). A lo largo de la costa del Pacífico Mexicano, dividida en cuatro secciones por Pardo y Suarez (1995), hay cambios significativos en el buzamiento, velocidad de subducción y geometría de la zona de subducción. Kostoglodov y Pacheco (1999) describen los rasgos principales de la zona de subducción a lo largo de la costa del Pacífico Mexicano de la siguiente manera. El buzamiento de la geometría del contacto entre placas es constante hasta una profundidad de 30 km. Se observan cambios laterales en el buzamiento de la placa subducida una vez que se desacopla de la placa continental. Frente al bloque de Jalisco (figura 2), la placa de Rivera tiene un buzamiento mayor a 45° y subduce a una velocidad de 1.4 cm/año. La placa de Cocos debajo de Colima muestra un buzamiento similar al de la placa de Rivera pero subduce a una velocidad mayor (4.7 cm/año). Hacia el sur, el buzamiento de la placa de Cocos es menor y es casi subhorizontal en Guerrero (donde subduce con una velocidad de 5.6 cm/año), antes de volver a incrementarse hacia el sur a más de 45° en Chiapas. Estas variaciones a lo largo de la zona de subducción son la primera posibilidad de explicar las diferencias en la atenuación del movimiento del suelo perpendicular a la costa entre Colima y Guerrero. Una segunda posibilidad es el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), asociado con la zona de subducción. Esta gran estructura (de alrededor de 1000 km de largo y entre 80 y 230 km de ancho) forma un ángulo de aproximadamente 16° relativo a la

Trinchera Meso-Americana. Pardo y Suarez (1995) atribuyen ese ángulo a la variación lateral en la geometría y los parámetros de la subducción.

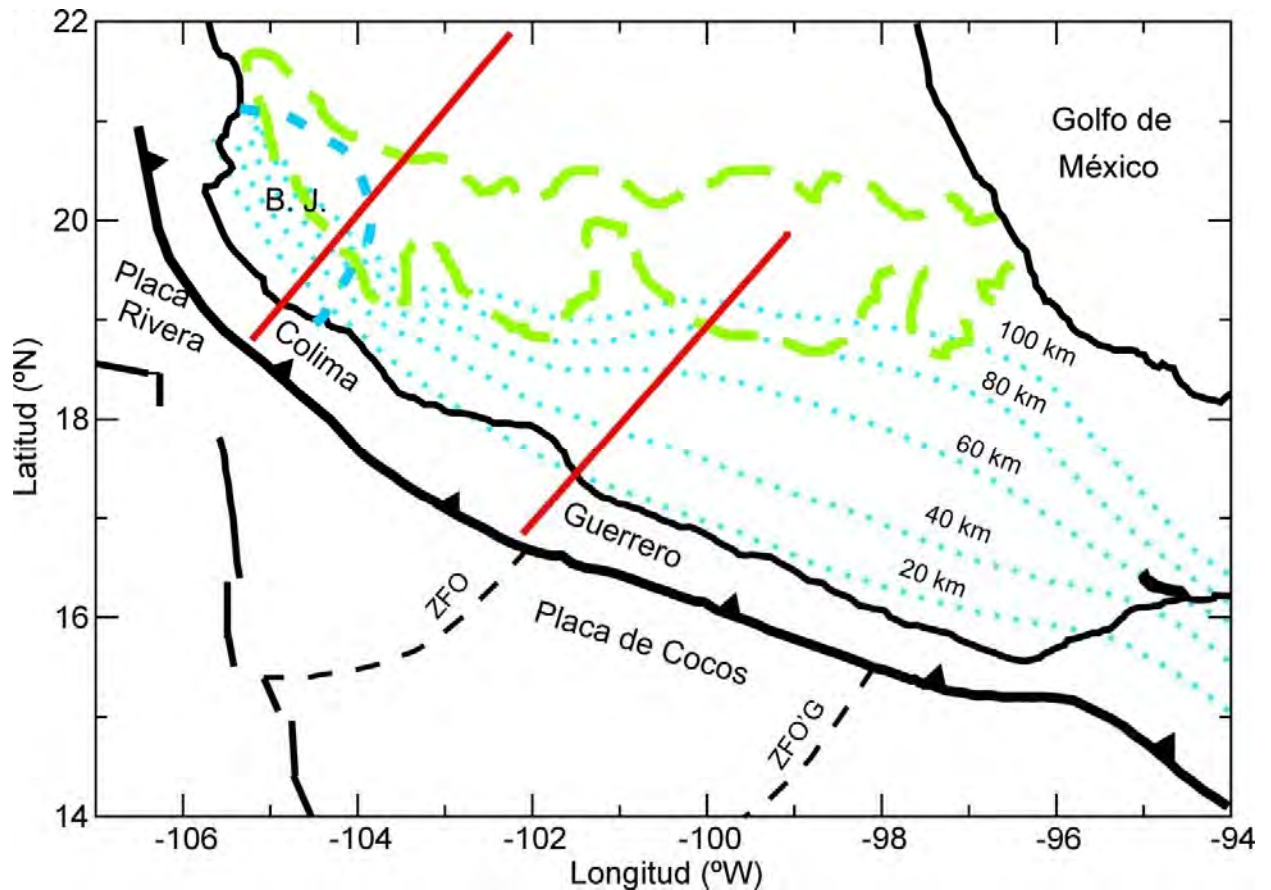


Figura 2. Mapa del sur de México en donde se muestra la Trinchera Meso-Americana (línea sólida gruesa con triángulos sólidos). Las dos líneas rojas sólidas perpendiculares a la costa muestran las localizaciones escogidas para los perfiles 2D que se modelaron. La línea roja discontinua orientada NW-SE muestra la localización de perfil paralelo a la costa. La línea verde discontinua en el continente muestra el contorno del (CVTM). La línea azul discontinua gruesa localizada en el lado oeste de México muestra el bloque de Jalisco (B.J.). Las líneas azules punteadas muestran los contornos de isopropfundidades de la placa de subducción. Las líneas negras discontinuas en el océano son la Zona de Fractura de Orozco (ZFO) y la Zona de Fractura de O'Gorman (ZFO'G).

4.3. Simulación numérica bidimensional

Con objeto de estudiar las posibles causas de la diferencia en la forma en que se atenúa la energía sísmica entre Guerrero y Colima observada experimentalmente, en las siguientes páginas presentaremos resultados de simulación numérica. Se usa modelado numérico 2D P-SV basado en el método espectral de Fourier (Kosloff y Baysal, 1982; Kosloff et al., 1984; Furumura y Takenaka, 1996).

En la figura 3 se muestran los modelos 2D utilizados para este estudio. El modelo usado para Guerrero (figura 3a) reproduce el utilizado por Furumura y Singh (2002). Este modelo fue derivado de un estudio de refracción y del análisis de datos gravimétricos (Valdes et al., 1986 y Valdes y Meyer, 1996). El modelo incluye la estructura del manto superior, una corteza de tres capas y la placa de Cocos subduciendo con un ángulo de aproximadamente 10° y espesor de 30 km. El CVTM se representa con una capa superficial de 2 km. El modelo también incluye topografía, la cual es significativa para distancias epicentrales mayores a 300 km.

El modelo 2D usado para Colima (figura 3b) se construyó a partir de los trabajos de Bandy et al. (1999) y Kostoglodov y Pacheco (1999). Se basa en estudios de gravimetría y sismicidad. El modelo es similar al de Guerrero, excepto por el ángulo de buzamiento de la placa de subducción, el cual a una profundidad de aproximadamente 40 km aumenta a casi 45°. Una segunda diferencia es la localización del CVTM, localizado a 50 km de la costa. Las propiedades mecánicas de las diferentes capas se muestran en la tabla 1. Para cada una de las 2 secciones se realizaron 2 simulaciones: en la primera no se incluye el CVTM, y en la segunda se incluye una capa delgada de baja velocidad que representa esta estructura. Aunque las velocidades del CVTM parecen bajas, están basadas en medidas reportadas por Gomberg et al. (1988ab) y Alesina et al. (1996) y se correlacionaron con medidas de densidad dadas por Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1994).

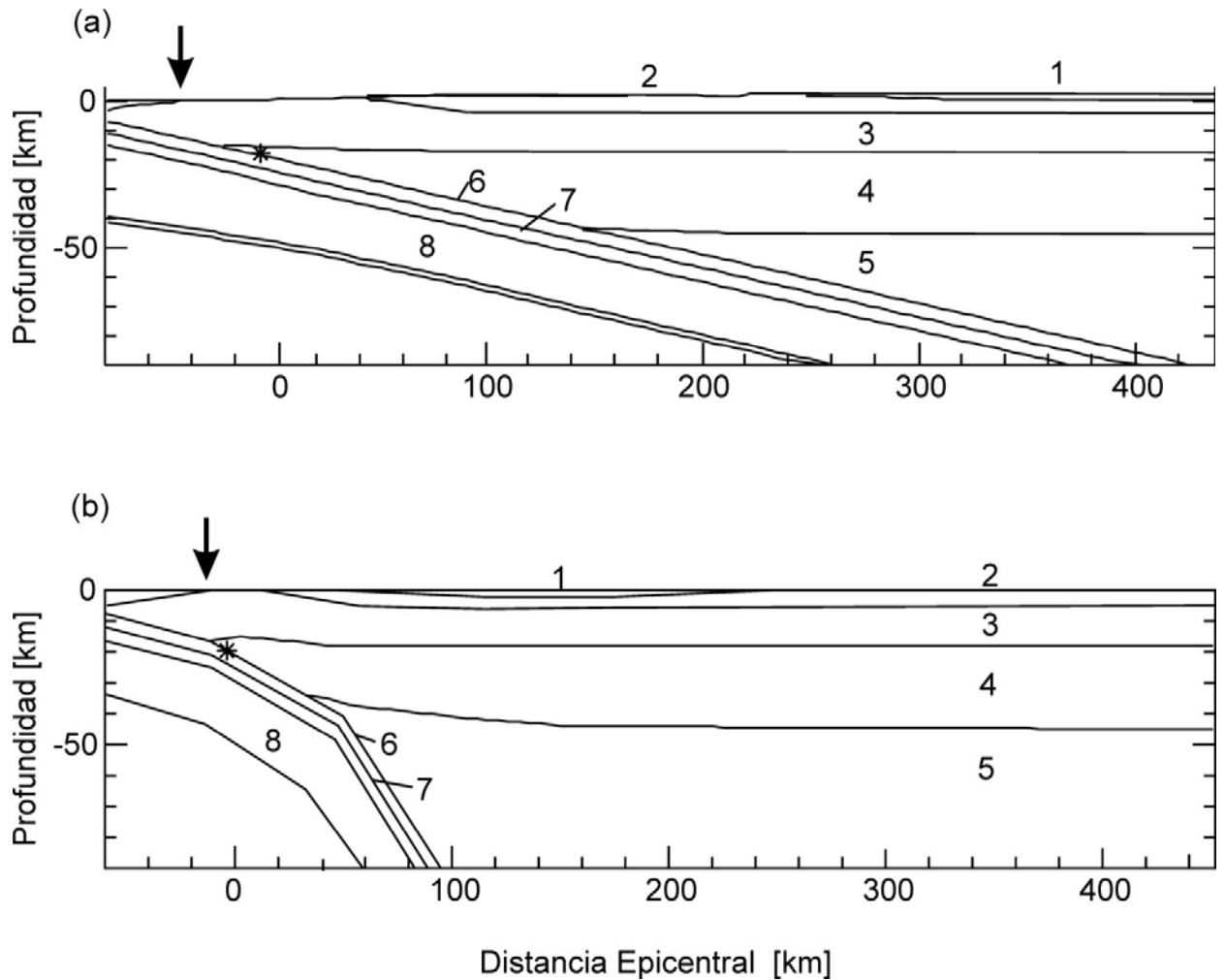


Figura 3. (a) Modelo 2D para el perfil de Guerrero (modificado de Furumura y Singh, 2002). (b) Modelo 2D para el perfil de Colima (modificado de Bandy et al, 1999). Los números indican la capa cuyas propiedades se dan en la tabla 1. El asterisco indica la posición de la fuente. La flecha en la parte superior de cada modelo indica la transición océano/continente. Se realizaron dos simulaciones para cada sección, sin y con el CVTM.

	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (t/m ³)	Qs	Espesor* (km)
Capa 1 (CVTM) [1]	4.0	2.0	2.0	150	2.0
Capa 2 [2]	5.2-5.3	3.0-3.1	2.3	200	6.0
Corteza superior [3]	5.5-5.8	3.2-3.4	2.8	400	18.0
Corteza inferior [4]	6.4-7.1	3.7-4.1	2.9	600	27.0
Manto superior [5]	8.2-8.4	4.7-4.8	3.3	800	—
Corteza oceánica [6]	5.0-7.0	2.8-3.9	2.1-3.5	150	4.0
Basalto oceánico [7]	6.8-7.1	3.8-3.9	2.9	200	4.0
Manto oceánico [8]	8.2-8.6	4.7-4.9	3.32	1000	16.0

* Espesor máximo.

Tabla 1. Parámetros del modelo usados en la simulación 2D. Los números en los corchetes se refieren a la figura 3.

Todos los modelos utilizados tienen las mismas dimensiones: 512 km en longitud y 128 km en profundidad. Se utilizó un espaciamiento uniforme de 0.25 km, lo que resulta en una malla de 2048 por 512 nodos. Las reflexiones artificiales en los límites del modelo se atenuaron utilizando una zona de buffer de 20 nodos (Cerjan et al., 1985). Esta condición de frontera puede generar reflexiones artificiales en la malla computacional. Sin embargo, al analizar cuidadosamente los receptores cercanos a las fronteras laterales, se observó que esto no sucedió en estas simulaciones. Además, se repitieron los cálculos utilizando una malla más grande (el doble del número de nodos) y se obtuvieron los mismos resultados. Dadas las velocidades mínimas en los modelos, la frecuencia máxima de los cálculos es de hasta 4.0 Hz.

La excitación en los modelos fue dada por una fuente lineal, perpendicular al modelo. El mecanismo fue de fallamiento inverso y la profundidad de la fuente fue de 20 km. La función temporal de la fuente se representó por una función pseudodelta (Herrmann, 1979)

con una duración de 0.25 s. Se calcularon sismogramas sintéticos con duración de 150 s. La distancia entre receptores es de 2 km y se calcularon 201 sismogramas en la superficie para cada modelo.

4.4. Resultados

Los resultados obtenidos para el modelo de Guerrero fueron presentados en Furumura y Singh (2002). Por esta razón se presentan con detalle únicamente aquellos para la sección de Colima. La figura 4 muestra los sismogramas sintéticos del componente radial de la velocidad del suelo en tiempo de viaje reducido (i.e. los tiempos de viaje menos la distancia epicentral correspondiente dividida por una velocidad de 8.0 km/s). Las trazas se filtraron con un filtro pasabajas causal Butterworth de dos polos con una frecuencia de corte de 4.0 Hz. Estos resultados corresponden al modelo sin el CVTM. Los pulsos predominantes en esta figura son las fases P y S (para distancias epicentrales menores a 100 km) y fases PmP, guiadas por la estructura cortical (entre 10 y 15 s), para distancias epicentrales entre 100 y 250 km).

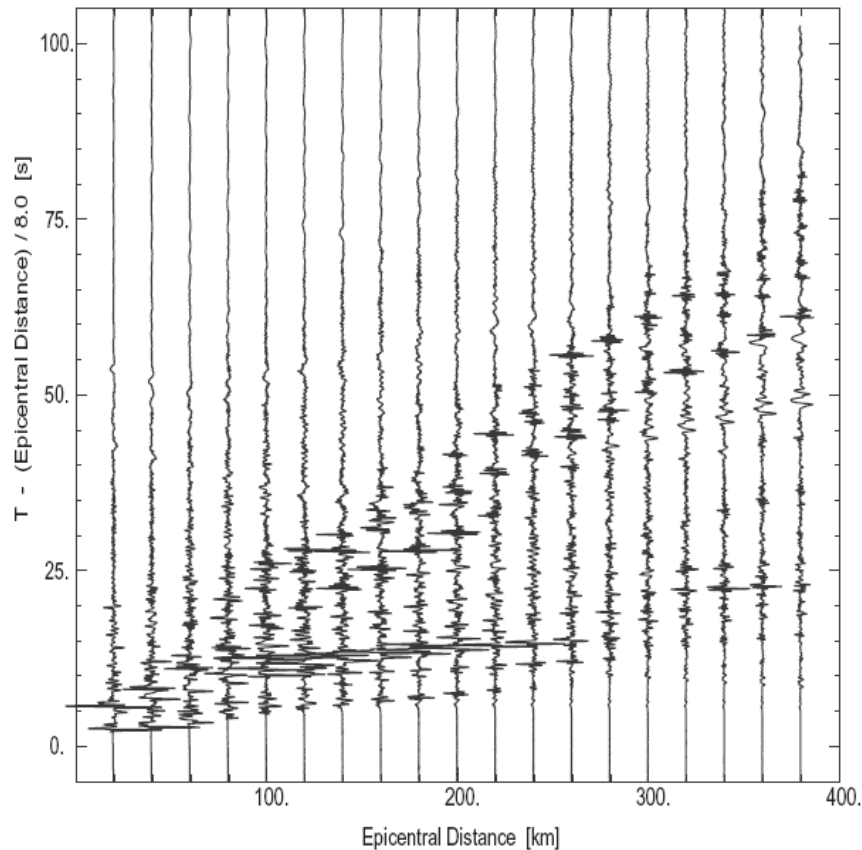


Figura 4. Sección sísmica con tiempo de viaje reducido del componente radial de la velocidad del suelo calculado para el modelo 2D en Colima como función de la distancia epicentral. Este resultado se calculó sin incluir el CVTM en el modelo. Los sismogramas sintéticos se grafican solamente a cada 20 km. Compare con la figura 4a de Furumura y Singh (2002) para el modelo de Guerrero.

La figura 5 muestra la comparación de la atenuación entre Colima y Guerrero en función de la distancia epicentral, sin incluir el CVTM. La amplitud de Fourier de las ondas S de las trazas simuladas se suavizaron usando un filtro pasabandas de una octava. La figura 5 muestra el valor del espectro de amplitud suavizado para 0.5 Hz, normalizado por su valor a una distancia epicentral de 50 km. Se observa que la atenuación es muy similar entre los dos modelos, lo cual demuestra que las diferencias en la geometría de la zona de subducción tienen poco impacto sobre el movimiento del terreno. Los máximos localizados en la curva para el modelo de Guerrero entre 100 y 240 km de distancia son reflexiones SmS (Furumura and Singh, 2002). Las diferencias en amplitud relativa son menores a un factor 2 y aparecen solamente en ventanas pequeñas de distancia epicentral.

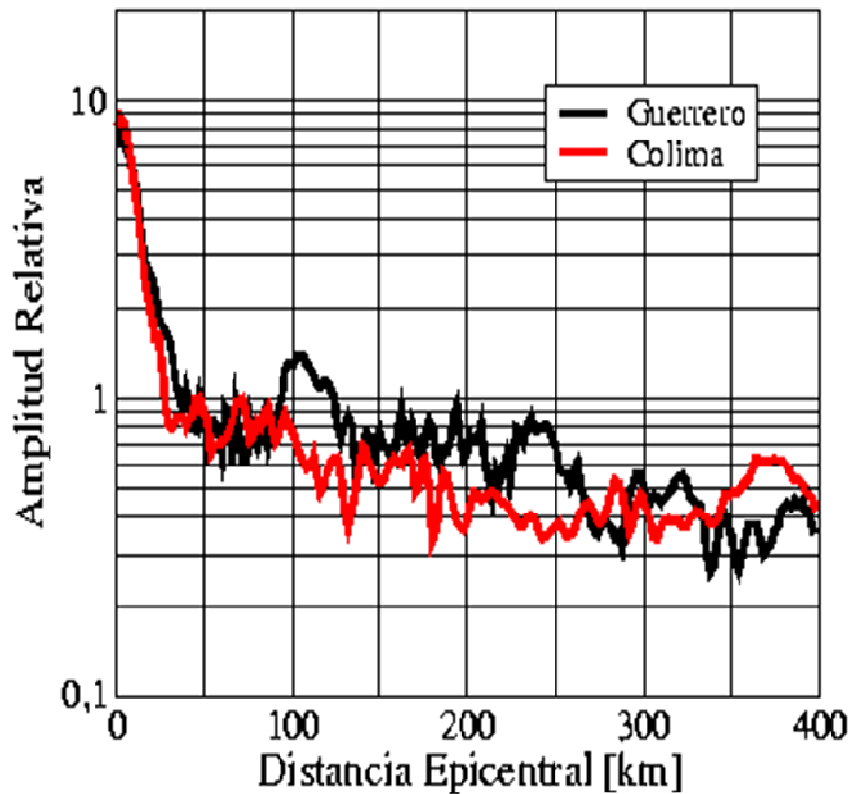


Figura 5. Amplitud relativa del espectro de amplitud de Fourier a 0.5 Hz en función de la distancia epicentral calculada para los dos perfiles. A la ventana de las ondas S se le aplicó la transformada de Fourier, se suavizó con un filtro pasabandas de una octava, y los valores a 0.5 Hz se normalizaron por sus amplitudes a una distancia epicentral de 50 km. Estos resultados no incluyen el CVTM.

Los resultados cambian significativamente cuando se incluye el CVTM en el modelo. Los sismogramas sintéticos en tiempo de viaje reducido calculados para este modelo se muestran en la figura 6. Los trenes de onda más prominentes en esta figura entre 60 y 240 km son las fases SmS, i.e., ondas S reflejadas varias veces en el Moho, también conocidas como fases Lg (e.g., Kennett, 1985; Campillo, 1990). Las amplitudes de todas estas ondas se amplifican fuertemente por la baja velocidad del CVTM.

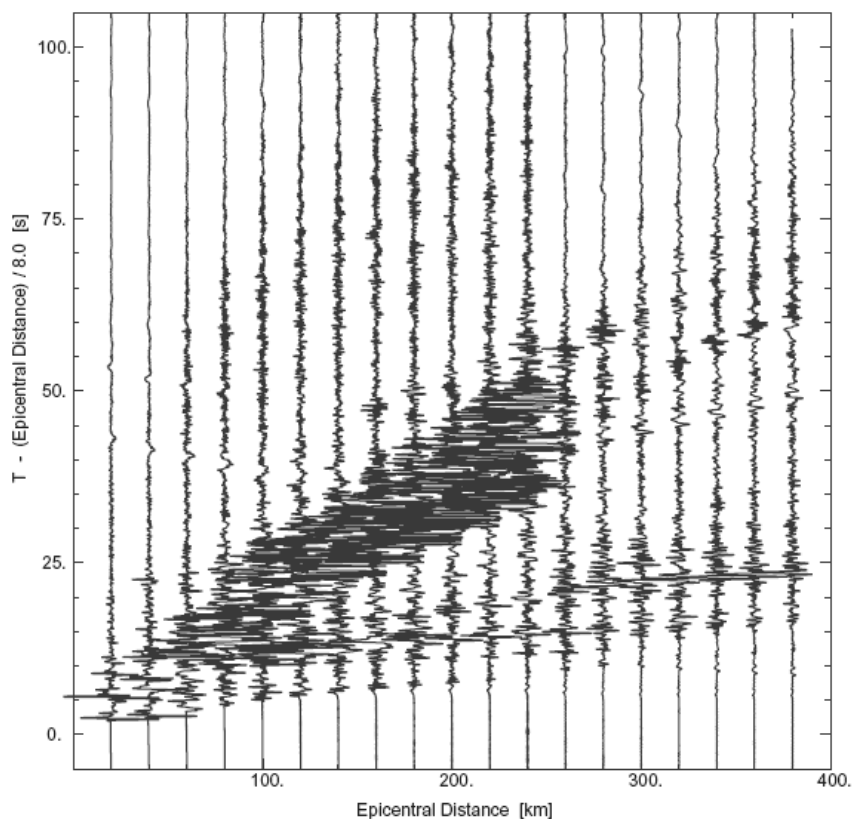


Figura 6. Sección sísmica con tiempo de viaje reducido del componente radial de la velocidad del suelo calculado para el modelo 2D en Colima como función de la distancia epicentral. Este resultado se calculó incluyendo el CVTM en el modelo. Los sismogramas sintéticos se grafican solamente a cada 20 km. Compare con la figura 4a de Furumura y Singh (2002) para el modelo de Guerrero.

En la figura 7 se muestra la comparación entre los modelos de Colima y Guerrero, incluyendo el CVTM en términos de la amplitud de los espectros de Fourier suavizados en 0.5 Hz. Otra vez, las amplitudes máximas se normalizaron por el valor a 50 km de distancia epicentral y se suavizaron con un filtro pasabandas de una octava. El efecto del CVTM es evidente en la sección de Colima a partir de una distancia epicentral de 50 km y aumenta a distancias epicentrales mayores a 100 km. Esto concuerda con las observaciones de Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007). Las diferencias en amplitud relativa alcanzan un factor 3 a una distancia epicentral de 125 km y permanecen grandes por más de 100 km. Para distancias epicentrales mayores a 240 km, la amplitud relativa en Colima decrece

drásticamente, mientras que en Guerrero aumenta y llega a ser más grande que en Colima. Este se debe a que el CVTM termina a una distancia de 240 km en Colima, mientras que en Guerrero aparece a partir de los 220 km de distancia epicentral.

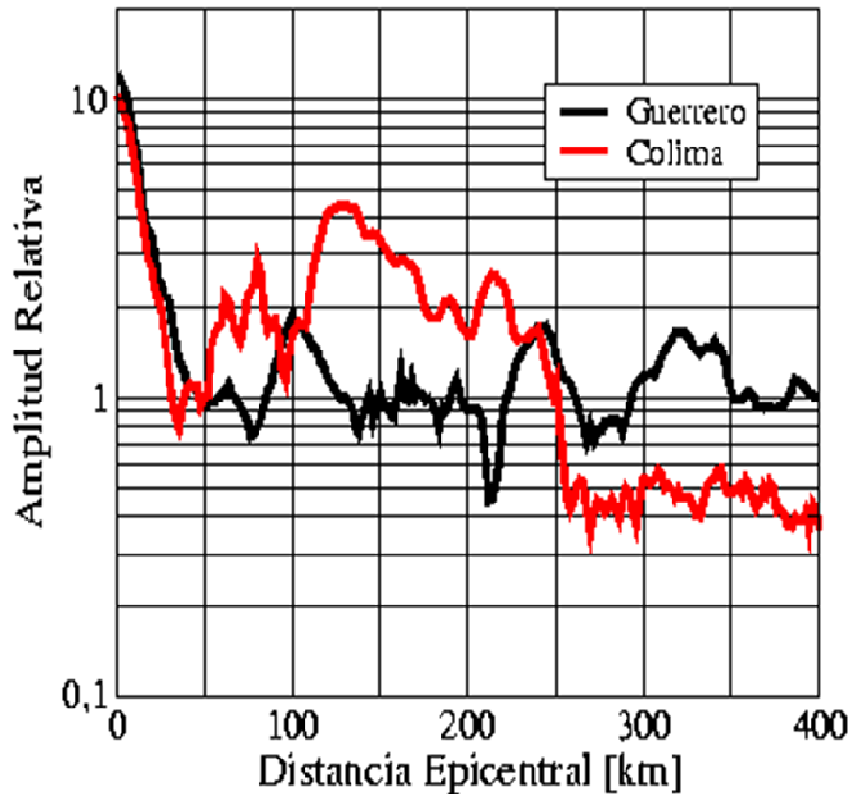


Figura 7. Amplitud relativa del espectro de amplitud de Fourier a 0.5 Hz en función de la distancia epicentral calculada para los dos perfiles. A la ventana de las ondas S se le aplicó la transformada de Fourier, se suavizó con un filtro pasabandas de una octava, y los valores a 0.5 Hz se normalizaron por sus amplitudes a una distancia epicentral de 50 km. Estos resultados incluyen el CVTM.

La figura 8 muestra la comparación de las amplitudes en 4 Hz de los espectros de Fourier suavizados de los modelos de Colima y Guerrero, incluyendo el CVTM. Las amplitudes máximas se normalizaron por su valor a 50 km de distancia epicentral y se suavizaron con un filtro pasabandas de una octava. Los resultados son similares a los de la figura 7. La curva para Guerrero no muestra amplificación significativa en el CVTM (para distancias

epicentrales mayores a 220 km) debido a que la atenuación tiene un efecto mayor para esta frecuencia para grandes distancias y elimina el efecto de amplificación debida al CVTM.

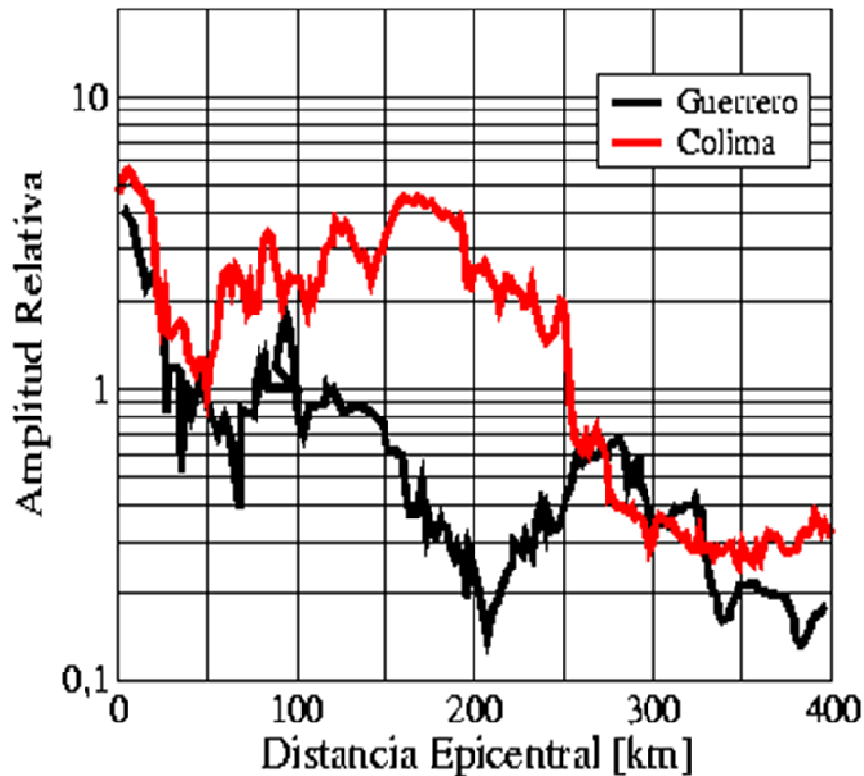


Figura 8. Amplitud relativa de los espectros de amplitud de Fourier a 4.0 Hz en función de la distancia epicentral calculada para los dos perfiles. A la ventana de las ondas S se le aplicó la transformada de Fourier, se suavizó con un filtro pasabandas de una octava, y los valores a 4.0 Hz se normalizaron por sus amplitudes a una distancia epicentral de 50 km. Estos resultados incluyen el CVTM.

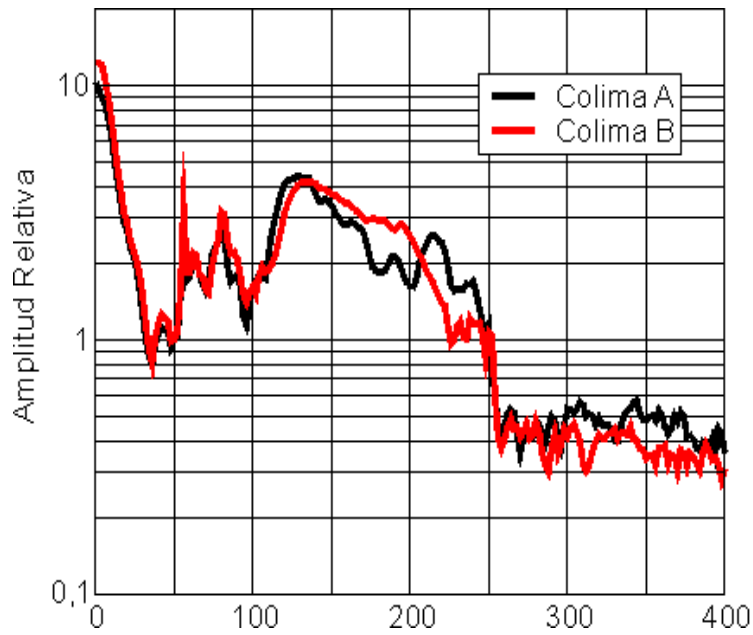
Sería interesante comparar el decaimiento brusco en la amplitud observada en nuestro modelo para Colima a 240 km con observaciones. Desafortunadamente, no existen datos para ello. El arreglo usado por Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007) no se extiende más allá de 70 km a partir de la costa. Recientemente, en Guerrero se operó un arreglo lineal perpendicular a la costa (proyecto MASE, Clayton et al., 2007, Pérez-Campos et al. 2008). Este arreglo incluyó estaciones al norte del CVTM dado que abarcó desde Acapulco, Gro.

hasta Tampico, Tamps. Los resultados obtenidos del análisis de los registros de este arreglo (cuando sean liberados) permitirán estudiar este punto.

La amplificación debido al CVTM en Colima se presenta también en Guerrero, pero, a mayores distancias epicentrales. Esto sugiere que la amplificación regional observada en la parte central de México (Ordaz and Singh, 1992) se debe al CVTM, como afirman Cárdenas et al. (1997). Así, aún si la amplificación regional se ha observado y cuantificado principalmente en el centro de México, estos resultados sugieren que la amplificación se presenta en todo el CVTM.

Finalmente, podría considerarse que las propiedades que utilizamos para la la capa 5 de la figura 3 son demasiado rígidas para lo que se espera en la cuña del manto de la zona de subducción. Dadas las grandes incertidumbres en esos valores, se repitieron las simulaciones utilizando valores de rigidez distintos para esa capa. Además del gradiente dado en la tabla 1, se usaron valores cercanos a los de la capa 4, es decir, un gradiente de V_s de 4.1 a 4.3 km/s y un valor de Q_s de 650. En la figura 9 se muestran las curvas de atenuación de la amplitud espectral para 0.5 Hz (a) y 4.0 Hz (b) obtenidas para el modelo original (Colima A) y para el modelo modificado (Colima B). Aunque en ambas frecuencias se presentan algunas diferencias, éstas no son significativas debido a que el campo de ondas es gobernado principalmente por trenes de ondas L_g atrapados entre el Moho y la superficie libre (guía de onda). Por ello, podemos afirmar con confianza que a pesar de que los valores numéricos podrían cambiar al cambiar las propiedades de las capas del modelo, nuestras conclusiones son sólidas.

a)



b)

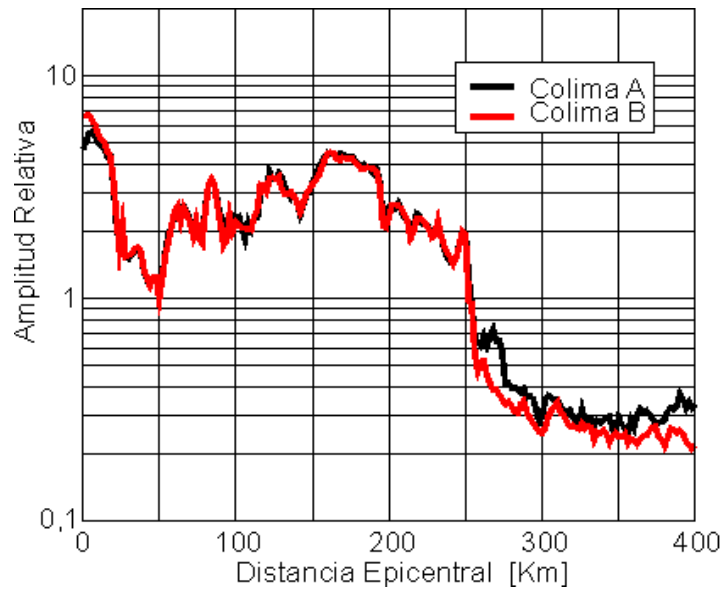


Figura 9. Amplitud relativa de los espectros de amplitud de Fourier para a) 0.5 Hz y b) 4.0 Hz en función de la distancia epicentral calculadas para el perfil de Colima. A la ventana de las ondas S se le aplicó la transformada de Fourier, se suavizó con un filtro pasabandas de una octava, y los valores a 0.5 y 4.0 Hz se normalizaron por sus amplitudes a una distancia

epicentral de 50 km. Estos resultados incluyen el CVTM. El modelo Colima A (línea negra) corresponde al modelo original, mientras que el modelo B (línea roja) corresponde al modelo modificado de la capa 5 (ver texto).

4.4.1. Diferencias en la atenuación del movimiento sísmico del suelo entre las direcciones paralela y perpendicular a la costa.

Recientemente, García et al. (2009) analizaron una base de datos de 20 años con más de 450 registros de sismos interplaca locales y regionales ($R < 400$ km, profundidades focales entre 10 y 30 km) con magnitudes M_w entre 5.0 y 8.0. En ese estudio encontraron funciones de atenuación que fueron distintas para trayectorias paralela y perpendicular a la costa. En esta sección se realizan simulaciones bidimensionales para estudiar esa diferencia en la atenuación del movimiento sísmico y considera una trayectoria perpendicular a la costa en Guerrero y otra paralela a la misma entre Guerrero y Colima.

Los modelos utilizados (figura 10) utilizan las mismas propiedades mecánicas mostradas en la tabla 1. Se consideran 3 modelos: dos para la trayectoria perpendicular a la costa, y uno paralelo a la costa. Para la trayectoria perpendicular a la costa, uno de los modelos es similar al de la figura 3a con algunas diferencias que se mencionan más adelante (perpendicular (1); figura 11). El otro modelo perpendicular a la costa (figura 10a) incluye la placa de subducción con una sección horizontal entre 135 km y 285 km a partir de la trinchera, la cual posteriormente cae con un buzamiento de 75° (perpendicular (2); figura 11). Este modelo se obtuvo a partir de funciones de receptor de varios sismos ocurridos en Guerrero principalmente, y como parte del proyecto MASE (Clayton et al., 2007, Pérez-Campos et al. 2008). Finalmente, el modelo para la trayectoria paralela a la costa está formado de capas planas (figura 10b). El perfil está orientado NW-SE y la fuente es la misma que para el sismo simulado en el perfil de Guerrero. En estos tres modelos se excluye la topografía, por simplicidad, y el CVTM debido a que en el análisis de la base de datos de García et al. (2009) no se incluyen estaciones dentro de esa estructura. Además, se

excluye la atenuación anelástica ($Q=\infty$) con el objetivo de explorar el efecto de la estructura cortical sobre la dispersión geométrica del movimiento sísmico.

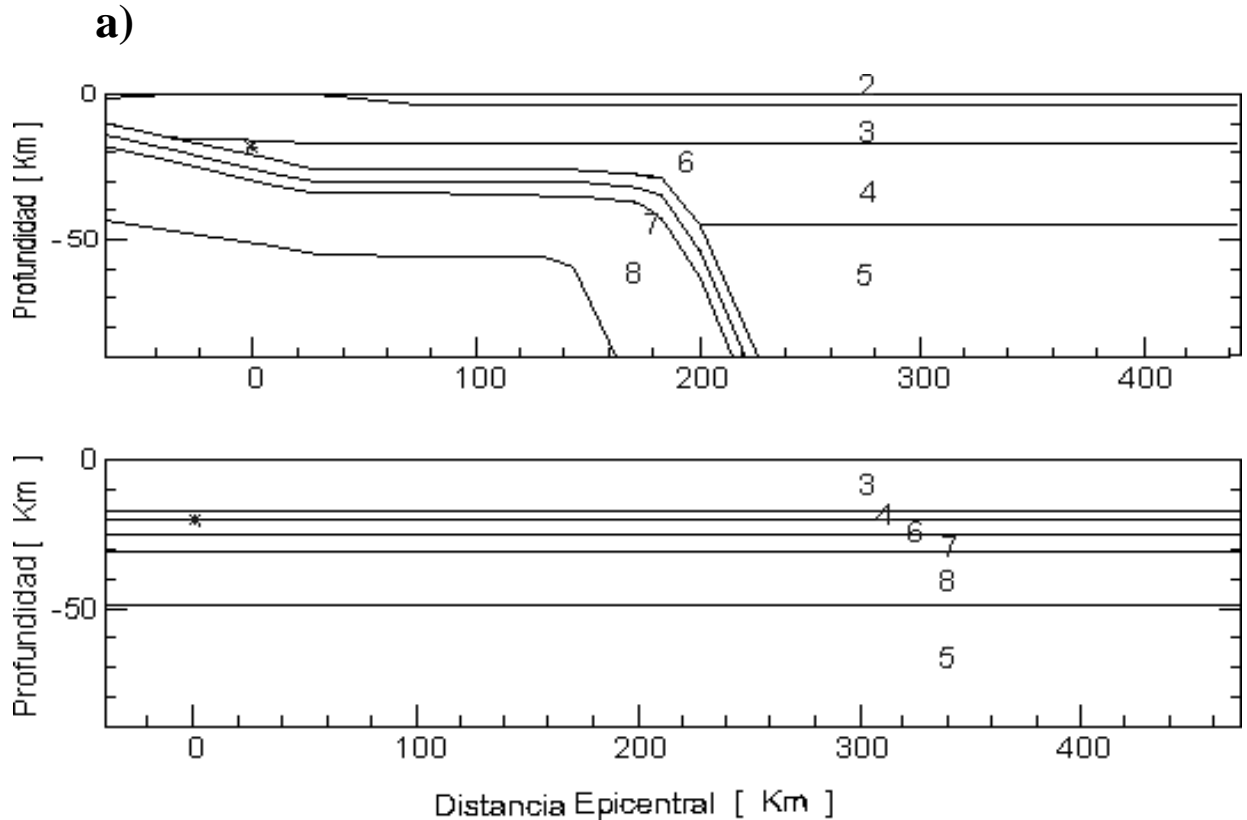


Figura 10. (a) Modelo 2D para el perfil de Guerrero (perpendicular (2); figura 11) incluyendo una sección horizontal de la placa de subducción entre 135 km y 285 km a partir de la trinchera, la cual posteriormente cae con un buzamiento de 75° (Clayton et al., 2007, Pérez-Campos et al. 2008) (b) Modelo de capas planas para la trayectoria paralela a la costa orientada NW-SE (línea roja discontinua en figura 2). Los números indican la capa cuyas propiedades se dan en la tabla 1. El asterisco indica la posición de la fuente.

La figura 11 muestra las amplitudes relativas para cuatro frecuencias. Al igual que en la primera parte de este capítulo, las simulaciones se realizaron hasta 4.0 Hz. En este caso las amplitudes se normalizaron por el valor correspondiente a una distancia epicentral de 1 km para eliminar la contribución de la fuente. El segundo modelo perpendicular a la costa (perpendicular (2)) tiene una sección horizontal entre 135 y 285 km a partir de la trinchera, lo cual corresponde a distancias epicentrales de 20 y 170 km. Puede observarse que para las cuatro frecuencias, el comportamiento es muy similar para los dos modelos perpendiculares

a la costa (perpendicular (1) y (2)) y ligeramente con amplitudes mayores a distancias epicentrales entre 20 y 170 km debido a la propagación eficiente de paquetes de ondas Lg ocasionada por el segmento horizontal de la placa de subducción. Se observa claramente que para las cuatro frecuencias y para distancias epicentrales mayores a 100 km, las amplitudes relativas para las trayectorias perpendiculares a la costa (perpendicular (1) y perpendicular (2); líneas roja y azul, respectivamente) son mayores que para la trayectoria paralela a la costa (línea negra).

Estas diferencias son causadas muy probablemente por la estructura de la placa de subducción, lo que permite la propagación eficiente hacia adentro del continente del campo de ondas gobernado por trenes de ondas Lg, atrapadas entre la placa de subducción o el Moho y la superficie libre. Los resultados de estas simulaciones confirman las observaciones de trabajos anteriores respecto a las diferencias en el comportamiento de la atenuación sísmica entre trayectorias paralela y perpendicular a la costa para sismos someros interplaca de fallamiento inverso de la zona de subducción del Pacífico Mexicano (Singh et al. 1988; Valdes 1993; Cárdenas et al. 1997, Cárdenas y Chávez-García, 2003).

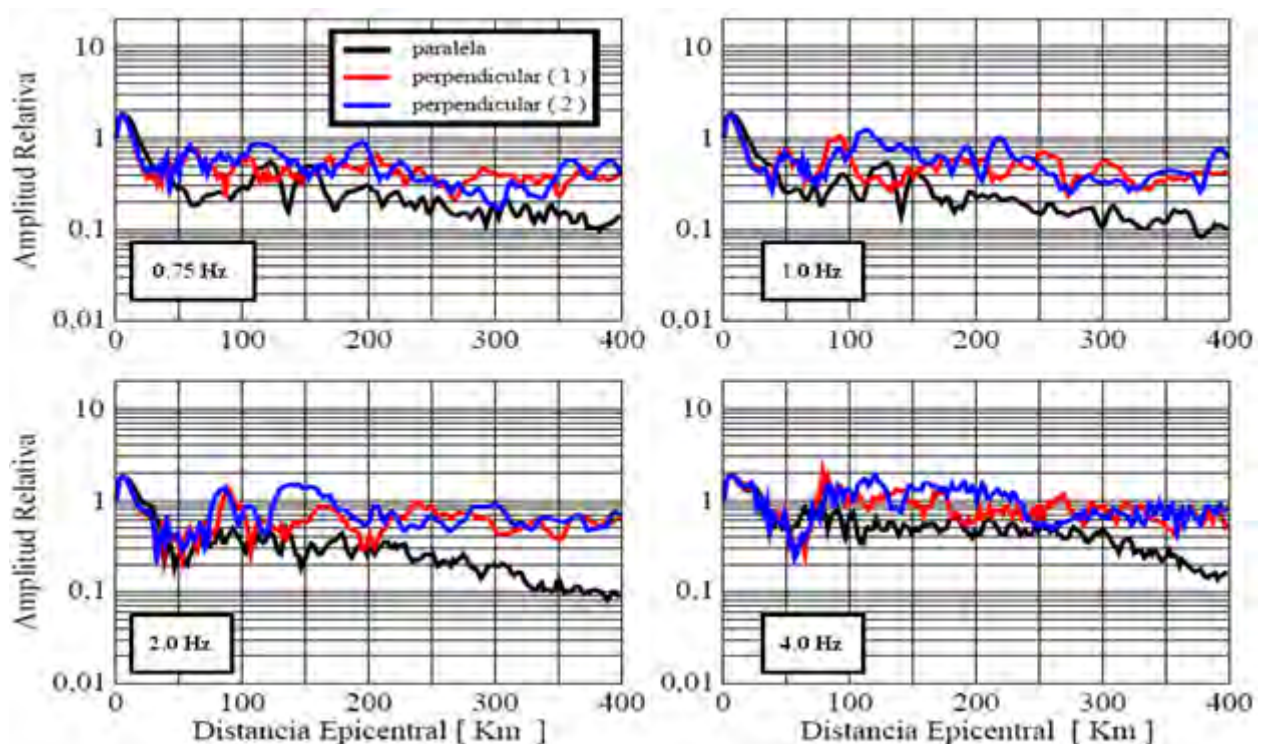


Figura 11. Amplitudes relativas de los espectros de amplitud de Fourier para 0.75, 1.0, 2.0 y 4.0 Hz en función de la distancia epicentral calculadas para las trayectorias paralela (línea negra) y perpendicular (1) y (2) (líneas roja y azul, respectivamente; ver texto). A la ventana de las ondas S se le aplicó la transformada de Fourier, se suavizó con un filtro pasabandas de una octava, y los valores a estas frecuencias se normalizaron por sus amplitudes a una distancia epicentral de 1 km para eliminar el efecto de la fuente. Los modelos considerados no incluyen la topografía, el CVTM ni la atenuación anelástica ($Q=\infty$).

4.5. Conclusiones

Hemos considerado dos problemas en este capítulo relacionados con la atenuación del movimiento sísmico en la zona de subducción del Pacífico Mexicano. En el primer problema se compararon las relaciones de atenuación sísmica entre dos modelos 2D de la estructura cortical perpendicular a la zona de subducción. El objetivo fue el de explicar las diferencias observadas en la atenuación entre Colima (sección norte) y Guerrero (sección sur). Para ello, se consideraron dos posibilidades. Por un lado, la distinta geometría de la zona de subducción de cada sección, y por el otro, la presencia del CVTM respecto a la costa en ambas secciones. Con base en simulaciones numéricas 2D, pudimos observar que la geometría de la subducción no afecta significativamente la atenuación entre Colima y Guerrero. Sin embargo, cuando incluimos una capa delgada de baja velocidad que representa el CVTM, se observaron grandes diferencias. Para distancias epicentrales mayores a 100 km se tuvo una amplificación de la velocidad máxima del suelo por un factor 3. Este resultado concuerda con las observaciones presentadas en Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007). En el perfil de Guerrero también se encuentra el CVTM, aunque aparece a distancias mayores a 220 km de la costa. Cuando las ondas sísmicas generadas por sismos de subducción alcanzan el CVTM, son amplificadas significativamente. Probablemente esta es la explicación que se encuentra detrás de las amplificación regional en el centro de México estudiada por Ordaz y Singh (1996) y Cárdenas et al. (1997). La superposición de la amplificación regional con la amplificación local (Kawase and Aki,

1989; Chávez-García and Bard, 1994; Chávez-García et al. 1994) provocó el gran daño observado en la Ciudad de México en 1985, como fue demostrado por Furumura y Kennet, 1998 y Chávez-García y Salazar (2002) entre otros. Los resultados obtenidos en este estudio muestran que al menos la amplificación regional puede incrementar el movimiento sísmico en cualquier parte dentro del CVTM. Este es un factor que se debe incluir en evaluaciones futuras del riesgo sísmico en México.

El segundo problema que consideramos fue sobre el estudio de las diferencias entre la atenuación del movimiento sísmico para trayectorias paralela y perpendicular a la costa. Se consideraron dos modelos para la trayectoria perpendicular a la costa (en Guerrero), con variaciones en la placa de subducción, y uno de capas planas paralelo a la costa. En estos modelos no se incluyó la topografía, el CVTM, ni la atenuación anelástica. Los resultados de las simulaciones demuestran diferencias significativas en la atenuación del movimiento sísmico para trayectorias paralela y perpendicular a la costa del Pacífico Mexicano. La configuración de la placa de subducción para trayectorias perpendiculares a la costa es crucial para la propagación eficiente del campo de ondas sísmico, el cual, para sismos someros interplaca, está gobernado principalmente por trenes de ondas Lg, atrapados en el guía de onda. Esto indica que es conveniente considerar por separado la atenuación para estas trayectorias con el objetivo de tener una mejor estimación del riesgo sísmico para sismos futuros interplaca que ocurran en la costa del Pacífico.

CAPÍTULO 5

SIMULACIÓN NUMÉRICA DE SISMOS LOCALES DE LA CUENCA DE MEXICO

5.1. Introducción

En los últimos 30 años ciudades importantes del mundo han sufrido daños considerables debido a grandes sismos. Algunas de estas ciudades se encuentran en cuencas sedimentarias, tales como las de San Bernardino y Los Ángeles (EUA), Osaka y Kanto (Japón), Taipei (Taiwán) y México (México). Los daños son ocasionados por la amplificación del movimiento sísmico en los sedimentos, a la cual se agrega la generación de ondas superficiales, en los bordes de las cuencas. Cuando existe un contraste de impedancias importante entre el medio rocoso (basamento) y los sedimentos que rellenan la cuenca, la generación local de ondas superficiales puede contribuir significativamente al movimiento observado.

Para entender la respuesta sísmica de una cuenca sedimentaria es necesario conocer su estructura de velocidades. Por ejemplo, Yomogida y Etgen (1993) simularon el campo de onda sísmico tridimensional en la cuenca de Los Ángeles. Esos autores pudieron reproducir los patrones de amplificación debidos a la capa más superficial con bajas velocidades y a la geometría del basamento. Olsen et al. (2008) estimaron los movimientos del suelo en las cuencas de Los Ángeles y San Gabriel debido a un sismo de magnitud $M_w=7.7$ con origen en la falla de San Andrés. Resaltaron la importancia de las incertidumbres en el modelo de velocidades sobre el patrón de amplificación observado causado por la canalización de ondas superficiales y su impacto en el movimiento de periodo largo. El sismo de Kobe (Hyogo-ken Nanbu) en 1995 es otro ejemplo claro del efecto de la estructura geológica local (Kawase, 1996). El modelo tridimensional de velocidades utilizado, bien determinado por estudios anteriores, permitió reproducir el cinturón de daño causado por ese sismo (Furumura y Koketsu, 2000). Furumura et al. (2002) estudiaron el sismo de Chi-Chi, Taiwán (1999). La comparación entre las observaciones de una red densa de estaciones de

movimiento fuerte y las simulaciones demostró que la variación de la estructura del subsuelo y la compleja distribución del desplazamiento de la falla afectaron significativamente la distribución de daños durante este sismo. El gradiente de velocidad en la corteza superior favoreció la propagación de ondas sísmicas a grandes distancias. Además, las ondas S y ondas superficiales fueron amplificadas por los sedimentos en la cuenca de Taipei, causando daños importantes. Por otro lado, Lee et al. (2008) simularon el campo de onda tridimensional en la cuenca de Taipei para un sismo local (M 3.8). Reconocieron ondas superficiales generadas por ondas S atrapadas en la parte somera de la cuenca, y otras ondas de gran amplitud provenientes de la parte más profunda que generaron reverberaciones múltiples. Esos resultados mostraron la importancia de la geometría del basamento y de las estructuras someras.

Es claro que si conocemos la geometría y las propiedades de los sedimentos que se encuentran en una cuenca sedimentaria, es posible utilizar simulaciones numéricas para predecir el movimiento sísmico esperado para grandes sismos futuros. Además, las simulaciones sirven para construir escenarios y predecir los daños esperados. Ello permitiría estar mejor preparados cuando ocurran grandes sismos en el futuro y mejoraría la capacidad de respuesta de las autoridades. Mientras no se cuente con un modelo validado de la estructura del subsuelo de la Ciudad de México, no se podrá avanzar en esa dirección.

En el caso de la Ciudad de México, el número de habitantes que aquí se concentran (~20 millones), así como la cantidad de infraestructura expuesta en caso de sismo, son factores que explican el alto riesgo sísmico que enfrenta. A pesar de esto, y a que la ciudad ha sido afectada numerosas veces por grandes sismos ($M > 7$), aún no se cuenta con un modelo tridimensional de la geometría y propiedades mecánicas de la Cuenca de México. Por eso, hasta ahora las simulaciones que se han realizado para predecir su respuesta sísmica han considerado modelos de geometría sencilla (e.g. Furumura y Singh, 2002; Ramírez-Guzmán et al., 2007). Es necesario construir un modelo que tenga una configuración más realista, basada en la información disponible actualmente y que pueda mejorar progresivamente en el futuro. Ese modelo se podría incorporar en modelos regionales tridimensionales para simular el campo de onda de sismos someros originados en la zona de subducción de la

costa del Pacífico, o de sismos de profundidad intermedia que ocurren dentro de la placa subducida.

Los grandes sismos ($M \geq 7$) que han afectado al centro del país, particularmente a la Ciudad de México, se ha estudiado durante varias décadas. Los sismos interplaca del Ángel (1957, M 7.5), Petatlán (1979, M 7.6) y de Michoacán (1985, M 8.1 y 7.9) con fallamiento inverso, y los intraplaca de Huajuapán de León, Oax. (1980, M 7.0) y Tehuacán, Pue. (1999, M 7.0) de fallamiento normal, han tenido efectos graves. Estos sismos ocurrieron en la zona de subducción, a profundidades someras (cerca de la trinchera) y profundas ($H > 40$ km), respectivamente. Además, en el continente ocurren grandes sismos cerca de la cuenca de México que han afectado a la ciudad (~ 100 km; Acambay 1912, M 7.0) y otros locales (dentro de la cuenca). Estos últimos, a pesar de ser de magnitudes pequeñas ($M < 4$), presentan un riesgo para la ciudad porque ocurren debajo de ella y en general son de profundidades someras (< 10 km). Se asocian a sistemas de fallas relacionados a los diferentes regímenes de esfuerzos que gobiernan en la cuenca (García-Palomo, 2008; Huesca-Pérez, 2008). Los sismos de Milpa Alta (2003), Tlalpan (2005) y Jalatlaco (2007) son ejemplos recientes de este tipo de eventos.

En este estudio se utiliza la simulación numérica de propagación de ondas para determinar la estructura de velocidades de la parte central de la cuenca de México. Se presentan los resultados de simulaciones de 4 sismos locales. Para estas simulaciones se utilizaron modelos unidimensionales iniciales que fueron posteriormente modificados con el objetivo de mejorar el acuerdo entre los sismogramas observados y sintéticos, principalmente de las estaciones más cercanas a cada epicentro. Los modelos unidimensionales obtenidos podrían utilizarse para construir un modelo tridimensional simple de la parte central de la cuenca de México basado en su interpolación, así como en la incorporación de información de otros estudios. Con los resultados de este estudio no es posible proponer un modelo que cubra toda la cuenca debido a que los sismos no se encuentran distribuidos uniformemente. Las simulaciones que se realizan en este estudio se basan en el método de diferencias finitas tridimensionales en un esquema esfuerzo-velocidad de cuarto orden espacial y segundo

orden temporal (en el primer capítulo de esta tesis doctoral se presentaron los fundamentos de este método). Además, se hace uso del cómputo en paralelo por medio de librerías MPI.

5.2. Datos

En este estudio se consideran 4 temblores que ocurrieron en diferentes zonas de la cuenca de México. Estos eventos son: 1) el temblor de Tlalpan en 2005; 2) Ajusco-Jalatlaco en 2007, 3) Tenango del Aire en 2003 y 4) Ixtapaluca en 2004 (figura 1). Se seleccionaron estos eventos por su ubicación y por el número de estaciones que los registraron. En la tabla 1 se muestran los parámetros focales. Las localizaciones y mecanismos focales consideradas fueron obtenidas por Huesca-Pérez (2008).

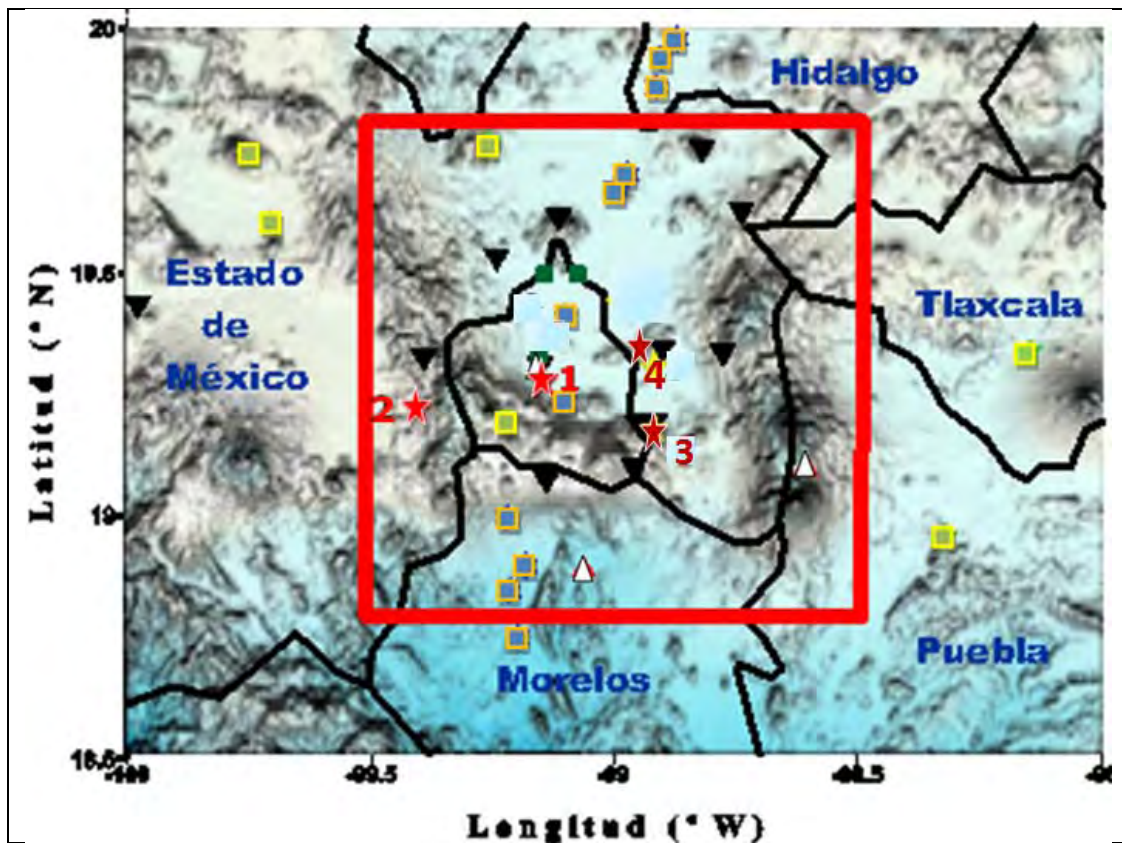
Tabla 1. Parámetros focales de los eventos considerados (Tomados de Huesca-Pérez, 2008).

Evento	Lat N	Lon W	H km	Mw	θ	δ	λ	Mo dina-cm 10e+20
1) Tlalpan 16/10/05	19.29	99.18	5.1	2.7	114	80	-7	1.48
2) Ajusco 30/05/07	19.21	99.41	5.1	3.4	88	81	156	15.4
3) Tenango 26/11/03	19.17	98.93	5.7		278	59	-53	
4) Ixtapaluca 08/10/04	19.33	98.94	11.7		240	38	-111	0.1

Los eventos fueron registrados por estaciones de 5 redes instaladas en la cuenca de México: Red Sísmica del Valle de México (RSVM), Middle America Subduction Experiment (MASE), Red Sismotelemétrica de México (SISMEX), Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y Servicio Sismológico Nacional (SSN). Las referencias y los detalles sobre las estaciones de las 5 redes se pueden ver en Huesca-Pérez (2008). En la figura 1 se muestran las estaciones utilizadas en este trabajo. No todas las estaciones

registraron los cuatro eventos estudiados debido a que en algunos casos aún no habían sido instaladas o no funcionaron para algún evento.

Las estaciones de MASE estuvieron instaladas del año 2005 al año 2007. Por lo tanto, esa red sólo registró los sismos de Tlalpan (2005) y Ajusco (2007). Desafortunadamente, los tiempos absolutos de estas estaciones para el sismo de Tlalpan (2005) son incorrectos. Por esa razón, los registros de estas estaciones fueron alineados con los tiempos de llegada de las ondas P de los sismogramas simulados. Esto permitió comparar las diferencias en los tiempos S-P y las fases entre simulaciones y observaciones.



<ul style="list-style-type: none"> □ Zona modelada ★ Sismos simulados 	<p style="text-align: center;"><u>REDES</u></p> <ul style="list-style-type: none"> ▼ RSVM ■ MASE ■ SISMEX ■ CENAPRED △ SSN
---	---

Figura 1. Mapa de localización del área considerada en las simulaciones (cuadro rojo). Se muestran los epicentros de los sismos simulados (estrellas rojas): 1) Tlalpan, 2005; 2) Ajusco-Jalatlaco, 2007; 3) Chalco-Tenango, 2003; 4) Ixtapaluca, 2004. Además, se muestra la distribución de estaciones de las 5 redes.

5.3. Modelos unidimensionales

A pesar de la importancia que significa contar con un modelo de velocidades de la cuenca de México, se han realizado relativamente pocos estudios dedicados a determinar su geometría y las propiedades mecánicas tanto del basamento como de sus sedimentos. A continuación se presenta una descripción breve de algunos ³ estudios importantes.

En 1965 el Dr. Nabor Carrillo propuso el Proyecto Texcoco al Gobierno de México. Los objetivos fueron: aprovechar el agua subterránea y determinar las propiedades del subsuelo en la zona del Lago de Texcoco. Se llevó a cabo entre los años 1966 a 1968 (Secretaría de Hacienda y Crédito Público, 1969). Algunos de los estudios que se realizaron en este proyecto fueron: prospección sísmica del subsuelo mediante un experimento de refracción a lo largo de 3 líneas, y la perforación de un pozo litoestratigráfico (pozo Texcoco-1; 2065 m). La estructura que se determinó en esa zona consistió de 3 capas y un basamento. Sus velocidades sísmicas fueron 0.6 km/s, 1.7 km/s, 2.9 km/s y 4.5 km/s, respectivamente. Las interfaces se encontraron a profundidades de 0.03 km, 0.5 km, 1.5 km (figura 2).

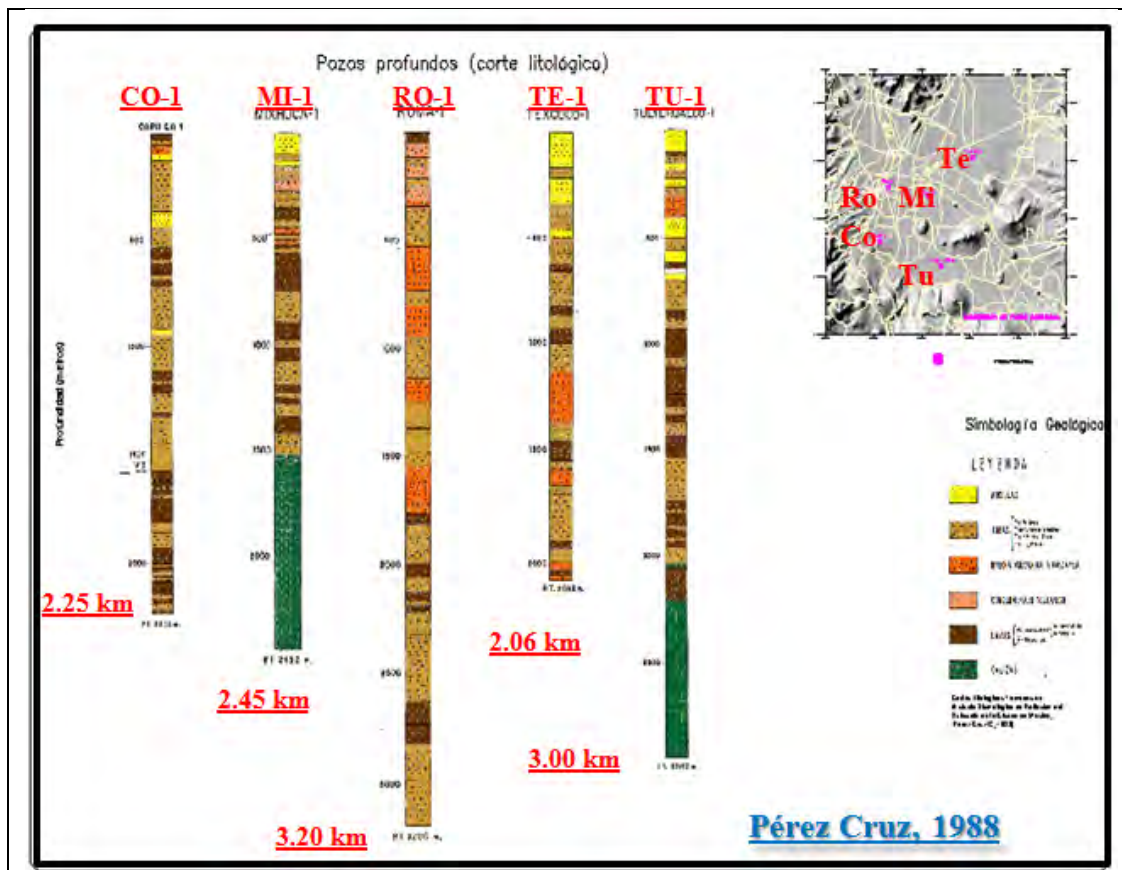


Figura 2. Cortes litológicos del pozo Texcoco-1 (SHCP, 1969) y los 4 pozos perforados por PEMEX (Pérez-Cruz, 1988). Se presenta también un mapa con su localización, así como la geología. Los números rojos indican la profundidad máxima alcanzada en cada pozo. Las velocidades obtenidas en estos pozos fueron útiles para formar modelos 1D de la estructura local.

Jiménez (1973) analizó registros de explosiones de una cantera cerca a Ciudad Universitaria y explosiones realizadas en el Lago de Texcoco. Determinó un modelo de capas planas a partir de los tiempos de viaje observados. En la tabla 2 se muestra ese modelo. Ese modelo es utilizado actualmente por el Servicio Sismológico Nacional (SSN) para localizar eventos del Valle de México.

Profundidad a la interfaz km	Vp km/s	Vs km/s
2.0	2.9	1.67
3.0	4.7	2.71
7.0	6.0	3.46
11.0	6.8	3.93
22.0	7.7	4.45
55.0	8.05	4.65
100.0	8.26	4.77
150.0	8.58	4.95

Tabla 2. Modelo de velocidades obtenido por Zenón Jiménez (1973). Este modelo es utilizado actualmente por el SSN para localizar eventos locales del Valle de México.

En 1985 Petróleos Mexicanos (PEMEX) llevó a cabo estudios adicionales debido a los grandes daños ocasionados en la Ciudad de México por los sismos de Michoacán. Se realizó un estudio sísmico de reflexión, la perforación de 4 pozos profundos de sondeo estratigráfico y la obtención de registros sísmicos y de densidad. Los pozos fueron Copilco-1 (profundidad máxima de 2258 m), Mixhuca-1 (2450 m), Roma-1 (3200 m) y Tulyehualco-1 (3000 m) (tabla 3). Los objetivos fueron determinar el relieve de las rocas calcáreas del Cretácico que sirven de basamento de la columna estratigráfica, y determinar las velocidades y densidades de las rocas de la estructura profunda (Pérez Cruz, 1988). Una descripción detallada sobre las estimaciones de velocidades y densidades se presentó en Pérez-Cruz (1988). En la figura 2 se muestran los cortes litológicos del pozo Texcoco y de los 4 pozos perforados por PEMEX, además se indican sus profundidades máximas. Estos pozos muestran las grandes variaciones de la estructura de la cuenca de un punto a otro al menos en sus primeros 4 km. En la figura 3 se muestran los modelos con sus velocidades promedio de ondas P.

Recientemente, Cruz-Atienza et al., (2010) determinaron la estructura de velocidades debajo de la estación CUIG (localizada en Ciudad Universitaria) por medio de funciones de receptor. Encontraron una capa de bajas velocidades con espesor de aproximadamente 2 km (correspondiente al CVTM) y una interfaz a 15 km (discontinuidad de Conrad). Identificaron variaciones en la velocidad de ondas S y relación de Poisson del manto superior. Además, encontraron que el espesor de la corteza aumenta hacia el este al menos 5 km. Por otro lado, Chávez-García y Quintanar (2010) encontraron variaciones en la velocidad de grupo del CVTM por medio del análisis de ruido sísmico mediante cross-correlaciones en el dominio del tiempo. Vieron que las velocidades de grupo aumentan de sur a norte, de 1.8 a 2.7 km/s a un periodo de 5 s, siendo estas velocidades menores a las observadas fuera del CVTM (en el terreno Guerrero) en donde la velocidad de grupo es de 3.6 km/s. Definitivamente esto tiene fuertes implicaciones sobre la estimación del riesgo sísmico en la Ciudad de México y otras ciudades del centro de México.

<u>Texcoco-1</u>				
Profundidad a la interfaz	Vp km/s	Vs km/s	Ro ton/m³	Qs
0.03	0.6	-	-	-
0.5	1.7	1	2.28	150
1.5	2.9	1.67	2.68	150
2.06*	4.5	2.6	2.8	250
<u>Copilco-1</u>				
1.5	2.2	1.27	2.28	150
2.25*	3.2	1.9	2.68	150
<u>Roma-1</u>				
0.6	1.8	1.0	2.28	150
1.2	2.9	1.67	2.68	150
3.2*	5.0	2.9	2.8	250
<u>Mixhuca-1</u>				
0.5	2.0	1.15	2.28	150
1.6	3.8	2.2	2.68	150
2.45*	6.0	3.5	2.7	250
<u>Tulvehualco-1</u>				
0.5	1.5	0.86	2.28	150
1.0	2.0	1.15	2.68	150
2.1	5.1	3.0	2.8	200
3.0 *	6.0	3.5	2.7	250

Tabla 3. Modelos unidimensionales de los 5 pozos. Se consideró una relación $V_p = \sqrt{3} V_s$ en todos los modelos. Para valores de la densidad (Ro) y factor de calidad (Qs), ver texto. El asterisco (*) indica la profundidad máxima alcanzada por el pozo, y no la profundidad a la interfaz.

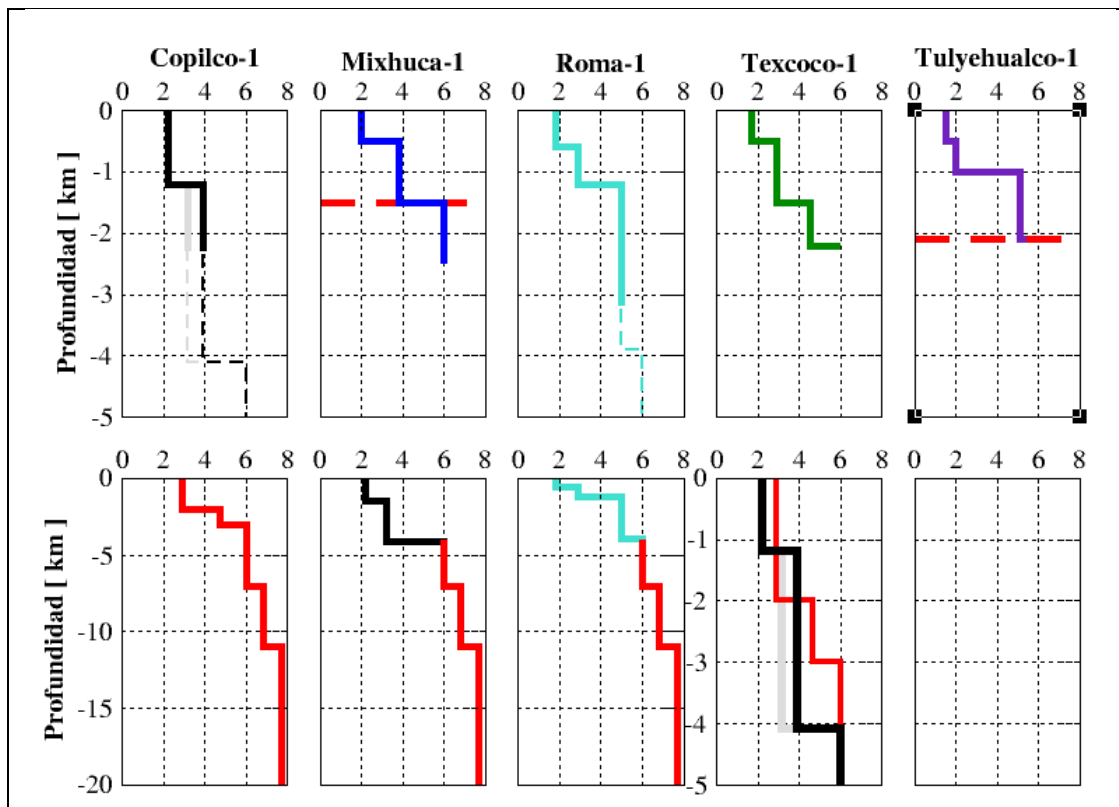


Figura 3. Modelos de velocidades promedio de ondas P de los 5 pozos obtenidos por el Proyecto Texcoco (SHCP, 1969) y por trabajos de PEMEX (Pérez Cruz, 1998). En la parte superior se muestran los modelos individuales. El modelo original Copilco-1 (línea gris) fue modificado para ajustar las simulaciones del sismo de Tlalpan (Copilco-1B, línea negra) y se construyó el modelo Copilco-1B+SSN. En la parte inferior se muestra el modelo usado por el SSN (Jiménez, 1973) y los modelos propuestos (para Copilco-1B y Roma-1) que resultan de la combinación con el modelo del SSN. La línea roja discontinua horizontal en los modelos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 indica la interfaz con el basamento calcáreo.

Los modelos 1D iniciales que se utilizaron para simular el campo de onda de los 4 sismos locales, se basaron en la información de los pozos (tabla 3). Las 2 capas más superficiales del modelo de Jiménez (1973) fueron sustituidas por las estructuras obtenidas en los pozos (figura 3). En total se construyeron 5 modelos de este tipo. Estos son: Copilco-1+SSN, Mixhuca-1, Roma-1+SSN, Texcoco-1+SSN y Tulyehualco-1+SSN. En la figura 4 se muestran como ejemplos los modelos Copilco-1+SSN y Roma-1+SSN. Los modelos unidimensionales pueden considerarse una buena aproximación de la estructura para las estaciones cercanas a cada epicentro.

En la simulación de cada sismo se utilizó el modelo del pozo más cercano al epicentro. Para los sismos de Tlalpan (2005) y Ajusco (2007) se consideró el modelo Copilco-1+SSN. Para los sismos de Tenango del Aire e Ixtapaluca (2004) se utilizó el modelo Tulyehualco-1+SSN. Debido a que no hubo eventos cerca de los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Texcoco-1 que fueran registrados por un gran número de estaciones (principalmente estaciones cercanas), los modelos construidos con esa información no se utilizaron. Sin embargo, en caso de ocurrir un sismo en su cercanía, y de tener registros en estaciones cercanas, estos modelos podrían servir para simularlos.

En el modelo de Jiménez (1973), la relación entre la velocidad de ondas P (V_p) y ondas S (V_s) es la de un sólido de Poisson ($V_p = \sqrt{3} V_s$). Debido a que las velocidades obtenidas para los 5 pozos son para ondas P, asumimos la misma relación para obtener la velocidad de las ondas S. Las densidades de las capas de los pozos Copilco-1, Mixhuca-1, Roma-1 y Tulyehualco-1 fueron obtenidas de los registros de densidad (Pérez Cruz, 1988). A las capas del pozo Texcoco-1 se le asignaron los mismos valores de densidad que los del pozo Mixhuca-1 por ser el más cercano. Los valores del factor de calidad (Q_s) fueron obtenidos de estudios de atenuación espectral de ondas S y Lg (Castro et al., 1994; Cárdenas et al., 1997, Ottemöller et al., 2002), y son similares a los usados por Furumura y Singh (2002).

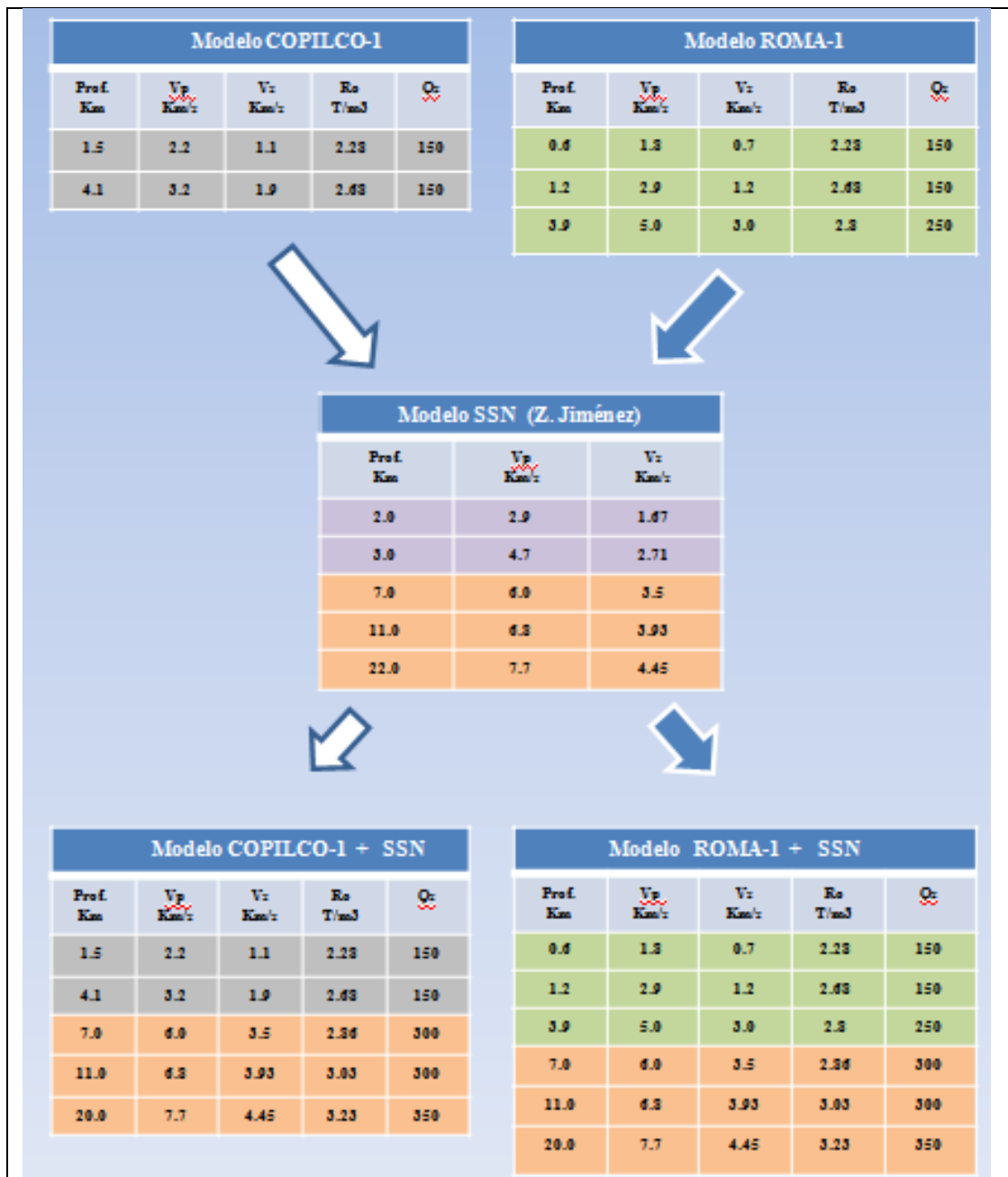


Figura 4. Construcción de los modelos mixtos a partir de los modelos de los pozos y el modelo del SSN. Se presentan los modelos Copilco-1+SSN y Roma-1+SSN. Los colores indican los distintos modelos.

5.4. Simulación numérica tridimensional

Se realizaron simulaciones numéricas tridimensionales del campo de onda sísmico para los 4 temblores locales mencionados considerando modelos unidimensionales. En estas simulaciones se incluye la orientación de los mecanismos focales con respecto a las estaciones. Las simulaciones se realizaron con el método de diferencias finitas con un esquema esfuerzo-velocidad con mallas alternadas (Madariaga, 1973; Graves 1996). Se hace uso del cálculo en paralelo utilizando librerías MPI. El programa fue desarrollado por Takashi Furumura (ERI, Universidad de Tokio). La precisión del esquema es de cuarto orden en espacio y segundo orden en tiempo. El método fue presentado en detalle en el capítulo 2.

El volumen incluido en los modelos se encuentra entre las coordenadas 99.4 W – 98.5 W y 18.8 N – 19.8 N (figura 1). La profundidad del modelo es de 20 km. Las dimensiones del modelo son 96 km X 110 km X 20 km. Se utilizó un espaciamiento uniforme de 0.1 km en las 3 direcciones (960 X 1100 X 200 nodos). Debido al espaciamiento utilizado, no se incluye la capa de arcilla superficial de la zona de lago, responsable de una amplificación importante, cuyo espesor es menor a 60 m. Las simulaciones son válidas hasta una frecuencia máxima de 2 Hz dada la velocidad mínima de ondas S en los pozos Copilco-1 y Roma-1 (tabla 3).

Para simularla fuente, se introdujeron esfuerzos en la malla computacional utilizando los componentes del tensor de momento sísmico, M_{ij} . Para ello, los componentes $M_{ij}(t)/V$ se sumaron a los esfuerzos correspondientes en cada paso de tiempo, en donde V es el volumen de la celda unitaria. Se utilizaron fuentes puntuales para formar un doble par de fuerzas considerando una función pseudo-delta (Herrmann, 1979) como función temporal de la fuente con una duración de 0.5 s. Para eliminar las reflexiones artificiales de los bordes de la malla, se utilizaron condiciones de frontera absorbentes (Clayton y Enquist, 1977) junto con una zona de fuerte atenuación (Cerjan et al., 1985).

Las simulaciones se llevaron a cabo en la supercomputadora Kanbalam, de la Dirección General de Computo Académico (DGSCA), de la UNAM. Se alcanzó una eficiencia del 99.89% con 40 procesadores regulares. Cada simulación requirió un tiempo de pared de 8.95 horas para calcular sismogramas sintéticos de 90.0 s de duración (15,000 iteraciones con un paso de muestreo temporal de 0.006 s).

5.5. Resultados

A continuación se muestran los resultados de las simulaciones realizadas para cada evento. En primer lugar se muestran los resultados de las simulaciones del sismo de Tlalpan (2005) porque fue el evento mejor registrado. El epicentro fue localizado cerca del pozo Copilco-1. Posteriormente se muestran los resultados del sismo Ajusco-Jalatlaco (2007). Estos 2 sismos son los únicos que cuentan con estimación de momento sísmico y magnitud M_w (Huesca-Pérez, 2008) por lo que fueron los únicos para los que se comparan las amplitudes entre observaciones y simulaciones. Después se muestran los resultados del sismo de Tenango del Aire (2003). Finalmente se presentan los resultados del sismo de Ixtapaluca (2004).

Los registros de velocidad simulados y observados fueron rotados para obtener los componentes radiales y transversales. Finalmente, los registros fueron filtrados en la banda de frecuencias de 0.3 a 2.0 Hz.

5.5.1. Sismo de Tlalpan 2005

Este sismo ocurrió el 16 de Octubre de 2005 en Tlalpan, al sur de la Ciudad de México. La cobertura de estaciones fue buena y se localizó con 22 registros (Huesca- Pérez, 2008). El hipocentro se localizó en las coordenadas 19.289 N y 99.82 W, a una profundidad de 5.1 km. En todas las simulaciones de este sismo se consideró el mecanismo focal mostrado en la tabla 1.

La primera simulación utilizó el modelo cortical 1D de Jiménez (1973). En la figura 5 se presenta la comparación de los registros de velocidad observados (línea negra) con los sismogramas sintéticos (línea verde) para las 5 estaciones más cercanas al epicentro: CNPJ, CUIG, TEPE, MIXC, y CIRE. Los sismogramas sintéticos no presentan los largos trenes de onda que se observan en las observaciones. Las polaridades de las ondas P y S están bien reproducidas, lo que indica que el mecanismo propuesto por Huesca-Pérez (2008) es correcto. En general, las amplitudes de las fases P y S del componente radial también se reproducen en las simulaciones. En cambio, las amplitudes simuladas para los componentes transversal y vertical son menores a las observadas. El caso más notable es el componente transversal registrado en la estación CNPJ, el cual presenta una amplitud 5 veces mayor a la amplitud simulada. Dado que es la única estación que presenta esta diferencia tan grande en amplitud, suponemos que se trata de un efecto local, el cual no puede reproducirse en esta simulación. Si fuera un efecto debido a la fuente, también tendría que aparecer esa diferencia en amplitud en la estación CUIG, 1 km al norte de CNPJ. Sin embargo, en el componente transversal de CUIG, la amplitud de la onda S es 8 veces menor a la de CNPJ. Una diferencia tan grande entre esas dos estaciones no puede deberse a efectos de la fuente. Por otra parte, las amplitudes de la onda S en las estaciones más lejanas, tales como MIXC y CIRE, no presentan diferencias tan grandes entre simulaciones y observaciones. Adicionalmente, los tiempos de viaje de las fases P simuladas son menores a los tiempos de viaje de las fases P observadas. Estos van desde 0.5 s en CNPJ (3 km) a 1 s en CIRE (12 km). Para explicar esta diferencia en los tiempos de llegada, existen 2 posibilidades. La primera es que la profundidad de la fuente es mayor a la determinada por Huesca-Pérez (2008). La segunda es que las velocidades del modelo deben ser menores.

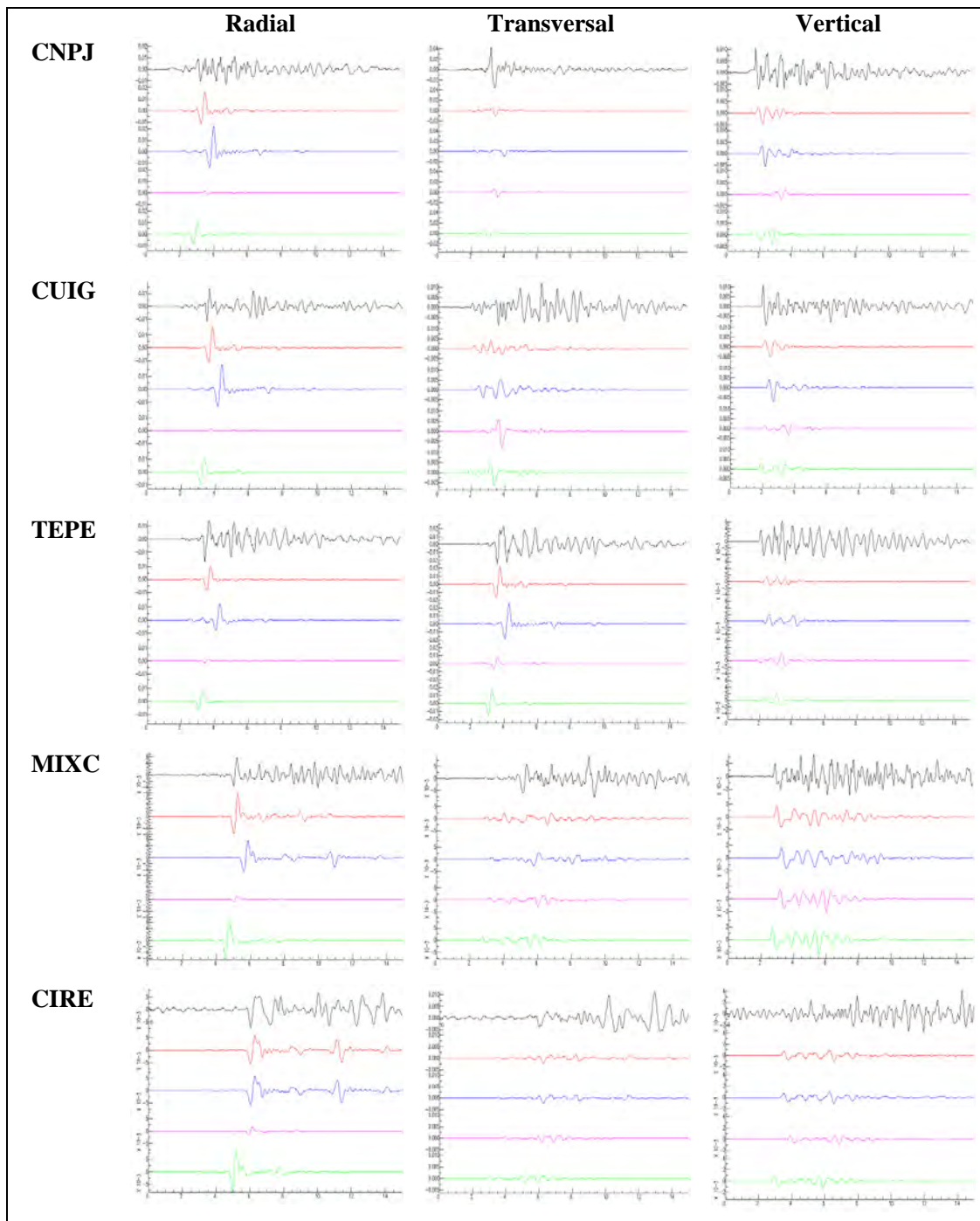


Figura 5. Comparación de los 3 componentes de los sismogramas observados del sismo de Tlalpan de 2005, con los sintéticos de las estaciones CNPJ, CUIG, TEPE, MIXC y CIRE. La línea negra corresponde a los sismogramas observados mientras que las líneas de otros colores corresponden a los sismogramas sintéticos obtenidos en las diferentes simulaciones (Ver el texto).

Para probar la primera posibilidad, se realizaron simulaciones variando la profundidad de la fuente desde 5.5 km hasta 10 km, con un incremento de 0.5 km. La simulación con la profundidad de la fuente a 7.5 km fue la que mejor ajustó los tiempos de llegada las fases P y S en las estaciones CIRE, CNPJ, CUIG, MIXC y TEPE. En la figura 5 se muestran los sismogramas sintéticos (línea violeta) correspondientes a esta profundidad de fuente. Se puede observar que aunque los tiempos de llegada de las ondas P y S mejoraron respecto a la simulación con la fuente a 5.1 km de profundidad, las amplitudes de las fases P y S decrecieron en general. Una característica importante es la disminución importante de la amplitud de la onda S en los componentes radiales. Para las estaciones lejanas tales como PPIG y YAIG (no mostradas en la Figura 5), localizadas a 63 km y 49 km de la fuente, respectivamente, ninguno de estos modelos mejoró los ajustes entre simulaciones y observaciones. Esto sugiere la existencia de efectos debidos a irregularidades laterales en la cuenca que no pueden ser representados por un modelo unidimensional. Si se considera el rango de error obtenido en la determinación de la profundidad (± 1.2 km; Huesca Pérez; Com. Personal), entonces la profundidad de la fuente de esta simulación ($H=7.5$ km) se encuentra fuera de ese rango. Por lo tanto, parece más probable la segunda posibilidad mencionada, es decir, un modelo con velocidades menores. Para construir este modelo, se podrían disminuir las velocidades del modelo de Jiménez (1973), y tratar de ajustar los tiempos y amplitudes de las fases observadas. En este caso contamos con la información del pozo Copilco-1 (tabla 3; figura 3). Las velocidades promedio de las capas de esta estructura, son menores a las del modelo de Jiménez (1973). Retomamos entonces la localización y profundidad inicial de la fuente y se calcularon sismogramas sintéticos utilizando ahora el modelo de velocidades Copilco-1+SSN. Los resultados se muestran en la figura 5 (línea azul). Se puede observar que las amplitudes simuladas están más cerca de las amplitudes observadas tanto para las ondas P como para las S en los tres componentes, comparado con las 2 simulaciones anteriores. Sin embargo, se observa que las fases P y S en las simulaciones llegan después que las observadas.

Si suponemos que el modelo de velocidades es correcto, se podría cambiar nuevamente la profundidad de la fuente para ajustar los tiempos de viaje de las ondas P y S. Se realizaron diversas simulaciones incrementando la profundidad cada 0.5 km. Los resultados mostraron que los tiempos de viaje de esas fases (P y S) se ajustan mejor para una fuente a 3.0 km de profundidad. Sin embargo, las amplitudes simuladas para las fases P y S fueron mayores a las observadas, principalmente para el componente transversal en todas las estaciones. Estas diferencias son demasiado grandes (entre 3 y 10 veces) e invalidan la explicación en términos de una profundidad de la fuente menor a la calculada por Huesca-Pérez (2008).

Finalmente, después de analizar las diferencias en las amplitudes y tiempos de llegada de las ondas P y S en las simulaciones previas, se modificó el modelo de velocidades del pozo Copilco-1. Se realizaron varias simulaciones con modelos en los se hicieron variar la profundidad y velocidades de las 2 capas más superficiales. Los resultados mostraron que al conservar los espesores de las capas y al aumentar las velocidades de las ondas P y S de la segunda capa a 3.9 km/s y 2.25 km/s, respectivamente (originalmente 3.2 km/s y 1.9 km/s), las amplitudes y tiempos de llegada mejoraron significativamente (figura 5, línea roja). La modificación de las velocidades en la segunda capa está basada en el rango de velocidades obtenido en los registros sísmicos de ese pozo (Pérez Cruz, 1988) para esa capa. El nuevo modelo (denominado Copilco-1B+SSN) sigue teniendo velocidades más bajas que las del modelo de Jiménez (1973), tal como es necesario para reproducir correctamente los tiempos de viaje de las ondas P y S, al menos en las 5 estaciones más cercanas a la fuente (CNPJ, CUIG, TEPE, MIXC, y CIRE). Con este modelo se obtuvieron tiempos de llegada de las ondas P y S similares a los observados. También, permite obtener amplitudes similares entre simulaciones y observaciones, excepto para las ondas P en las estaciones CNPJ, CUIG y TEPE. Estos resultados indican que el modelo Copilco-1B+SSN es válido únicamente cerca del epicentro del sismo de Tlalpan (2005), al menos entre 5 km al sureste (estación TEPE) y 12 km al norte (estación CIRE). 17 km al norte, en la estación MULU (no mostrada) no se obtiene acuerdo ni en los tiempos ni en las formas de onda de P y S entre simulaciones y observaciones. Hacia el sur, las estaciones CUNO (33 km), JIUT (46 km) y YAIG (49 km; figura 1) muestran grandes diferencias entre simulaciones y observaciones por lo que el modelo tampoco es válido. La presencia de la Sierra

Chichinautzin al sur de la fuente, probablemente afecta el campo de onda observado en esas estaciones. Además, no es posible restringir el modelo en la dirección este. Únicamente existe la estación PPIG, localizada a 63 km al sureste. Existen grandes diferencias entre observaciones y simulaciones para esa estación (figura 5). La estructura entre la fuente y PPIG, caracterizada por el borde norte de la Sierra Chichinautzin, así como la estructura de la Sierra Nevada debajo de la estación, probablemente afectan el campo de onda observado en PPIG. En la figura 6 se muestra la comparación entre los sismogramas sintéticos obtenidos con el modelo final, y los sismogramas observados para las 5 estaciones más cercanas (CNPJ, CUIG, TEPE, MIXC y CIRE), así como para PPIG y YAIG. También se muestra el mecanismo focal de ese evento. El acuerdo entre simulaciones y observaciones sugiere que el modelo determinado es válido en esa zona.

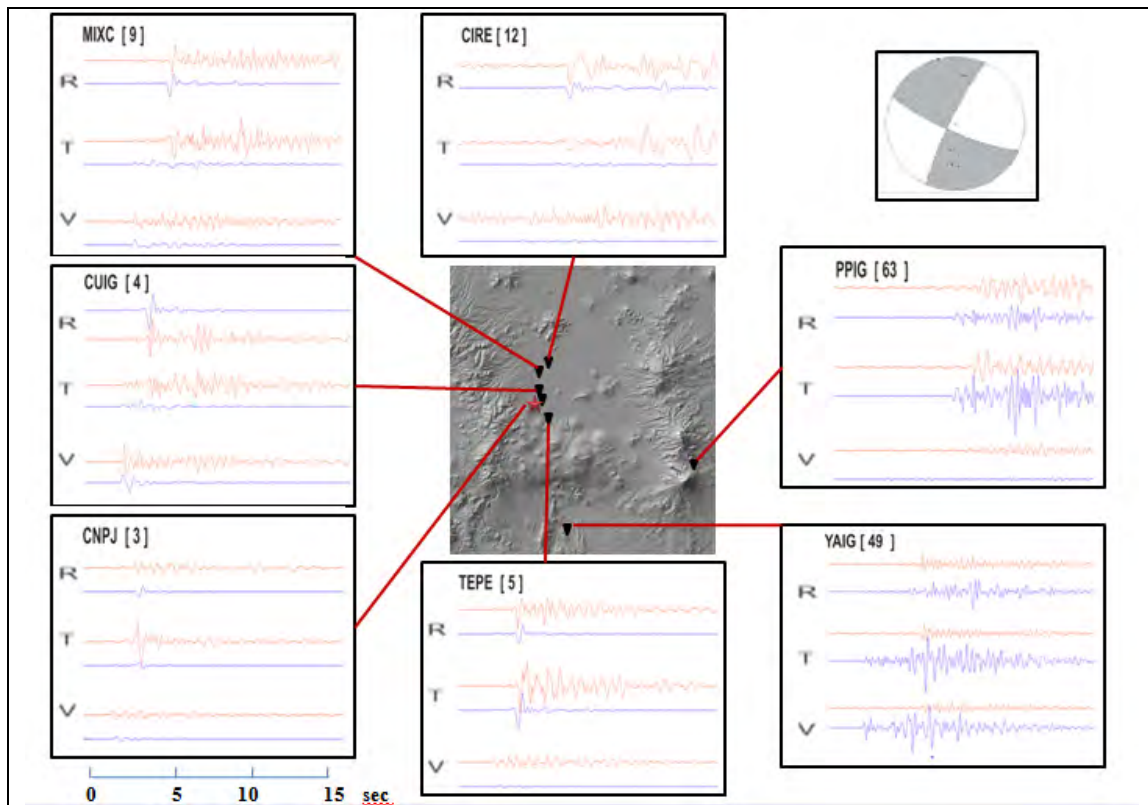


Figura 6. Comparación de los 3 componentes de los sismogramas observados (línea roja) del sismo de Tlalpan (2005) con los sintéticos (línea azul) que mostraron los mejores ajustes. Se muestran las 5 estaciones más cercanas al epicentro del sismo (CNPJ, CUIG, TEPE, MIXC, CIRE), en donde se obtuvieron los mejores ajustes, así como de 2 estaciones

alejadas (PPIG y YAIG) en donde los ajustes no fueron favorables (ver texto). Los números indican la distancia epicentral. También se muestra el mecanismo focal.

5.5.2. Sismo de Ajusco-Jalatlaco, 2007

El 30 de mayo de 2007 ocurrió un sismo en el pueblo de Jalatlaco, localizado al sur-oeste de la Ciudad de México. Las coordenadas epicentrales del evento son 19.22 N y 99.41 W (figura 1), y fue localizado a una profundidad de 5.1 km (Huesca-Pérez, 2008). En la tabla 1 se muestran sus parámetros focales.

Este evento se localizó con 14 estaciones, instaladas al este del epicentro. Desafortunadamente no hubo estaciones tan cercanas como en el caso del sismo de Tlalpan. La más cercana fue SZVM, de la red del Valle de México, 12 km al noreste del epicentro (Huesca Pérez, 2008). Varias estaciones de la red de MASE, al este del epicentro y distribuidas casi N-S, también registraron este evento, aunque no fueron usadas para la localización (Huesca Pérez, com. personal). Se obtuvieron registros de 12 estaciones de la red MASE distribuidas entre las latitudes 19 N y 19.8 N. Estas son: PTCU, TONI, TEPE, CIRE, MULU, ESTA, PTVM, COAC, TONN, TECA, SALU, SNLU. Sus distancias epicentrales van desde 26 km (para la estación PTCU en el límite sur) hasta 60 km (para la estación SNLU en el límite norte). Además, también se obtuvieron registros de la estación CUIG, de la red del Servicio Sismológico Nacional, así como de la estación MZVM, de la red del Valle de México. Estas 2 estaciones se encontraban distribuidas entre las estaciones de MASE, a 27 km y 19.5 km de la fuente, respectivamente.

Antes de presentar los resultados de las simulaciones, se describen algunos rasgos de los sismogramas observados. En la figura 7 se muestran los sismogramas observados de las 15 estaciones mencionadas anteriormente, con escala común para cada componente. Los registros han sido filtrados entre 0.3 y 2 Hz. Llama la atención que la amplitud de las ondas S en las estaciones SZVM (a 12 km de la fuente) y MZVM (a 19.5 km de la fuente) son

muy similares, a pesar de que la distancia epicentral de MZVM es 7.5 km mayor. Además, la amplitud en MZVM es mayor (hasta por un factor 5) que las de las otras estaciones localizadas al este de la fuente. Esto ocurre en los 3 componentes. Se puede ver que la estación SZVM se localiza en la Sierra de las Cruces, mientras que la estación MZVM al oriente, en la Sierra Chichinautzin. Ésta cerró el Valle de México por el lado sur durante el Cuaternario (hace 600 mil años), formando así la cuenca de México. Probablemente el material volcánico de esta sierra, más joven y menos consolidado (con velocidades menores) que las rocas de Sierra de las Cruces, sea el responsable de la amplificación de las ondas S en MZVM cuando pasan de la Sierra de las Cruces hacia la Sierra Chichinautzin. Desde luego, se requieren más observaciones para poder validar esta hipótesis.

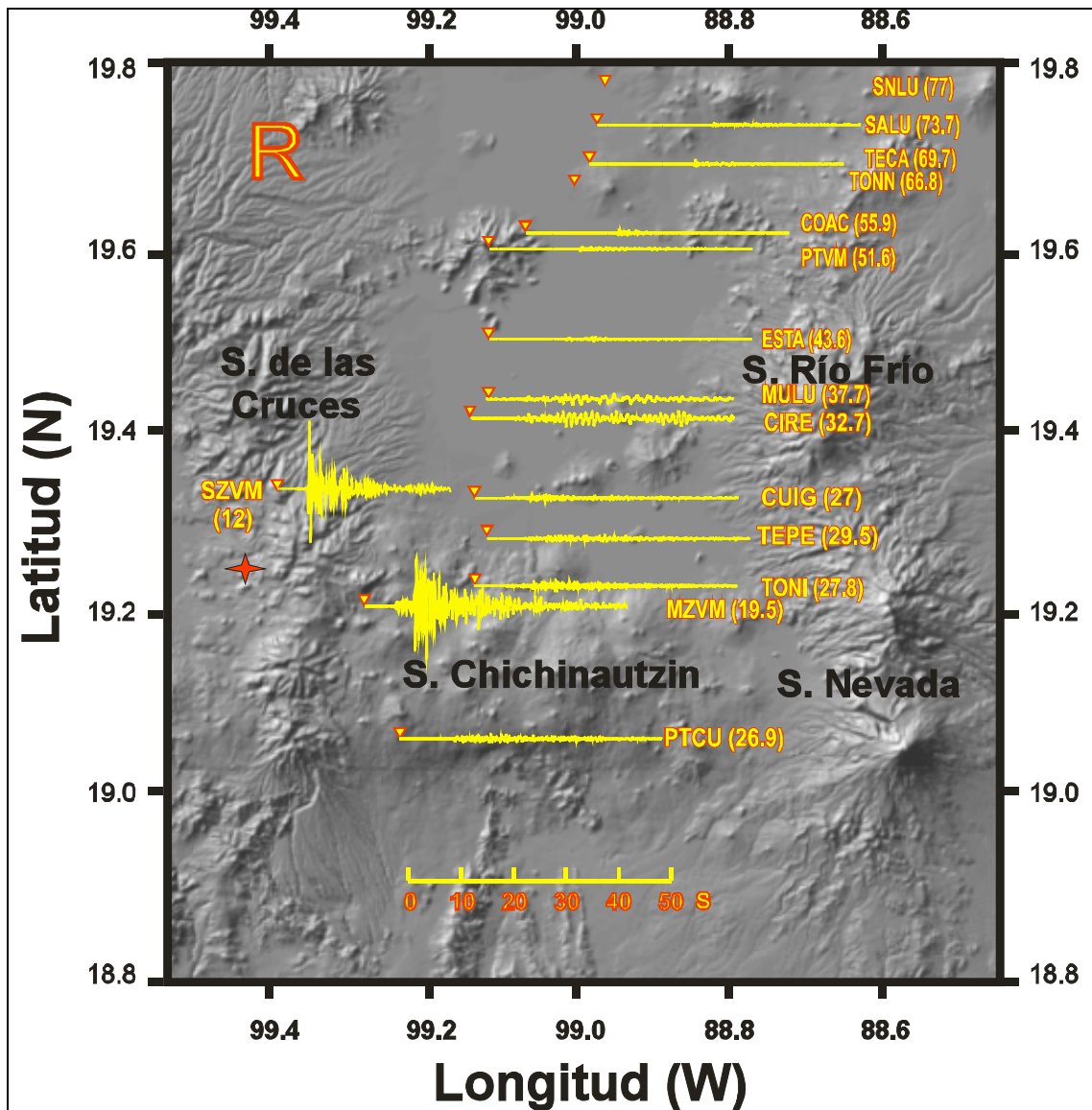


Figura 7. Sismogramas observados (componente radial) del temblor de Jalatlaco (2007). Los triángulos invertidos muestran la posición de las estaciones indicadas. Se indican las posiciones de las estaciones TONN y SNLU aunque solo se registraron los componentes transversal y vertical. Las distancias epicentrales se indican entre paréntesis. La estrella roja muestra el epicentro. La escala de tiempo se muestra en la parte inferior.

Por otro lado, se observa que los componentes horizontales en la estación CIRE (el componente vertical no registró) presentan trenes de onda de larga duración y grandes amplitudes. Dado que el periodo dominante del suelo en ese sitio está entre 1 y 1.5 s y que

el periodo dominante de las ondas S observadas es de 1 s (figura 8), entonces esos trenes de onda se deben al efecto de resonancia local.

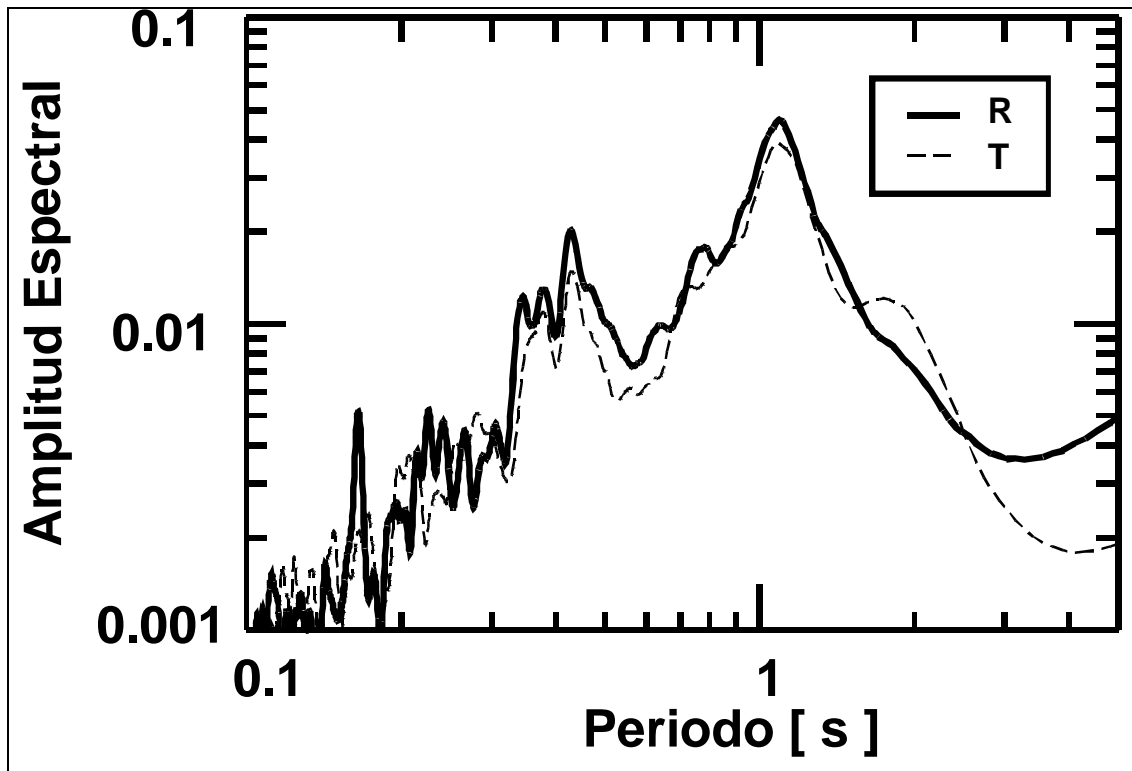
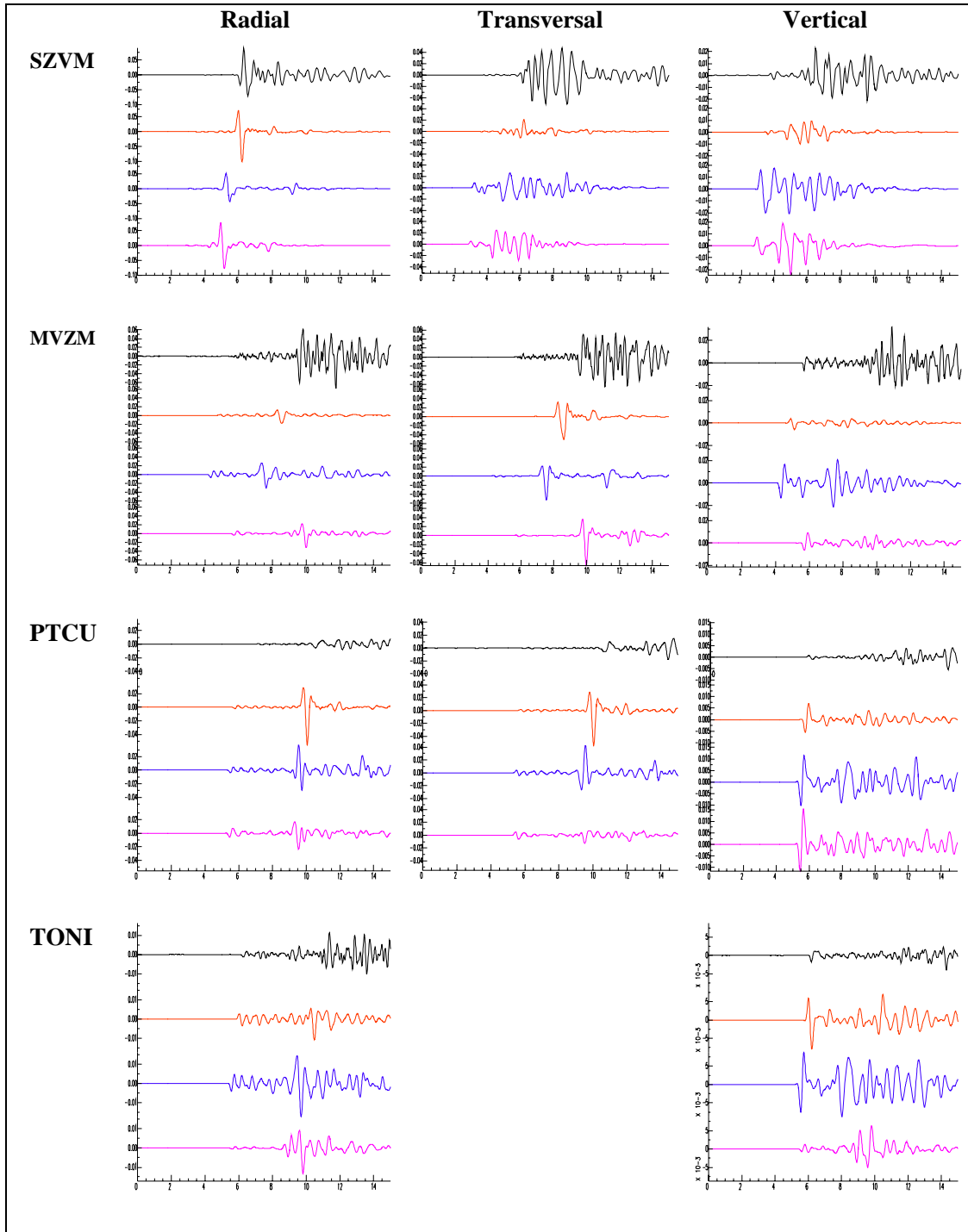


Figura 8. Espectros de Amplitud de Fourier de los componentes radial (R) y transversal (T) de ondas S de la estación CIRE. El periodo fundamental es 1.1 s.

A continuación se presentan los resultados de las simulaciones numéricas de este evento. Al igual que para el evento anterior, en la primera simulación se utilizó el modelo de Jiménez (1973). La localización de la fuente y el mecanismo focal son los obtenidos por Huesca-Pérez (2008). En la figura 9 se muestran los 3 componentes de los sismogramas observados (línea negra) y sintéticos (línea verde) solamente para las estaciones más cercanas al epicentro (SZVM, PTCU, MZVM, TONI, TEPE, CUIG, CIRE, MULU). En las estaciones más alejadas los sismogramas sintéticos no pudieron reproducir las observaciones. Probablemente la heterogeneidad de la estructura entre la fuente y las estaciones localizadas más al norte de la cuenca impide obtener un buen ajuste. En cuanto a los tiempos de

llegada, se puede ver que las diferencias S-P de los sismogramas sintéticos son menores a las de los sismogramas observados. Además la fase P simulada llega al menos 1 s antes que la fase P observada en todas las estaciones (lo mismo ocurre para las estaciones más alejadas que no se muestran en la figura). Esto significa que, si la localización es correcta, las velocidades deben ser menores. El modelo Copilco-1B+SSN, el cual permitió obtener mejores resultados para el sismo de Tlalpan 2005, cumple con esa condición debido a que tiene velocidades menores en las 2 capas más superficiales respecto al modelo de Jiménez. Más adelante se muestran los resultados de las simulaciones usando ese modelo. Por otro lado, si el modelo y la profundidad son correctos, entonces la fuente debe localizarse a una distancia epicentral mayor, es decir, hacia el oeste. De esta forma se mejorarían los tiempos S-P y de llegada de la fase P para la mayoría de las estaciones. Sin embargo, no se conoce el modelo de velocidades cerca de la fuente. Finalmente, si la profundidad es errónea, para mejorar los ajustes de los tiempos de P y S la fuente se tendría que colocar a mayor profundidad. En ambos casos se tendría que ver también como varían las amplitudes de los sismogramas sintéticos, y si se ajustan mejor con las amplitudes observadas.

Las amplitudes permiten hacer las siguientes observaciones. En los componentes radiales se obtuvieron estimaciones satisfactorias para las fases P y S en la mayoría de las estaciones. Únicamente en la estación MZVM se obtuvieron grandes discrepancias en la amplitud de la fase S, pues la amplitud simulada fue 1/3 de la amplitud observada. En los componentes transversales, las simulaciones reprodujeron únicamente las amplitudes de la estación MZVM y PTCU, mientras que para las otras, las amplitudes simuladas fueron hasta 5 veces mayores que las observadas. Las amplitudes simuladas para los componentes verticales son cercanas a las amplitudes observadas, especialmente para la estación SZVM. La amplitud de las ondas S simuladas en la estación MZVM fue mucho menor a la observada, por un factor 3.



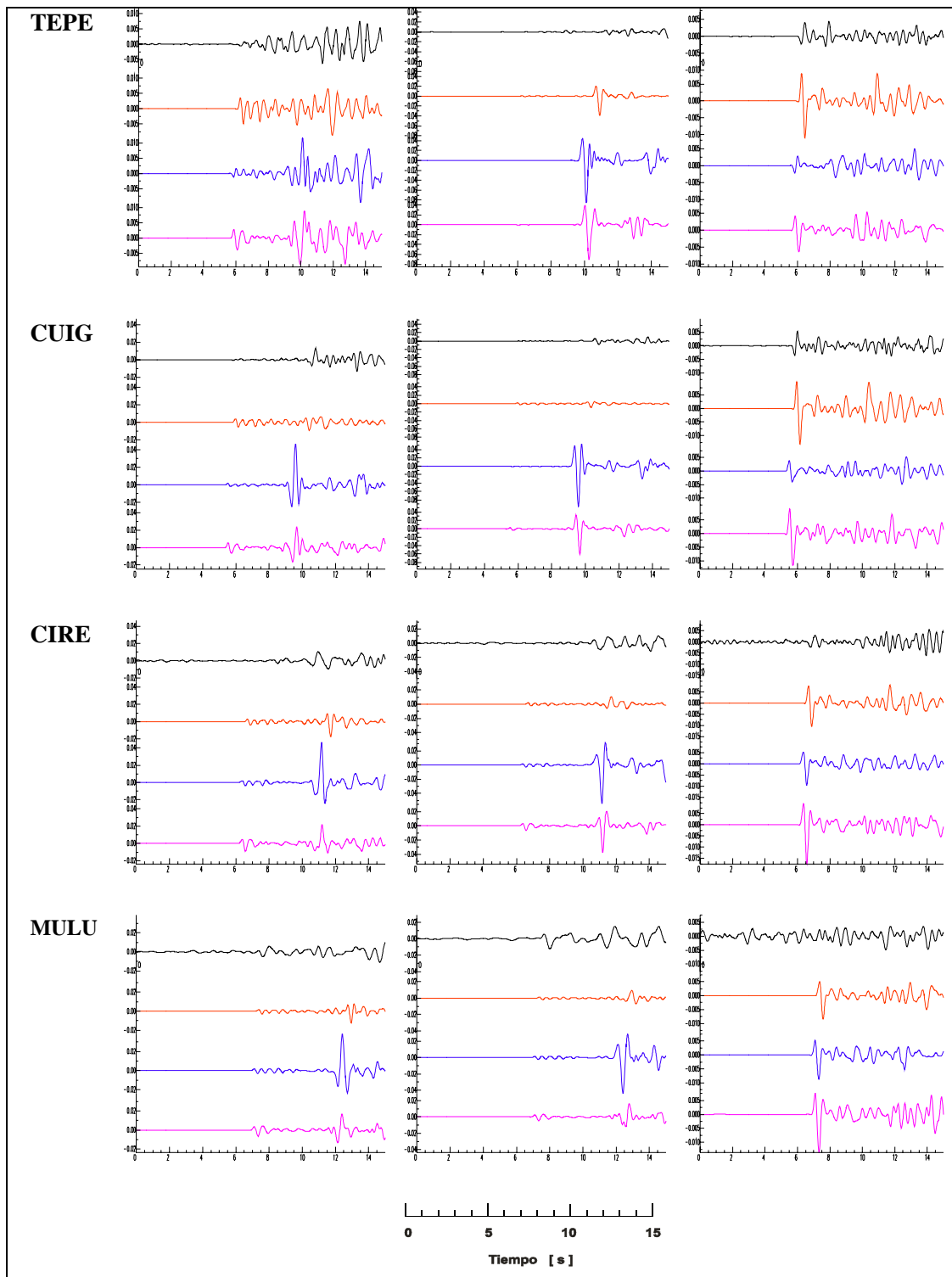


Figura 9. Comparación de los 3 componentes de sismogramas observados con sintéticos de las estaciones SZVM, MZVM, PTCU, TONI, TEPE, CUIG, CIRE y MULU. La línea negra corresponde a los sismogramas observados mientras que las líneas de colores a los

sismogramas sintéticos obtenidos en las diferentes simulaciones. (Ver el texto para la descripción de cada una).

Para reducir las diferencias de los tiempos de llegada entre las observaciones y simulaciones, es necesario cambiar el modelo y/o la posición de la fuente. Sin embargo, esto también cambiaría la amplitud de las fases simuladas. Debido a que no se tiene información de la estructura cerca de la estación MZVM (en donde se obtuvieron las mayores discrepancias), las siguientes simulaciones se enfocan a mejorar los ajustes para las estaciones SZVM y las más cercanas a CUIG (TEPE y CIRE) con base en las siguientes observaciones: 1) la estación SZVM es la más cercana al epicentro, por lo que el modelo que permita reproducir las observaciones de esta estación será representativo de esa zona, 2) como no hay información cerca de SZVM, el modelo Copilco-1B+SSN es una primera aproximación por ser el más cercano y por dar buenos resultados para el sismo de Tlalpan, y 3) la estructura compleja debida a la presencia de las Sierras de las Cruces y Chichinautzin dificulta que un modelo 1D pueda reproducir las observaciones en MZVM.

En la primera simulación se consideró el modelo Copilco-1B+SSN, el cual tiene velocidades menores en las 2 primeras capas respecto al modelo de Jiménez. Se conservó la posición hipocentral ($H=5.1$ km) y el mecanismo focal del evento. En la figura 9 se muestra la comparación entre simulaciones (línea violeta) y observaciones (línea negra). Se observe un mejor ajuste en los tiempos S-P con respecto a la simulación anterior. Sin embargo, los tiempos S-P son menores comparados con las observaciones. Respecto a las amplitudes, se obtuvieron buenos ajustes para las estaciones TEPE y TONI, mientras que para las estaciones SZVM y MZVM las amplitudes simuladas son la mitad de las observadas. Las amplitudes simuladas para el resto de las estaciones fueron mayores a las observadas por un factor 2. Para el componente transversal, a excepción de las estaciones SZVM y MZVM, las amplitudes simuladas fueron hasta 3 veces mayores que las observadas. El componente vertical muestra buenos ajustes en general.

Debido a que los tiempos S-P de los sismogramas sintéticos siguen siendo menores a los observados, y a que en varias de las estaciones se obtienen amplitudes mayores a las

observadas (debido a las velocidades menores de las 2 capas superiores), se podrían intentar 2 alternativas para mejorar los ajustes. Una de ellas es modificar únicamente el modelo de velocidades. Otra alternativa más razonable es seguir utilizando el modelo obtenido en la simulación del sismo de Tlalpan y colocar la fuente a mayor profundidad y alejarla hacia el oeste. Esto es razonable debido a que la mayoría de las estaciones usadas para localizar el evento se encuentran hacia el este, por lo que la localización podría no estar bien restringida. Se consideraron fuentes a 7, 9, 11 y 13 km de profundidad (H) y a 2, 4 y 6 km hacia el oeste respecto a la posición original del epicentro. Los sismogramas sintéticos de la fuente colocada en H=9 km y alejándola 4 km hacia el oeste presentaron los mejores ajustes en los tiempos S-P y de llegada de ondas P para las estaciones SZVM, CUIG, TEPE, TONI y CIRE (figura 9, línea azul). En el caso de las estaciones MZVM y PTCU las ondas P simuladas llegan antes que las observadas y los tiempos S-P son menores. Probablemente esto se debe a que las ondas viajan parte de su trayecto por la Sierra Chichinautzin, la cual podría tener velocidades menores a las de las capas superiores del modelo utilizado en la simulación (Copilco-1B+SSN).

En ninguna de las simulaciones se pudo reproducir el tren de ondas S de los componentes transversal y vertical de la estación SZVM. Probablemente el registro en esta estación está afectado por la heterogeneidad de la Sierra de las Cruces entre la fuente y la estación, el cual no puede reproducirse con el modelo 1D usado. Tampoco se pudieron reproducir las grandes amplitudes de las ondas S observadas en los 3 componentes de la estación MZVM. Solo se obtuvo un pulso de amplitud similar al observado para el componente transversal. Probablemente la estructura de la Sierra Chichinautzin (en donde se encuentra esta estación) amplifica las ondas registradas en esa estación. Sería recomendable realizar estudios para determinar las velocidades y espesor de la Sierra Chichinautzin. Esto sería de gran importancia para estudios de riesgo sísmico y para mejorar en la construcción de un modelo de la cuenca.

5.5.3. Sismo de Chalco-Tenango del Aire, 2003

Este evento ocurrió el 26 de noviembre de 2003 al sureste de la Ciudad de México, en el pueblo de Tenango del Aire. Esta región es relativamente activa y han ocurrido al menos otros 8 eventos (Huesca-Pérez, 2008) con profundidades y mecanismos focales similares. Las magnitudes M_c de todos los eventos se encuentran entre 2.7 y 3.5. El evento simulado en este estudio tuvo una magnitud $M_c=2.9$ y fue localizado con 22 estaciones. Se localizó en la Sierra Chichinautzin, en las coordenadas 98.938 W, 19.177 N (figura 1) a una profundidad de 5.7 km (Huesca-Pérez, 2008). Sus parámetros focales se muestran en la tabla 1.

No fue posible determinar el momento sísmico de ninguno los 9 eventos estudiados en esta región (Huesca-Pérez, 2008). Por ello, no es posible comparar directamente las amplitudes simuladas con las observadas. Sin embargo, sí pueden simularse las formas de onda y tiempos de llegada de las fases P y S (o tiempos S-P), lo que permite validar el modelo de velocidades. Se eligió simular el evento del 26 de noviembre porque fue registrado por 2 estaciones cercanas al epicentro, MI02 y MI01, localizadas a 4 km al norte y 5 km al oeste de la fuente, respectivamente (Huesca-Pérez, 2008). Otra estación cercana que registró el evento es CIVM, ubicada a 9 km al suroeste de la fuente (acimut de 205°). Las estaciones MI01 y MI02 se encuentran en el límite norte de la Sierra Chichinautzin, mientras que la estación CIVM en la parte central de esa sierra.

Antes de presentar los resultados de las simulaciones, conviene resaltar un rasgo de los registros observados en las estaciones MI01, MI02 y CIVM. Las ondas P llegan aproximadamente al mismo tiempo en estas tres estaciones (figura 10). Sin embargo, el tiempo S-P en CIVM es de 2.5 s, diferente del correspondiente en MI01 (2 s) y en MI02 (2.21 s). Si suponemos que la velocidad de ondas P es la misma en las 3 direcciones entre epicentro y esas estaciones, las 3 estaciones se encuentran a la misma distancia epicentral, y la localización de Huesca-Pérez (2008) está equivocada. Si las distancias epicentrales son similares, la importante diferencia en el tiempo S-P entre la estación CIVM respecto a MI01 y MI02 no puede explicarse sino por una relación de Poisson mayor a 0,25 en el

trayecto epicentro-CIVM, entre Tenango del Aire y el centro de la Sierra Chichinautzin. En las zonas volcánicas con actividad relativamente reciente se espera efectivamente un coeficiente de Poisson mayor a 0.25 (Carpenter y Cash, 1988).. Una velocidad menor de ondas S en la Sierra Chichinautzin concuerda con las observaciones hechas en el análisis del sismo Jalatlaco (2007) en las estaciones MZVM y PTCU.

Para este evento, el pozo más cercano es Tulyehualco-1, y se localiza aproximadamente a 15 km al noroeste. Como no hay información de la estructura obtenida de otros estudios, se realizaron simulaciones con los modelos de Jiménez (1973) y Tulyehualco-1+SSN.

Es claro que en un modelo unidimensional el tiempo S-P es independiente del azimuth epicentro-estación, por lo que no es posible modelar esa diferencia entre la estación CIVM y las estaciones MI01 y MI02. En las simulaciones, se favoreció el ajuste del tiempo S-P en las estaciones MI01 y MI02.

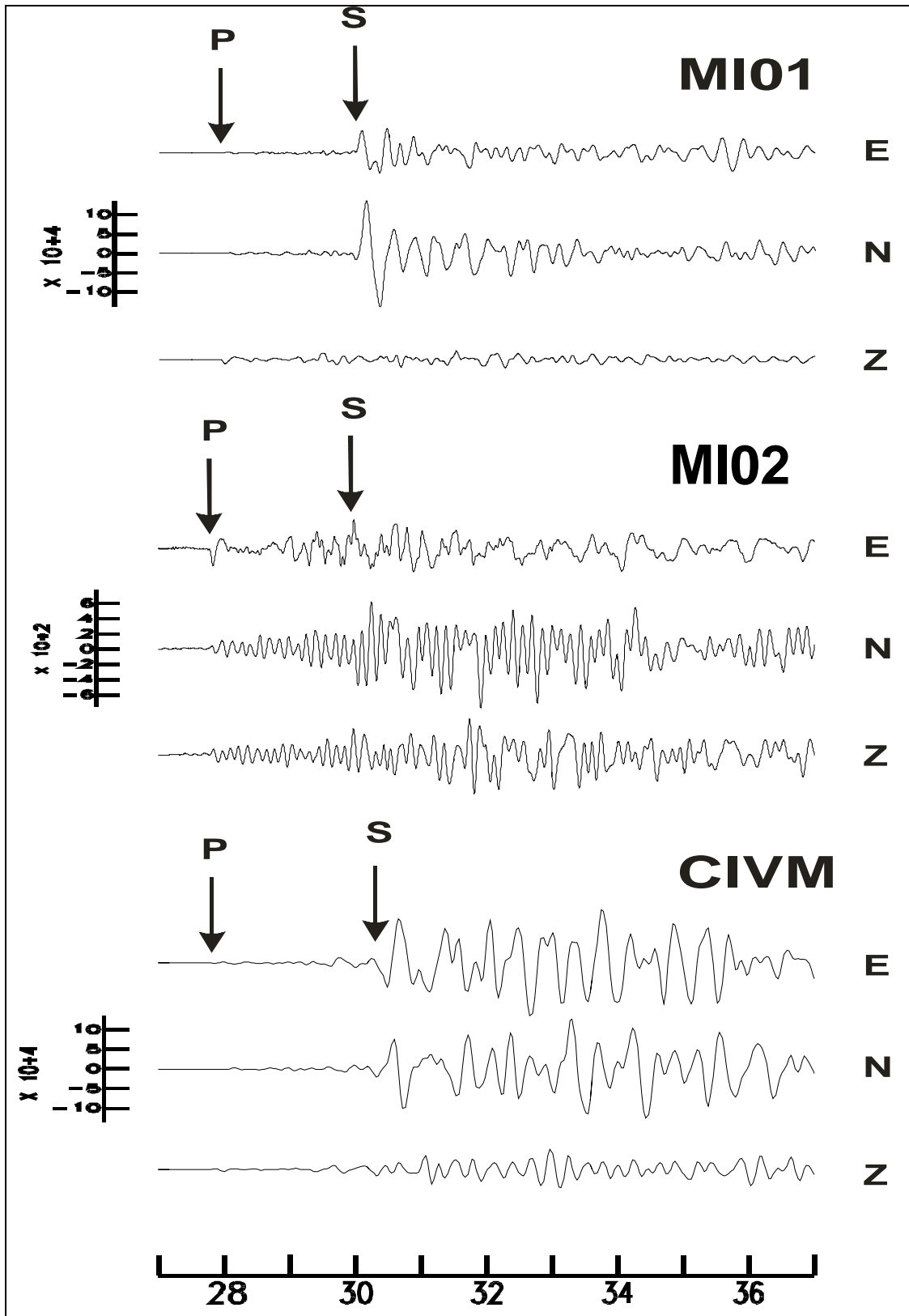


Figura 10. Sismogramas observados del sismo de Chalco-Tenango del Aire (2003) en las estaciones MI01, MI02 y CIRE. Las flechas indican las ondas P y S.

Para simular este evento no se utilizó la localización epicentral de Huesca-Pérez (2008), pues no es equidistante a las tres estaciones más cercanas, en las cuales las ondas P llegan simultáneamente. Por ello, se colocó la fuente puntual al sureste (1 km al este y 3 km al sur) de la fuente original, en la que la distancia epicentral para las 3 estaciones es de 7.3 km. Se simuló el evento con la fuente en ese sitio, los parámetros del mecanismo focal propuesto por Huesca-Pérez (2008), y el modelo de Jiménez (1973). En la figura 11 se muestran las simulaciones (línea verde) y observaciones (línea negra) para las 3 estaciones. Se obtuvieron tiempos S-P de 1.5 s, 0.6 s menores que los observados. Además, las formas de onda simuladas son distintas a las observadas en los 3 componentes. Posteriormente, se cambió el modelo de velocidades, utilizando ahora el modelo Tulyehualco-1+SSN. Se observa (figura 11, línea violeta) que los tiempos S-P son similares (1.5 s) a los obtenidos con el modelo de Jiménez (1973), menores a los observados. Si dejamos fija la localización del epicentro, existen dos posibilidades para aumentar los tiempos S-P en los sismogramas sintéticos. Si la profundidad es correcta, entonces las velocidades deben ser menores y/o los espesores mayores. La otra posibilidad es aumentar la profundidad del evento. Se realizaron otras simulaciones considerando ambas posibilidades, siempre con el modelo de velocidades Tulyehualco-1+SSN. Consideremos primero variaciones en la profundidad de la fuente. Se consideraron fuentes a 8, 10, 12 y 14 km de profundidad y el modelo Tulyehualco-1+SSN. Los resultados mostraron buen ajuste en los tiempos S-P y en los tiempos de llegada de P en las estaciones MI01 y MI02 con la fuente a 14 km de profundidad (figura 11, línea azul). Sin embargo, esta profundidad parece poco probable dado que la mayoría de los eventos de la cuenca se encuentran a profundidades menores a 10 km. Veamos los resultados de la segunda opción, modificar el modelo de velocidades. Se conservaron las velocidades de las capas y sólo se modificaron los espesores de las 3 capas sobre las calizas. Se tomó en cuenta que la profundidad de las calizas aumenta del pozo Mixhuca-1 al pozo Tulyehualco-1, de 1.5 a 2.1 km en la dirección sureste. Los espesores de las tres capas fueron aumentados simultáneamente en 25%, 50%, 75% y 100%

de su espesor original. El mecanismo focal y la profundidad original ($H=5.7$ km) se conservaron. Los resultados mostraron que al aumentar los espesores de las 3 capas en 25%, con el basamento de calizas a 2.6 km de profundidad (modelo Tulyehualco-1B+SSN) se obtuvo el mejor ajuste en los tiempos S-P en las estaciones MI01 y MI02 y de llegada de ondas P en las estaciones CIVM, MI01 y MI02 (figura 11, línea roja). Sin embargo se observan diferencias significativas en los trenes de onda. Claramente, el modelo de velocidades final está aun alejado de la realidad. Es probable que la heterogeneidad introducida por la presencia de la Sierra Chichinautzin haga imposible simular el movimiento sísmico con un modelo unidimensional.

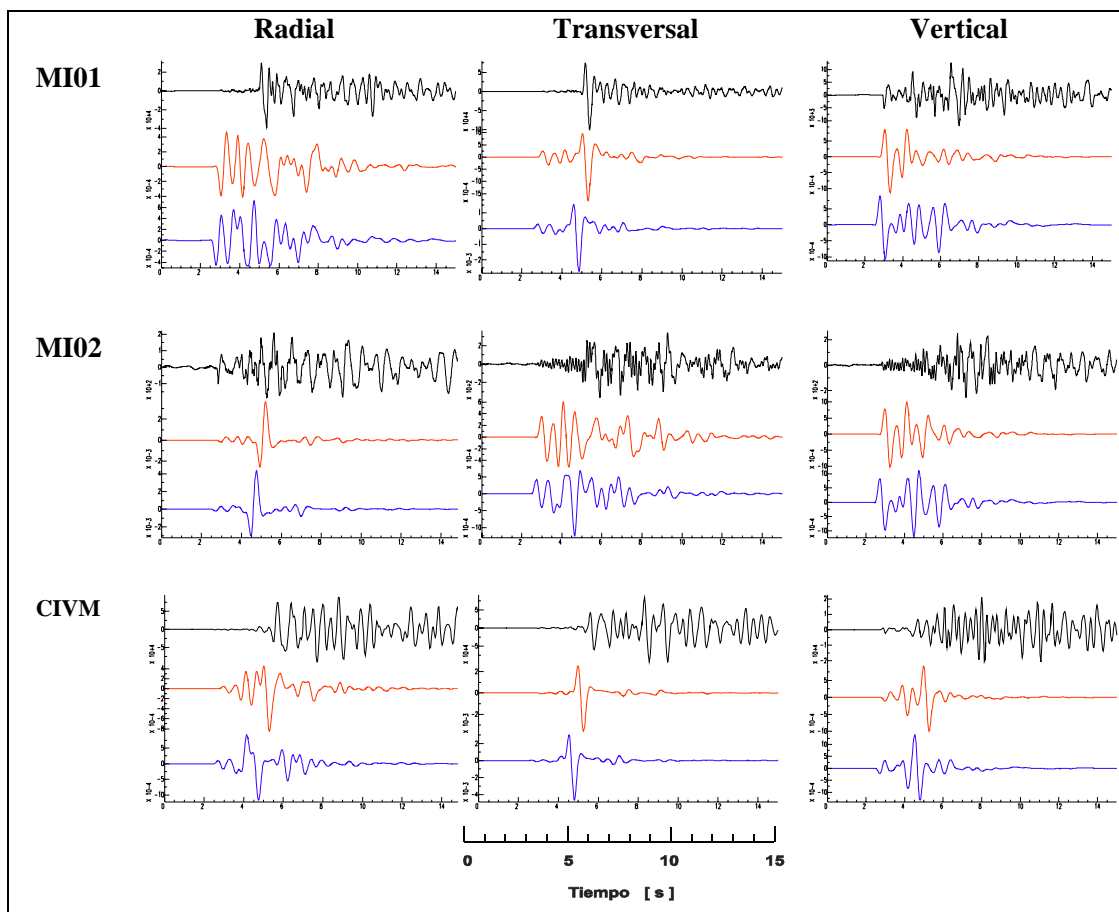


Figura 11. Comparación de los 3 componentes de sismogramas observados con sintéticos de las estaciones MMI01, MI02 y CIRE. La línea negra corresponde a los sismogramas observados mientras que las líneas de otros colores corresponden a los sismogramas

sintéticos obtenidos en las diferentes simulaciones. (Ver el texto para la descripción de cada una).

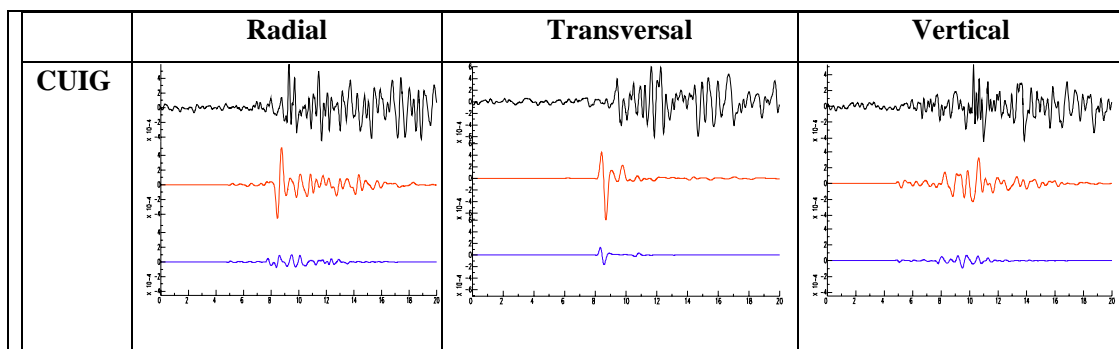
5.5.4. Sismo de Ixtapaluca, 2004

El evento de Ixtapaluca ocurrió el 8 de octubre de 2004 al este de la Ciudad de México (figura 1), tuvo una magnitud $M_c=2.5$ y fue localizada con 10 estaciones. Sus coordenadas son 98.942 W, 19.335 N (figura 1, Sierra Santa Catarina), y se localizó a 11.7 km de profundidad (Huesca-Pérez, 2008). No cuenta con estimación de momento sísmico. Los parámetros focales se muestran en la tabla 1. No se cuenta con una estimación del mecanismo para este evento y Huesca-Pérez (2008) propuso un mecanismo focal compuesto incluyendo lecturas de polaridades de otro evento cercano localizado a una profundidad de 33 km. Ello introduce una incertidumbre adicional.

Las estaciones más cercanas son CUIG e IIZ, localizadas a 25 km al oeste (rumbo= 274°) y 30 km al suroeste de la fuente (rumbo= 230°), respectivamente. Dado que no se conocen los parámetros instrumentales de las estaciones de SISMEX (las cuales sólo registran el movimiento vertical), en el registro de IIZ no se pudieron corregir las amplitudes por respuesta instrumental. Además, el registro se encuentra saturado e impide identificar la llegada de la onda S. Por ello, únicamente se compara el tiempo S-P de CUIG y los tiempos de viaje de P de ambas estaciones. Por otro lado, existen otros dos problemas para este evento. No se tiene información de la estructura cerca de la fuente, y las estaciones se encuentran a distancias epicentrales mayores a 20 km. Es probable que la estructura de la cuenca cambie lateralmente a esa escala. Se realizaron simulaciones considerando los modelos de Jiménez (1973) y Texcoco-1+SSN. Se consideraron los parámetros focales de Huesca-Pérez (2008) en ambas simulaciones. En la figura 12 se comparan las observaciones (línea negra) con las simulaciones utilizando el modelo de Jiménez (línea azul), y Texcoco-1+SSN (línea roja). Los sismogramas sintéticos de CUIG e IIZ obtenidos con los 2 modelos presentan tiempos de viaje de P menores a los observados. Lo mismo

ocurre para el tiempo S-P de CUIG. Las diferencias observadas en los tiempos de viaje de la onda P, pueden deberse a errores en la determinación del tiempo de origen del sismo, y podrían modificarse para obtener un mejor ajuste con las simulaciones. Sin embargo, el tiempo S-P no depende del error de localización de la fuente, por lo que estas simulaciones se enfocaron más en reproducir este tiempo para CUIG por ser la más cercana y por contar con sus 3 componentes. El tiempo observado S-P de CUIG es de 3.6 s. Sin embargo, se obtuvieron tiempos de 2.8 y 3.3 s con los modelos de Jiménez y Texcoco-1+SSN, respectivamente. Esto indica que a pesar de la diferencia en el tiempo, con el modelo Texcoco-1+SSN se obtiene un mejor ajuste. Además, las formas de onda obtenidas con este modelo se parecen más a las observadas. Como no se cuenta con una estimación del momento sísmico para este evento, para ajustar las amplitudes de CUIG se propuso un momento sísmico de 1.0×10^{19} dina-cm ($M_w \sim 2.5$) para las 2 simulaciones. Claramente se obtuvieron mejores resultados para CUIG considerando una vez más el modelo Texcoco-1+SSN. En los registros horizontales se obtuvieron los mejores ajustes en cuanto a la forma de onda y amplitud la fase S.

Desafortunadamente no se tienen registros de estaciones más cercanas que permitan restringir el modelo de velocidades cerca del epicentro. La diferencia en el tiempo S-P que aun se observa, podría disminuirse si se modifica la posición hipocentral o el modelo de velocidades. A pesar de que el hipocentro se localizó con 10 estaciones, no hubo estaciones cercanas a la fuente. La mala localización y la falta de un modelo apropiado de velocidades impidió mejorar las simulaciones.



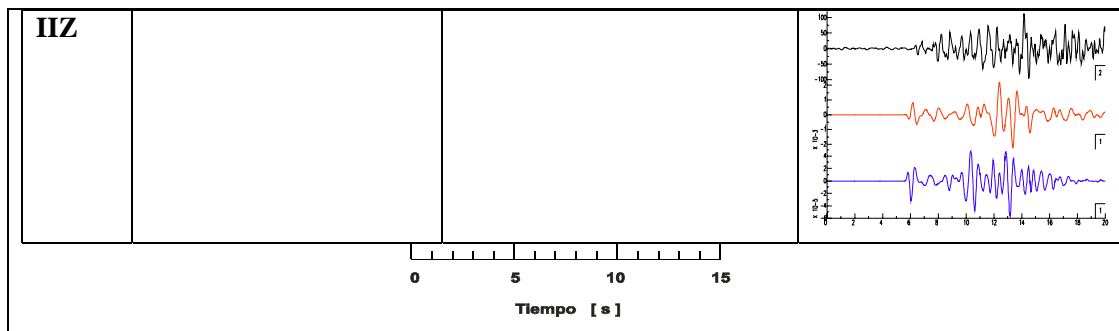


Figura 12. Comparación de los 3 componentes de sismogramas observados con sintéticos de la estación CUIG y del componente vertical de la estación IIZ. La línea negra corresponde a los sismogramas observados mientras que las líneas de otros colores corresponden a los sismogramas sintéticos obtenidos en 2 simulaciones diferentes (Ver el texto).

5.6. Conclusiones

En este capítulo se simularon 4 sismos locales de la cuenca de México para determinar la estructura de velocidades alrededor de cada epicentro. Estos sismos fueron: Tlalpan (2005), Ajusco-Jalatlaco (2007), Tenango del Aire (2003) e Ixtapaluca (2004). El método utilizado para realizar las simulaciones fue el de diferencias finitas tridimensionales en un esquema esfuerzo-velocidad de cuarto orden en espacio y segundo orden en tiempo. Para la simulación de cada sismo se utilizó un modelo de capas planas considerando las estructuras obtenidas de los pozos perforados por PEMEX (SHCP, 1988) y del proyecto Texcoco (Carrillo, 1965). Estas fueron sobrepuestas al modelo utilizado actualmente por el SSN para localizar sismos locales (Jiménez, 1973). Se observó que las simulaciones obtenidas con los modelos iniciales presentaron diferencias con las observaciones. Por tal motivo, se modificaron las velocidades y espesores de los modelos iniciales, así como la localización hipocentral de los eventos buscando mejorar el acuerdo entre sismogramas observados y sintéticos. Los mejores resultados de las simulaciones se obtuvieron para las estaciones más cercanas de los eventos de Tlalpan (2005) y Ajusco-Jalatlaco (2007). En el caso de los sismos de Tenango del Aire (2003) e Ixtapaluca (2004) los resultados no fueron buenos debido a que no se contaba con información que pudiera ayudar a proponer una estructura de velocidades inicial para las simulaciones. Además, no hubo suficientes

estaciones cercanas que permitieran obtener determinar localizaciones precisas. Para las estaciones más alejadas, es probable que las heterogeneidades laterales de la estructura de la cuenca hayan impedido obtener buenos acuerdos entre simulaciones y observaciones.

La sismicidad que se presenta al este-sureste de la cuenca de México (Chalco, Chimalhuacán, Ixtapaluca, Milpa Alta, Nezahualcóyotl y Texcoco; Huesca-Pérez, 2008) sugiere que es necesario realizar varios estudios para determinar la estructura de velocidades en esas zonas. Con esas estructuras, y con la ayuda de simulaciones numéricas, podría obtenerse información valiosa sobre la respuesta de la cuenca ante sismos locales que ocurran en el futuro.

Los resultados de este trabajo pueden servir para proponer un modelo 3D que resulte de la interpolación de los modelos 1D obtenidos de las simulaciones de sismos locales. Se espera que el modelo 3D que resulte permita mejorar el acuerdo entre sintéticos y observaciones para las estaciones más alejadas de cada epicentro. Ese modelo podría ser mejorado progresivamente con la incorporación de resultados de otros estudios, y ayudaría al entendimiento de la respuesta sísmica del Valle de México debido a sismos regionales ocurridos en la costa del Pacífico Mexicano.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES GENERALES

Cada vez que ocurre un temblor de gran magnitud ($M > 6$), el peligro sísmico es alto para las ciudades localizadas en cuencas sedimentarias cercanas a la zona epicentral. Los sismos de Michoacán, México de 1985 y de Kobe, Japón de 1995, entre otros, son ejemplos de lo que podría volver a pasar en las ciudades de México y Kobe ante la ocurrencia de un gran terremoto. Por eso, es importante conocer la respuesta sísmica de las cuencas sedimentarias, pues si conocemos el movimiento sísmico esperado para sismos futuros, es posible tomar medidas para disminuir los daños. Para este fin, es importante estudiar los registros sísmicos de sismos pasados y usar técnicas de simulación numérica para entender las características del movimiento sísmico observado.

En esta tesis doctoral se utilizaron los métodos numéricos pseudo-espectral y de diferencias finitas para 1) obtener los periodos dominantes del suelo de la cuenca de Kanto, 2) explicar las diferencias en la atenuación del movimiento sísmico en direcciones paralela y perpendicular a la costa de México y 3) simular sismos locales de la cuenca de México.

En el primer capítulo se presentaron los fundamentos básicos de los métodos pseudo-espectral y de diferencias finitas. Además, se reseñaron algunos resultados obtenidos con la ayuda de estos métodos para estudiar el campo de onda de varios sismos en diferentes partes del mundo.

En el segundo capítulo se presentó un estudio de periodos dominantes de la Cuenca de Kanto por medio de cocientes espectrales H/V de registros de movimiento fuerte. Se consideraron 4 sismos con magnitudes $M_j > 6$ ocurridos en diferentes partes de Japón, registrados en la cuenca de Kanto. Estos eventos tuvieron diferentes duraciones de la función temporal de la fuente (FTF) y profundidades. Se encontró que sus funciones de transferencia presentan su máximo en el mismo periodo para cada sitio,

independientemente de la localización, profundidad y duración de la FTF. En general, los periodos dominantes en la cuenca de Kanto se encuentran entre 3 y 12 s. La distribución de estos periodos se correlaciona con la profundidad del basamento. Para estudiar la influencia en los cocientes espectrales H/V de la localización, profundidad y duración de las FTF de los sismos considerados, se realizaron simulaciones numéricas 2D con el método de diferencias finitas P-SV de 4° orden con mallas alternadas. Los resultados de las simulaciones mostraron que el periodo dominante en un punto no depende de la localización epicentral, ni de la profundidad de la fuente ni de la duración de la FTF. Esto confirmó las observaciones.

En el tercer capítulo se consideraron dos problemas relacionados con la atenuación del movimiento sísmico generado en la zona de subducción del Pacífico Mexicano. En primer lugar, se compararon las relaciones de atenuación sísmica entre dos modelos 2D de la estructura cortical perpendicular a la zona de subducción. El objetivo fue explicar las diferencias observadas en la atenuación entre Colima (sección norte) y Guerrero (sección sur). Con base en simulaciones numéricas 2D (método pseudo-espectral), se determinó que la geometría de la subducción no afecta significativamente la atenuación entre Colima y Guerrero. Las diferencias en la atenuación se deben a la presencia del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), representado en los modelos por una capa delgada de baja velocidad. Los resultados calculados para la sección norte (modelo en Colima) muestran que para distancias epicentrales mayores a 100 km, las simulaciones predicen una amplificación de la velocidad pico por un factor 3. Este resultado concuerda con las observaciones presentadas en Tejeda-Jácome y Chávez-García (2007). En el perfil de Guerrero también se encuentra el CVTM, aunque aparece a distancias mayores a 220 km de la costa. Cuando las ondas sísmicas simuladas para sismos de subducción alcanzan el CVTM, también son amplificadas significativamente. Esta amplificación regional en el centro del país fue estudiada por Ordaz y Singh (1996). Los resultados de las simulaciones confirman las observaciones de Cárdenas et al. (1997) y Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003). La superposición de la amplificación regional con la amplificación local (Kawase and Aki, 1989; Chávez-García and Bard, 1994; Chávez-García et al. 1994) provocó el gran daño observado en la Ciudad de México en 1985, como fue demostrado por Furumura y

Kennet (1998) y Chávez-García y Salazar (2002). En el capítulo tres también se estudiaron las diferencias entre la atenuación del movimiento sísmico para trayectorias paralela y perpendicular a la costa. Se consideraron dos modelos; uno perpendicular a la costa (en Guerrero), y otro paralelo a la costa. En esos modelos no se incluyó la topografía, el CVTM, ni la atenuación anelástica. Los resultados de las simulaciones mostraron diferencias significativas en la atenuación del movimiento sísmico para trayectorias paralela y perpendicular a la costa del Pacífico Mexicano. Esto indica que no es conveniente incluir datos de aceleración registrados en trayectorias distintas respecto a la zona de subducción para generar modelos empíricos del movimiento sísmico.

Finalmente, en el capítulo cuatro se simularon 4 sismos locales de la cuenca de México (Tlalpan, 2005; Ajusco-Jalatlaco, 2007; Tenango del Aire, 2003 e Ixtapaluca, 2004). El objetivo fue determinar la estructura de velocidades alrededor de cada epicentro, las cuales podrían usarse para construir un modelo tridimensional de la parte central de la cuenca de México a partir de su interpolación. El método utilizado para realizar las simulaciones fue el de diferencias finitas en tres dimensiones en un esquema esfuerzo-velocidad de cuarto orden en espacio y segundo orden en tiempo. Para la simulación de cada sismo se utilizó un modelo de capas planas considerando las estructuras obtenidas de los pozos perforados por PEMEX (Pérez Cruz, 1988) y del proyecto Texcoco (SHCP, 1969). Estas fueron sobrepuestas al modelo utilizado actualmente por el SSN para localizar sismos locales (Jiménez, 1973). Se observó que las simulaciones obtenidas con los modelos iniciales presentaron diferencias con las observaciones. Por tal motivo, se modificaron las velocidades y espesores de los modelos iniciales, así como la localización hipocentral de los eventos buscando mejorar el acuerdo entre sismogramas observados y sintéticos. Los mejores resultados de las simulaciones se obtuvieron para las estaciones más cercanas de los eventos de Tlalpan (2005) y Ajusco-Jalatlaco (2007). En el caso de los sismos de Tenango del Aire (2003) e Ixtapaluca (2004) los resultados no fueron buenos. Es probable que para las estaciones más alejadas, las heterogeneidades laterales de la estructura de la cuenca hayan impedido obtener buenos acuerdos entre simulaciones y observaciones. La sismicidad que se presenta al este-sureste de la cuenca de México (Chalco, Chimalhuacán, Ixtapaluca, Milpa Alta, Nezahualcóyotl y Texcoco; Huesca-Pérez, 2008) sugiere que es

necesario instalar más estaciones en esas zonas. Esto mejoraría las localizaciones y se podrían simular los registros para encontrar estructuras de velocidades que permitan ajustar las observaciones. Las estructuras encontradas ayudarían a modelar la respuesta sísmica de la cuenca.

Los modelos obtenidos en este trabajo pueden servir como punto de partida para proponer un modelo 3D de la cuenca. Se espera que un modelo 3D permita mejorar el acuerdo entre sintéticos y observaciones para las estaciones más alejadas de cada epicentro. Ese modelo podría ser mejorado progresivamente con la incorporación de resultados de otros estudios, y ayudaría al entendimiento de la respuesta sísmica del Valle de México debido a sismos regionales.

REFERENCIAS

Alesina, D., R.L. Woodward and R.K. Sneider (1996). Shear wave velocity structure in North America from large-scale waveform inversions of surface waves. *J. Geophys. Res.* **101**, 15,969-15,986.

Bandy, W., C. Mortera-Gutierrez, J. Urrutí-Fukugauchi, and T.W.C. Hilde (1995). The subduction Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?, *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3075-3078.

Bandy, W., Kostoglodov, A. Hurtado-Díz, and M. Mena (1999). Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity, *Geofis. Int.* **38**, 127-136.

Bard, P.-Y., Campillo, M., Chávez-García, F.J. and Sánchez-Sesma, F.J. (1988). A theoretical investigation of large and small-scale amplification effects in the Mexico City valley, *Earthquake Spectra*, **4**, 609--33.

Boore, D. M. (1970). Love waves in nonuniform waveguides: finite difference calculations, *J. Geophys. Res.* **75**, 1512-1527.

Campillo, M., Bard, P.Y., Nicollin, F. and Sánchez-Sesma, F. J. (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 -- The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan Earthquake and its interaction with the deep basin. *Earthquake Spectra*, **4**, 591--608.

Campillo, M. (1990). Propagation and attenuation characteristics of the crustal phase Lg, *Pure Appl. Geophys.* **132**, 1-9.

Cárdenas, M., F.J.Chávez-García, and A. Gusev (1997). Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda-length magnitude data and preliminary modeling, *J. Seismol.* **1**, 341-355.

Carpenter, P.J. and Cash, D.J. (1988). Poisson ratio in the Valles Caldera and Rio Grande rift of northern New Mexico. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 78, No. 5, pp. 1826-1829, October 1988

Cerjan, C., D. Kosloff, R. Kosloff, R, and M. Reshef. (1985). A non reflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, **50**, 705--708.

Clayton, R., P. M. Davis, and X. Pérez-Campos (2007). Seismic structure of the subducted Cocos plate. *EOS, Transactions, American Geophysical Union* 88 (23), Jt. Assem. Suppl. Abstract T32A-01.

Chávez-García, F. J. and Bard, P.-Y. (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **13**, 229-247.

Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de Septiembre de 1985: efectos de fuente trayecto y sitio, en E. Buforn, A. Udías y R. Madariaga (editores) *Mecanismo focal de los terremotos, Física de la Tierra* No. 6, Editorial Complutense, 157200.

Chávez-García, F. J. and Salazar, L. (2002). Strong motion in central Mexico: A model based on data analysis and simple modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 3087-3101.

DeMets, C. and S. Stein (1990). Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics of southwestern Mexico, *J. Geophys. Res.* **95**, 21,931-21,948.

Endo, E.T., S.D. Malone, L.L. Noson and C.S. Weaver (1981). Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*,1250: 93-107.

Furumura, T., and B.L.N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases- III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes. *Geophys. J. Int.*, **135**, 1060-1084.

Furumura, T. and Koketsu, K. (2000). Parallel 3-D simulation of ground motion for the 1995 Kobe earthquake: The component decomposition approach. *Pure Appl. Geophys.* **157**, 1921-1927.

Furumura T. and S.K. Singh (2002) Regional wave propagation from Mexican subduction zone earthquakes: The attenuation functions for interpolate and inslab events. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2110-2125.

Furumura, T. and Takenaka, H. (1996). 2.5-D modeling of elastic waves using the pseudospectral method, *Geophys. J. Int.* **124**, 820--832.

García D., S.K. Singh, M. Herráiz, M. Ordaz, and J.F. Pacheco (2005). Inslab earthquakes of central Mexico: peak ground-motion parameters and response spectra, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 2272-2282.

García Palomo, A. Zamorano, J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R. y Macías, J.L. (2008) . El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, pp 158-178.

Gomberg, J., and Masters, T.G., 1988a, Waveform modeling using locked-mode synthetic and differential seismograms--application to determination of the structure of Mexico: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 94, p. 193-218.

Gomberg, J., Priestley, K., Masters, T.G., and Brune, J., 1988b, The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 94, p. 1-20.

Graves, R. (1996). Simulating Seismic Wave Propagation in 3D Elastic Media Using Staggered-Grid Finite Differences. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1091-1106.

Herrmann, R.B. (1979) S-wave generation by dislocation source: a numerical study, *Bull. Seism. Soc. Am.* **69**, 1-15.

Huesca-Pérez, E. (2008) “Sismicidad y el campo de esfuerzos en la Cuenca de México” Tesis de Maestría. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

Kawase, H. and Aki, K. (1989). A study on the response of a soft soil basin for incident S, P, and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1361-82.

Kennett, B. L. N. (1985). On regional S. *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1077-1086. Kosloff, D. and Baysal, E. (1982). Forward modelling by a Fourier method, *Geophysics* **47**, 1402-1412.

Kosloff, D., M. Reshef, and D. Loewenthal (1984). Elastic wave calculation by the Fourier method, *Bull. Seism. Soc. Am.* **74**, 875-891.

Kostoglodov, V. and J.F. Pacheco (1999). Cien años de sismicidad en México, Instituto de Geofísica, UNAM.

Levander, A. (1988). Fourth-order finite difference P-SV seismograms. *Geophysics*, **53**, 1425-1436.

Madariaga, R. (1976). Dynamics of expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **66**, 639-666

Moczo, P. (1989). Finite difference technique for SH-waves in 2-D media using irregular grids – application to the seismic response problem. *Geophys. J. Int.*, **99**, 321-329.

Moczo, P., Kristek, J., Vavrycuk, V., Archuleta, R.J. and Halada, L. (2002). 3D Heterogeneous Staggered-Grid Finite-Difference Modeling of Seismic Motion with Volume Harmonic and Arithmetic Averaging of Elastic Moduli and Densities. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 3042-3066.

Molina-Garza, R. and Urrutia-Fucugauchi, J. (1994). Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data. *J. Geodynamics*, **17**, 181-201.

Núñez-Cornú F.J., G. Reyes-Dávila, M. Rutz, E. Trejo, M.A. Camarena, and C.A. Ramírez (2004). The 2003 Armería, Mexico earthquake (Mw=7.4): mainshock and early aftershocks, *Seism. Res. Lett.* **75**, 734-743.

Ohminato, T. and Chouet, B.A. (1997). A free surface boundary condition for including 3D topography in the finite difference method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **87**, 494-515.

Ordaz, M., J.M. Jara, and S.K. Singh (1989). Riesgo sísmico y espectros de diseño en el Estado de Guerrero, *Mem. VIII Congr. Nac. Ing. Sísmica*, Acapulco, D40-D56 (in Spanish).

Ordaz, M., and Singh, S. K. (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24-43.

Pacheco, J., S.K. Singh, J. Domínguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutierrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán, V. Kostoglodov, G. Reyes, and C. Ramírez (1997). The October 9, 1995 Colima-Jalisco, Mexico earthquake (MW 8): an aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Geophys. Res. Lett.* **24**, 2223-2226.

Pardo and Suarez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico; seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*100, 12357-12373.

Pitarka, A. (1999). 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using alternate grids with nonuniform spacing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 54-68.

Santoyo Villa, E., Ovando Shelley, E., Mooser, y León Plata, E. 2005. Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México. TGC geotecnia S.A. de C.V.

Seed, H.B., Romo, M.P., Sun, J.I. Jaime, A. and Lysmer, J. (1988) Relations between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, **4**, 687—729.

Singh, S.K., E. Mena, and R. Castro (1988). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion in and near Mexico City from strong motion data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 451-477.

Tejeda-Jácome, J. and F.J. Chávez-García (2007). Empirical ground-motion estimation equations in Colima from weak motion records, *ISSET J. of Earthq. Tech.* 44, in press.

Valdes, C., Mooney, W., Singh, S. K., Meyer, R., Lomnitz, C., Luetgert, J., Helsley, C., Lewis, B., and Mena. M. (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 547-563.

Valdes, C. and Meyer, R. (1996). Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlan earthquake ($M_s=7.6$) aftershocks, *Geofis. Int.* 35, 377-401.

Virieux, J. (1984). SH wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* 49, 1933-1957.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* 51, 889-901.

Wang, Y., Xu, J., and Schuster, G.T. (2001). Viscoelastic wave simulation in basins by a variable-grid finite-difference method. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91**. 1741-1749.

Yagi Y., T. Mikumo, F. Pacheco, and G. Reyes (2004). Source rupture process of the Tecomán, Colima, Mexico earthquake of 22 January 2003 determined by joint inversion of teleseismic body-wave and near-source data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 94, 1795-1807.