



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

El Campo de Ondas en la Zona del Lago de
Texcoco: Implicaciones en el Estudio del
Riesgo Sísmico de la Zona de Lago de la
Cuenca de México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS

P r e s e n t a

Hortencia Citlali Flores Estrella

J U R A D O

Dr. Cinna Lomnitz Arosnfrau

Dr. Francisco Sánchez Sesma

Dr. Luis Quintana Robles

Dr. Peter Malischewsky

Director de Tesis: Dr. Martín Cárdenas Soto



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.



Ciudad Universitaria

Deleg. Coyoacán

C.P. 04510 México, D.F.

Of. No. PCT/ELFM/441/09

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis
y asignación de jurado para examen de grado.

HORTENCIA CITLALI FLORES ESTRELLA

Estudiante de Doctorado

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 18 de mayo del año en curso, aprobó el tema de tesis titulado *El campo de ondas en el Lago de Texcoco: Implicaciones en el estudio del riesgo sísmico en la zona del Lago de la Cuenca de México*. Así mismo ratificó al Dr. Martín Cardenas Soto como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

Dr. Cinna Lomnitz Aronsfrau	Presidente
Dr. Francisco Sánchez Sesma	Vocal
Dr. Martín Cardenas Soto	Secretario
Dr. Luis Quintanar Robles	Suplente
Dr. Peter Malischewsky	Suplente

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria, a 27 de mayo de 2009.
COORDINADORA DEL PROGRAMA

DRA. ELSA LETICIA FLORES MÁRQUEZ

ELFM'achg

A ti papá, que me diste la vida, en el más extenso y amplio sentido de la palabra.

A ti Roberto, que fuiste mi guía, mi colega, mi inspiración.

A ti, que estás presente en estas líneas, en esta vida, en esta alegría.

A Refugio Estrella Torres, mi mamá, ejemplo de fuerza, de trabajo y de amor.

Agradecimientos.

A los Dres. Cinna Lomnitz y Martín Cárdenas, por sus enseñanzas, su apoyo, su comprensión, su paciencia y todas sus palabras, cada una en su momento justo e indicado.

A los Dres. Peter Malischewsky, Luis Quintanar Robles y Francisco Sánchez Sesma por su interés, por su lectura y por los comentarios que mejoraron y enriquecieron es te trabajo.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, por el apoyo para la impresión de este trabajo y por todas las oportunidades brindadas durante mis estudios de maestría y doctorado.

A mi familia: Chepina, Carmen, Renato y Olmo, Atahualpa, Lara y Hera, con todo mi cariño. A mis primos casi hermanos: Toño, Laura, Chayo, Pedro, Agus, Hugo, Lulis, Alfre y Chepina: ¡lo logré! A los que con el tiempo, con las vivencias y con la compañía física o no, nos hemos hecho casi primos: Tere y Alex, Ana Laura, Marle y César.

A Sergio Chávez y a Tere, por esas tardes en su casa, por los ensayos, por las risas, las enseñanzas y por esos “moditos” tan particulares. Al Dr. Alberto Lachica Flores, por todas las horas de sesiones y por todo lo logrado gracias a ellas.

A los que con su experiencia, enseñanzas en campo y cariño fueron parte fundamental de mi formación personal y profesional: Horacio Mijares y el culpable de todo lo bueno y de lo no tan bueno: Edgar Mares.

A los amigos de ahora, de siempre, del cubo, del posgrado: por estar, por seguir aquí, por su cariño, por el tiempo, por los brindis, por los trabajos, por los paseos, por todo: Ana Belem, Ana Lucía, Azy, Chucho, Emma, Guillermo, Jimmy, Jorge, Laura, Ricardo Flores, Ricardo Vázquez, Ricardo Zavala, Val. A los del Perú: Vilma, Fer, Silvia y Sofia. Al Moy en Japón. A los mayores: Julio y Mary, Chata, Arnulfo, Lulú y Ramón, a los Garduño. Y a todos aquellos que de alguna u otra manera vivieron y formaron parte de este proceso, de este proyecto, gracias.

El campo de ondas en el Lago de Texcoco:
implicaciones en el estudio del riesgo
sísmico en la zona de lago de la Cuenca de
México

Índice

Resumen	IV
1. Introducción y antecedentes	1
1.1 Respuesta sísmica de la zona de lago de la Cuenca de México.....	2
1.2 Riesgo sísmico en la zona de lago de la Cuenca de México.....	5
1.3 Planteamiento del problema y justificación	9
1.4 Objetivos	10

2. La Red Sísmica del Lago de Texcoco, TXCL	14
2.1 Geología de la Cuenca de México.....	16
2.2 Zonificación de la Cuenca de México.....	22
2.3 Caracterización de la zona del Lago de Texcoco (trabajos previos)	23
2.4 Conformación de la base de datos del arreglo TXCL	26
2.4.1 Selección de eventos.....	29
3. Análisis de la respuesta sísmica de la capa arcillosa del antiguo Lago de Texcoco	33
3.1 Estimación del periodo fundamental del sitio.....	34
3.1.1 Metodología.....	34
3.1.1.1 Cocientes espectrales estándar (SSR).....	35
3.1.1.2 Cocientes espectrales H/V	36
3.1.2 Análisis de los registros de TXCL	38
3.1.2.1 Cocientes espectrales estándar, SSR	39
3.1.2.2 Cocientes espectrales H/V	41
3.1.2.3 Cocientes espectrales en la capa de arcilla.....	42
3.1.3 Frecuencia fundamental y amplificación en TXCL	44
3.2 Interferometría sísmica.....	44
3.2.1 Metodología	45
3.2.2 Análisis de los registros del arreglo vertical de la red sísmica del Lago de Texcoco	48
3.2.2.1 Estimación del factor de calidad Q	51
3.2.2.2 Estimación del perfil de velocidades	54
3.3 Funciones de transferencia empírica y teórica.....	55
3.4 Estimación de espectros de respuesta de sitio	57
4. Análisis cualitativo de los registros del arreglo TXCL	59
4.1 Metodología	60
4.2 Análisis por evento	62
4.2.1 Sismo del 20 de abril de 1998 (20.04.1998)	62
4.2.2 Sismo de Tehuacán (15.06.1999).....	66
4.2.3 Sismo del 21 de junio de 1999 (21.06.1999)	70
4.2.4 Sismo de la Costa de Oaxaca (30.09.1999).....	73
4.2.5 Sismo de Coyuca (08.10.2001).....	77
4.2.6 Sismo de Colima (22.01.2003)	82
4.2.7 Sismo del 1º de enero del 2004 (01.01.2004).....	87
4.3 Análisis del arreglo vertical	91
4.3.1 Sismo del 10 de noviembre del 2001 (10.11.2001).....	91
4.3.2 Sismo de Colima (22.01.2003)	94
4.4 Resultados preliminares.....	101

5. Análisis cuantitativo de los registros del arreglo TXCL	105
5.1 Análisis f-k de los registros.....	106
5.1.1 Metodología	106
5.1.1.1 Métodos <i>f-k</i> convencional y de alta resolución.....	108
5.1.2 Respuesta del arreglo instrumental al impulso unitario	109
5.1.3 Análisis para los eventos del 08.10.2001 y del 22.01.2003	111
5.1.4 Resultados preliminares.....	115
5.2 Polarización de registros de tres componentes.....	117
5.2.1 Metodología	117
5.2.2 Análisis para los eventos de la base de datos.....	120
5.2.2.1 Sismo del 20 de abril de 1998 (20.04.1998)	120
5.2.2.2 Sismo del 21 de junio de 1999 (21.06.1999)	122
5.2.2.3 Sismo de la Costa de Oaxaca (30.09.1999).....	124
5.2.2.4 Sismo de Colima (22.01.2003)	126
5.2.3 Resultados preliminares	133
5.3 Análisis del desplazamiento en la capa de arcilla	137
5.3.1 Análisis de los coeficientes de correlación en el arreglo vertical	137
5.3.2 Análisis del desplazamiento en la capa de arcilla	143
5.3.3 Resultados preliminares	146
6. Confrontación y discusión de resultados	148
7. Conclusiones	164
8. Referencias	168
9. Apéndices	175
9.1 A: Flores-Estrella, H., M. Cárdenas-Soto y C. Lomnitz (2009) “Respuesta sísmica en el Lago de Texcoco. Resultados a partir de registros de movimientos Fuertes” Enviado a la revista de la SMIS.	
9.2 B: Flores-Estrella, H., S. Yussim and C. Lomnitz (2007) “Seismic response of the Mexico City Basin: A review of twenty years of research” <i>Natural Hazards</i> , 40, 357-372 pp.	
9.3 C: Stephenson, W., C. Lomnitz and H. Flores (2006) “Late resonant response at Texcoco, Valley of Mexico, during distant earthquakes” <i>Soil Dyn. Earthquake Eng.</i> , 26, 8, 791-798 pp.	

Resumen

En este trabajo presentamos los resultados del análisis de ocho sismos de movimientos fuertes ($5.9 < M < 7.5$) registrados durante el funcionamiento del Arreglo Texcoco (6 acelerógrafos triaxiales que conforman dos triángulos en superficies de apertura 400 y 40 m, un arreglo vertical con cinco estaciones que cubren una profundidad de 40 m).

El objetivo del estudio fue caracterizar la respuesta de sitio y el campo de ondas que atraviesa el arreglo instrumental. El análisis se llevó a cabo en dos etapas; en la primera etapa definimos la respuesta de sitio y estudiamos cualitativamente los registros de ocho eventos; en la segunda etapa definimos las características del campo de ondas, en función tanto de la dirección y de la velocidad de propagación, como de las características del movimiento en los primeros 40 m de la capa de arcilla.

Los resultados muestran que la respuesta de sitio puede ser evaluada a partir de un modelo de dos capas, con velocidades de corte similares a las observadas en las

arcillas de la zona de lago de la Ciudad de México. Para este modelo, los valores de atenuación estimados son congruentes con aquellos determinados en pruebas de laboratorio. El análisis de las formas de onda muestra que en periodos mayores a 6 s el movimiento está dominado por ondas superficiales de largo periodo que provienen del epicentro. Para periodos alrededor del periodo fundamental, los resultados de los distintos análisis muestran que el campo de ondas, en los primeros metros de la capa de arcilla, está dominado por el modo fundamental de ondas superficiales con velocidades que varían entre aquellas de las capas de arcilla y la parte somera de la estructura de la cuenca. Finalmente, para fines de riesgo sísmico, los espectros de respuesta de sitio muestran dos bandas con pseudoaceleraciones máximas de entre 0.6 y 0.8 g; la máxima pseudoaceleración se localiza en los periodos cercanos al periodo fundamental del sitio (2.7 s).

Capítulo I

Introducción y antecedentes

La Ciudad de México se fundó sobre un islote en el Lago de México, dentro de la cuenca del mismo nombre; la ciudad se extendió sobre las arcillas que constituían el fondo del lago, conforme éste se drenó. Esto dio como resultado que parte de la ciudad quedara asentada sobre sedimentos suaves de origen lacustre, de hasta 100 m de espesor en algunas partes. La evolución geológica de la cuenca resultó en una estructura tridimensional compleja, que aunada con la presencia de sedimentos suaves en la parte superficial tiene como consecuencia una respuesta sísmica, que se ha hecho evidente ante la incidencia de sismos fuertes, como los de septiembre de 1985 que causaron uno de los peores desastres sísmicos en la Ciudad de México.

La mayoría de los estudios realizados sobre la respuesta sísmica de la zona de lago de la Cuenca de México se han llevado a cabo en la parte urbana de la misma. Sin embargo, dado el crecimiento de la ciudad y de sus necesidades el Lago de Texcoco, en la parte NE de la Cuenca de México (que hasta hace pocos años era una reserva natural) se convierte en una zona con altas posibilidades de crecimiento. El mejor desarrollo de esta zona dependerá del conocimiento que se tenga sobre el peligro sísmico asociado a la respuesta del terreno a los movimientos fuertes y a la respuesta estructural al mismo.

1.1 Respuesta sísmica de la zona de lago de la Cuenca de México

La Cuenca de México está dividida en tres grandes zonas geotécnicas según el origen del suelo en el que se localizan: la zona de lomas está asentada sobre los derrames volcánicos que rodean la cuenca; la zona de lago engloba las áreas sobre los lechos de los lagos desecados y la zona de transición es el cambio gradual entre las dos anteriores.

La respuesta sísmica de la zona de lago de la Ciudad de México involucra una combinación de aspectos como la fuente sísmica, la presencia de efectos de multitrayecto y de distintos modos de propagación, la estructura de la cuenca, los niveles de ruido y los efectos de sitio (Roullé y Chávez-García, 2005).

El efecto de trayecto en la respuesta sísmica de la Cuenca de México está asociado con el decaimiento lento de la energía sísmica, que proviene de la zona de subducción del Pacífico, cuando viaja en trayectorias perpendiculares a ésta y en dirección de la Ciudad de México (Cárdenas *et al.*, 1998).

Sobre el campo de ondas incidente en la cuenca, Iida (1999) propuso que está formado por ondas Love difractadas por los límites laterales del CVT. Esta hipótesis fue rechazada por Shapiro *et al.* (2001) quienes, a partir del análisis de 9 eventos de subducción registrados en cinco arreglos verticales en la Ciudad de México, concluyeron que el campo de ondas alrededor de 3 s de periodo está formado por modos superiores de ondas de Rayleigh.

También se ha propuesto la existencia de efectos de multitrayecto, tanto de manera matemática (Furumura y Keneth, 1999), como a partir del análisis de registros de sismos en la zona de lago de la Cuenca de México (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996; Lomnitz *et al.*, 1999; Stephenson y Lomnitz, 2005; Roullé y Chávez-García, 2005; Ferrer *et al.*, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007)

Los efectos de sitio en la zona de lago de la Ciudad de México están caracterizados por la amplificación del movimiento y por la larga duración del mismo. El nivel de amplificación en la zona de lago de la Ciudad de México fue cuantificado a partir del análisis de los registros del evento principal de los sismos de Michoacán de 1985. Este evento fue registrado en la Ciudad de México por sólo 8 instrumentos,

cuyos registros se analizaron con cocientes espectrales (Singh *et al.*, 1988) y se identificó que la amplificación llegó a ser de hasta 40 veces el movimiento en la zona de lomas de la ciudad y es resultado del contraste de impedancias entre los sedimentos de origen lacustre y el basamento de la cuenca.

Posteriormente, se observó que la amplificación no era sólo un fenómeno local en la zona de lago. En la zona de lomas de la cuenca también se identificó una amplificación del movimiento, en frecuencias entre 0.2 y 2.0 Hz (Ordaz and Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995, Pacheco and Singh, 1995). Cárdenas-Soto *et al.* (1997) identificaron y propusieron que el área donde se observa esta amplificación, llamada regional, era debida a una estructura compleja debajo de la parte sur y central de México, tal como el Cinturón Volcánico Transmexicano, CVT (Chavez-Garcia *et al.*, 1995, Chavez-Garcia and Salazar, 2002).

El fenómeno de la duración del movimiento sísmico en la zona de lago de la Ciudad de México se identificó a partir del análisis de los registros de los eventos de 1985; Beck y Hall (1986) reconocieron una duración de hasta tres veces más que la observada en los sitios en suelo firme, que se caracteriza por presentarse como una sucesión de paquetes de ondas armónicas (Singh y Ordaz, 1993). Chávez-García y Bard (1993 a, 1993 b, 1994) analizaron las explicaciones de esta larga duración asociadas con efectos de sitio 2D y 3D, o con perturbaciones gravitacionales en las ondas superficiales y las rechazaron como los causantes de las largas duraciones.

Chávez-García *et al.* (1995) volvieron a analizar los registros de los eventos de 1985 en dos bandas de periodos. Estos autores (*ibid*) identificaron ondas superficiales en la banda entre 7 y 10 s y propusieron que estas ondas provenían de la dirección epicentral, con velocidades cercanas a las correspondientes con la estructura profunda de la cuenca.

En la banda de periodos entre 2.5 y 6 s los registros sísmicos en la Ciudad de México están caracterizados por presentar una serie de arribos de ondas superficiales, que aparecen como una serie de pulsos monocromáticos y que contribuyen a la larga duración del movimiento. Las hipótesis que explican estas características del movimiento están asociadas con la interacción de ondas guiadas por la estructura intermedia o profunda de la cuenca con las condiciones de velocidad de la parte superficial de la cuenca o con la resonancia 1D de ésta (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996; Lomnitz *et al.*, 1999).

1.2 Riesgo sísmico en la zona de lago de la Cuenca de México

Desde el punto de vista del análisis de riesgo, se acepta que las sociedades se ven amenazadas por distintos fenómenos naturales, cuyo grado de afectación y de severidad han ocasionado que durante un buen tiempo se les tratara como desastres naturales, como algo inevitable que las sociedades debían soportar por el sólo hecho de vivir en un sitio dado (Cardona, 2001). Sin embargo, en los albores del siglo XXI es deseable que las sociedades tomen sus decisiones basadas en un

razonamiento lógico y científico, más que por instinto (Bernstein, 1996). Las sociedades modernas debieran tener la oportunidad de definir lo que puede pasar en el futuro, cómo esto les afectaría y poder tomar decisiones basadas en un abanico de posibilidades.

El riesgo por fenómenos naturales se define como el potencial de consecuencias o pérdidas en caso de la ocurrencia de éstos (Cardona, 2001). En una sociedad los riesgos asociados con los distintos fenómenos naturales deben ser comparables entre sí, así como con los riesgos que como sociedad está acostumbrada a enfrentar, sin perder de vista que el riesgo está ligado a algo que no puede existir en el presente, sino sólo en el futuro (Gupta, 2008), por lo que en la noción más completa del riesgo deben converger tres aspectos separados: la eventualidad, las consecuencias y el contexto (Cardona, 2001)

Matemáticamente, el riesgo se define como la probabilidad de exceder un nivel de consecuencias económicas, sociales o ambientales en un sitio y durante un cierto tiempo. La estimación del riesgo está dada por la convolución de los cálculos obtenidos de la amenaza y de la vulnerabilidad; en esta estimación la vulnerabilidad y la amenaza son mutuamente condicionantes, aunque se definan de manera independiente para un mejor análisis y comprensión del riesgo, ya que al analizar una u otra realmente se está interviniendo el riesgo (Cardona, *ibid*)

El riesgo sísmico se define como la convolución entre el peligro sísmico y la vulnerabilidad sísmica. El primero tiene que ver con la posibilidad de que ocurra un evento sísmico, con todos los factores asociados a él como pueden ser: magnitud, periodo de recurrencia, amplificación, duración y características del movimiento del terreno. Mientras que la vulnerabilidad tiene que ver con la probabilidad de que las estructuras y la infraestructura existente resulten dañadas por la ocurrencia del evento sísmico, con sus implicaciones sociales y económicas.

Según Gupta (1998) el peligro sísmico se puede caracterizar con base en los parámetros del movimiento del terreno, que está caracterizado por la amplitud pico, por su duración, los espectros de Fourier y/o de respuesta, los movimientos diferenciales y las historias teóricas de tiempo; en términos del movimiento ocasionado en las estructuras: involucra las envolventes del desplazamiento, de la cizalla y/o de la torsión; o en función de lo que el autor (*ibid*) define como la respuesta de sitio: licuefacción, estabilidad de taludes, desplazamientos permanentes. Y según Bazán y Meli (1999) el peligro sísmico se refiere al grado de exposición que un sitio tiene a los movimientos sísmicos, en lo referente a las máximas intensidades que en él se pueden presentar.

De ese modo, en el estudio del peligro sísmico y su efecto en cualquier tipo de construcción se requiere de un parámetro que permita medir los efectos de un sismo en una región, para que éste a su vez se pueda relacionar con el daño esperado en los diversos tipos de estructuras (CENAPRED, 2004).

CENAPRED (*ibid*) propone una metodología para evaluar el peligro sísmico, considerando que se debe realizar la estimación más adecuada para calcular la respuesta sísmica de las construcciones, en función de las variables involucradas en el movimiento del terreno: como la magnitud del evento, la localización epicentral, la aceleración del terreno y los mapas de intensidades sísmicas.

El efecto de los eventos sísmicos sobre las estructuras se puede estimar con el cálculo de la aceleración espectral elástica; ésta se puede definir como la aceleración máxima que sufriría un sistema de un grado de libertad, dado su periodo natural de vibración al ser sometido a un movimiento sísmico, con un porcentaje de amortiguamiento conocido. El conjunto de los valores máximos de aceleración, para una serie de sistemas de un grado de libertad, de distintos periodos de vibración y para un registro sísmico en particular, se conoce como espectro de respuesta (Córdoba, 1988; Bazán y Meli, 1999; CENAPRED, 2004).

El caso más deseable es tener espectros de respuesta en cada sitio de interés; sin embargo, dado que la mayoría de las ocasiones esto no es posible, se calculan espectros de diseño que corresponden con la envolvente de los espectros de respuesta de distintos sismos, escalados a cierta intensidad y considerando el coeficiente sísmico (Bazán y Meli, 1999). Estos parámetros se encuentran en el Reglamento de Construcciones del Distrito Federal, RCDF (2004) en las normas complementarias para diseño por sismo; además, este reglamento se ha ido

modificando al paso de los años en función de cómo las estructuras responden a escenarios reales de sismos.

En el caso de la Ciudad de México, para fines de diseño sísmico, se sigue la división geotécnica en las zonas I, II y III, que corresponden con las zona de lomas, de transición y de lago, respectivamente. La zona III se subdivide en las zonas IIIa, IIIb, IIIc y IIId, que están definidas por los aspectos de interacción suelo-estructura y por el coeficiente sísmico; este coeficiente está en función del tipo de suelo y de la importancia de la construcción, se utiliza para construir los espectros de diseño que se emplean para los análisis dinámicos de las estructuras (Bazán y Meli, 1999; RCDF, 2004)

1.3 Planteamiento del problema y justificación

La zona de lago de la Ciudad de México ha sido extensamente estudiada, tanto en lo referente a la respuesta sísmica de las arcillas, como en lo concerniente a la zonificación geotécnica y los parámetros de diseño sísmico de estructuras. Esto ha contribuido a las mejoras en las normas por diseño sísmico que ahora se encuentran en el RCDF (2004) y en el mejor entendimiento del riesgo sísmico en la zona III de la Ciudad de México.

La zona del Lago de Texcoco se encuentra en la parte NE de la Cuenca de México, es una zona que ya ha sido casi completamente drenada, pero que no ha sido

urbanizada y por lo tanto continua inalterada por estructuras o efectos de interacción suelo estructura. Más aún, el RCDF (2004) describe esta zona como una región que no ha sido suficientemente investigada, por lo que la definición de la zonificación en esta zona es solamente indicativa.

El análisis de la respuesta sísmica y la caracterización del campo de ondas que se propaga en el lago de Texcoco ante la incidencia de sismos fuertes, brindan la posibilidad de resolver el problema de la estimación del peligro sísmico en esta zona, con registros de eventos sísmicos obtenidos *in situ*, en campo libre y en un arreglo de estaciones que brinda la oportunidad de realizar distintos tipos de análisis.

Las implicaciones sobre el estudio del riesgo sísmico estarán enfocadas al mejor entendimiento del peligro sísmico en cuanto a la respuesta sísmica de las arcillas, la definición de las características dinámicas de las mismas, la propuesta de espectros de respuesta de sitio y de los modos de propagación involucrados en el campo de ondas; de modo que esta información pueda ser usada para fines de diseño sísmico de estructuras.

1.4 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es caracterizar el campo de ondas en la zona de lago no urbanizada de la Cuenca de México, en el antiguo lecho del Lago de

Texcoco. Esto plantea varios objetivos particulares como son: mejorar la comprensión sobre la propagación de ondas sísmicas en la capa arcillosa de la cuenca, en particular en los primeros metros de profundidad; definir las características de esta capa en función de su velocidad y de su factor de calidad; conocer las direcciones de propagación de los trenes de ondas que se observan en los registros de la zona de Lago de Texcoco, estudiar las hipótesis planteadas sobre los efectos de multitrajecto y de interacción de la propagación de ondas de superficie guiadas por la estructura profunda de la cuenca y la resonancia de la capa de arcilla y en su caso confirmarlas o rechazarlas, con base en los resultados obtenidos de los distintos análisis.

Para cumplir el objetivo general, se analizarán los registros de sismos fuertes que se obtuvieron durante el funcionamiento de un arreglo instrumental de pequeña abertura, que se instaló en 1995 en las arcillas lacustres no urbanizadas del Lago de Texcoco, dentro de la Reserva Natural a cargo de la Comisión Nacional del Agua (CNA), cuya finalidad fue monitorear la propagación de ondas superficiales coherentes y enriquecer el conocimiento sobre el campo de ondas que se propaga ante la incidencia de movimientos fuertes (Stephenson y Lomnitz, 2005).

La distribución del trabajo se presenta como sigue: en el capítulo II presentamos la caracterización y la descripción de la zona de estudio, del arreglo instrumental, la explicación de cómo se conformó la base de datos y la descripción de ésta.

A partir del tercer capítulo mostramos los resultados de los diversos análisis que realizamos con la finalidad de cumplir con los objetivos particulares de este trabajo; los registros obtenidos durante el funcionamiento del arreglo instrumental Texcoco, TXCL, los analizamos con la combinación de varios métodos de análisis de registros de sismos fuertes:

- Cocientes espectrales H/V de los registros en superficie, en pozo y cocientes espectrales respecto a una estación de referencia, para obtener la respuesta de sitio; estos resultados los presentamos en el tercer capítulo.
- Análisis de interferometría sísmica de los registros del arreglo vertical, para obtener un modelo de velocidades y una estimación del parámetro Q para los primeros 40 m de profundidad de la capa de arcilla lacustre; los resultados de este análisis se describen, analizan y comparan con los resultados del análisis anterior en la segunda parte del capítulo III de este trabajo.
- Obtención de los espectros de respuesta de sitio para los eventos registrados, con el 5% de amortiguamiento, que se comparan con lo obtenido previamente para zonas con materiales con características similares; dado que este análisis es también parte de la caracterización de la respuesta sísmica del sitio, los resultados se presentan en la última parte del tercer capítulo.

- Análisis visual y cualitativo de los registros en distintas bandas de periodos, para caracterizar el movimiento en superficie y en pozo; este análisis y sus resultados los presentamos en el capítulo IV y sirven como base para los análisis posteriores.
- Análisis tiempo-frecuencia de los registros en superficie con el método $f-k$ convencional para los tres componentes del movimiento, con el objetivo de obtener una estimación de la velocidad de fase y de la dirección de origen de la energía para las etapas de movimiento intenso y de la coda de la señal; estos resultados forman parte del capítulo V.
- Análisis de polarización de los registros de tres componentes, para los trenes de ondas identificados en al menos dos estaciones en superficie, para obtener el azimut de origen; mostramos los resultados de este análisis en la segunda parte del capítulo V.
- Análisis de la correlación del movimiento en los primeros 40 m del movimiento en los tres componentes, para definir las ventanas con más altos coeficientes de correlación y analizar los modos de propagación en la capa arcillosa en estas ventanas; estos resultados conforman la última parte del capítulo V.

En el capítulo VI mostramos la confrontación y discusión de los resultados. Finalmente, en el capítulo VII mostramos las conclusiones derivadas por los distintos tipos de análisis realizados.

Capítulo II

El arreglo instrumental de Texcoco, TXCL

La Cuenca de México es una cuenca lacustre que estaba conformada por los lagos de Zumpango y Xaltocan al norte, por los lagos de México y de Texcoco al centro y al sur por los lagos de Xochimilco y de Chalco (figura 2.1).

Hacia el año de 1324 se fundó la Ciudad de México en un islote en medio del Lago de México. Los fundadores de esta ciudad, los mexicas, desarrollaron una cultura lacustre en la que convivían plenamente con el medio; sin embargo, por algunos desastres e inundaciones realizaron obras para separar las aguas dulces de los lagos de México, de Xochimilco y de Chalco, de las aguas salobres del Lago de Texcoco. Desde los primeros años, los mexicas comenzaron a ganarle terreno al

En la actualidad la Cuenca de México no cuenta más con lagos naturales, lo que ha ocasionado un hundimiento del suelo de la ciudad, un aumento en la temperatura media anual y la extensión de la mancha urbana. En la parte oriente de la cuenca existe un lago artificial llamado Lago Nabor Carrillo, que es parte del Proyecto Texcoco (Arias-Paz, 1990) y en la parte sur una parte del Lago de Xochimilco para fines recreativos.

La zona del Lago de Texcoco forma parte de la reserva natural federal a cargo de la Comisión Nacional del Agua (CNA) y, como tal, es una zona con acceso restringido y no urbanizada. Además, el material arcilloso de la zona se puede considerar como una parte representativa de las arcillas lacustres de la Cuenca de México, que es sujeta a grandes daños por terremotos.

2.1 Geología de la Cuenca de México

La Cuenca de México es una cuenca cerrada de 9,600 km² (Birkle *et al.*, 1998), cuya porción central se localiza entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte y entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste; el intervalo altitudinal va desde su base a los 2,240 msnm hasta la cima del Volcán Popocatepetl a los 5,300 msnm (Tapia-Varela y López-Blanco, 2002). Esta región es una cuenca endorreica, que pertenece al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

Esta cuenca tiene un contorno irregular: está alargada en la dirección NNE-SSW con una longitud de 100 km y una anchura de 30; está delimitada al norte por la Sierra de Pachuca, al oriente por la Sierra Nevada y la Sierra de Río Frío, al sur por la Sierra de Chichinautzin y al poniente por la Sierra de las Cruces (*ibid*).

Morfológicamente, se expresa como una extensa altiplanicie lacustre que está limitada por sierras volcánicas, abanicos y llanuras aluviales. Esta región es particularmente compleja, tanto por sus características geológicas, como son: el controvertido origen del CVTM y el cierre de la cuenca; como por su acelerado crecimiento urbano e industrial, que ha dado como resultado la explotación, y en muchos casos la sobreexplotación, de los recursos naturales, locales y aledaños, tales como los hidráulicos, los silvícolas, etc.

La secuencia estratigráfica está conformada por un conjunto Mesozoico (Cretácico) de rocas calcáreas y calcáreo arcillosas, sobreyacidas discordantemente por rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Cenozoico al Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Gran parte de la información estratigráfica se ha recabado a partir de los pozos profundos perforados por PEMEX (Pérez-Cruz, 1988) y el Departamento del Distrito Federal; la distribución de las unidades estratigráficas es errática tanto horizontal como verticalmente.

La unidad más antigua corresponde con los depósitos calcáreos limosos y arcillosos de edad Albiano Medio-Cenomaniano Temprano, que corresponden a la

Formación Morelos. Estas rocas no afloran en la cuenca, pero se han ubicado por las perforaciones de los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a 1,550 y 2,100 m de profundidad, respectivamente (*ibid*). Sobre esta unidad se encuentran los depósitos resultado de la regresión marina de edad Cenomaniano Tardío-Turoniano Tardío, que corresponden a las Formaciones El Doctor (facies de banco) y Cuautla (facies de banco y litoral). El Coniaciano-Campaniano está representado por la secuencia flysch de la Formación Mezcala, que posiblemente se depositó por levantamiento y erosión, durante el inicio de la orogenia Laramide.

La ausencia de depósitos entre las rocas del Cretácico y las del Cenozoico queda expuesta por una gran discordancia, limitada por el fin de la orogenia Laramide en el Eoceno Superior-Oligoceno. Al término de la actividad tectónica se depositaron las secuencias clásticas continentales de los Grupos Balsas y El Morro, acompañadas de efusiones fisurales de basaltos alcalinos. El primer grupo se depositó en el sur de la cuenca, mientras que el grupo El Morro se depositó en la porción norte. Ambos grupos consisten de conglomerados rojos de clastos calcáreos bien consolidados, en estratos masivos y lenticulares de origen fluvio-aluvial, que localmente presentan intercalaciones de tobas y lavas de composición andesítica y basáltica. El pozo Texcoco-1 (*ibid*) cortó una sección de 85 m del conglomerado El Morro, a 1,980 m de profundidad, en donde los sedimentos se encuentran asociados con evaporitas y arcillas, lo que indica la presencia de

depresiones endorréicas locales, producto del fallamiento distensivo en bloques de la secuencia cretácica, durante el Eoceno Tardío.

Durante el Mioceno Inferior y Medio la cuenca presentó una actividad tectónica representada por fracturamiento y fallamiento en un sistema conjugado; un sistema SW-NE, representado por la Falla Apan-Tlaloc y otro SE-NW, representado por los alineamientos Popocatepetl-Cerro de Chimalhuacán y Sierra de Guadalupe. Asociados a estos sistemas de fracturamiento se emplazaron rocas volcánicas calci-alcaldas: desde andesitas y riódacitas, hasta dacitas, que forman parte del arco volcánico del Terciario Medio.

En el Mioceno Tardío, los procesos fluviales que actuaban sobre las unidades expuestas dieron lugar a los conglomerados de la Formación Tepoztlán. La formación del CVTM se presenta como periodos de actividad seguidos por hiatos magmáticos. Estos periodos están representados por los siguientes eventos: secuencias calci-alcaldas constituidas por depósitos piroclásticos de caída -tipo "surge"- y de flujo, derrames lávicos y domos, de composiciones que varían de andesita basáltica a dacita, durante el Mioceno Medio-Tardío, Plioceno Temprano, Plioceno Tardío y Cuaternario. Durante el Plio-Cuaternario se emplazaron basaltos fisurales, de carácter alcalino a calci-alcaldino, y finalmente coladas de basaltos, andesitas basálticas y andesitas, con tefra de caída, de composición calci-alcaldina de edad Cuaternaria. Estos conjuntos volcánicos conforman las Sierras Nevada y

Río Frío al oriente, y las Sierras de Las Cruces y Zempoala al poniente, que son denominadas como “Grupo de las Sierras Mayores”.

Posteriormente a los eventos volcánicos, se depositaron abanicos aluviales y lahares, intercalados con capas de pómez, cenizas, paleosuelos, gravas y arenas de origen fluvial; a todo este complejo volcano-sedimentario se le conoce como Formación Tarango, cuya localidad tipo se definió en el surponiente de la Ciudad de México. La principal característica de esta formación es el estado caótico en el cual aparecen depositadas las series clásticas.

El vulcanismo pleistocénico y holocénico de tipo monogenético formó conos cineríticos y derrames de lava muy extensos, vesiculares y masivos, asociados con materiales piroclásticos, siendo la Sierra de Chichinautzin, al sur de la Cuenca de México, el área en la que se presenta con mayor extensión: con algo más de 120 conos cineríticos, de los cuales el Volcán Xitle es el más joven, con 2400 años de edad. El resultado de esta actividad volcánica tiene la apariencia megascópica de basalto de olivino, clasificado como andesita o andesita basáltica, aplicando el nombre de Formación Chichinautzin a todo el vulcanismo monogenético que cubre discordantemente a las unidades estratigráficas desde cretácicas marinas plegadas hasta cuaternarias lacustres. El área de Tizayuca-Atzompa-Texcoco también presenta características petrográficas y morfológicas muy semejantes a las de la Formación Chichinautzin.

Del Cuaternario Tardío al Reciente la actividad volcánica y lacustre cerró los valles entre el Popocatepetl, al este, y la Sierra de Zempoala al sur, así como las cabeceras del sistema hidrográfico al norte. La gran sedimentación clástica aluvial del Pliocuaternario en la Cuenca de México, estuvo supeditada al bloqueo parcial del desagüe por el último sistema de fallamiento normal y por el emplazamiento de derrames lávicos de la misma edad. Los espesores máximos de los depósitos aluviales son de alrededor de 500 m, en el centro de las depresiones, que se adelgaza hacia las márgenes de la llanura. Están compuestos por fragmentos que varían de tamaño de gravas a arcillas, y localmente margas, diatomitas, turba, loess y travertino.

Por último, los depósitos más recientes de la cuenca agrupan los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad del Popocatepetl y de la Sierra del Chichinautzin, y que fueron depositados en un ambiente lacustre. Estos depósitos formaron una gran altiplanicie lacustre con una elevación media de 2,200 msnmm, que se extiende desde Zupango hasta Chalco, y desde Texcoco hasta el Cerro Chapultepec, con espesores entre los 30 y los 300 m ubicando los depocentros en el centro de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco, adelgazándose hacia las márgenes de las planicies. Los depósitos están descritos como arcillas bentoníticas y montmorilloníticas con carbonato de calcio, diatomeas, ostracodos e interstratificaciones de ceniza y pómez, así como dos horizontes de tobas líticas consolidadas; al sureste de la cuenca se han reconocido secuencias

piroclásticas andesíticas y basálticas de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, paleosuelos y diatomeas. Diversas perforaciones muestran que los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales.

2.2 Zonificación de la Cuenca de México

La primera zonificación sísmica fue propuesta por Marsal y Mazari (1969), basada en datos gravimétricos, en sondeos y en registros de pozos. Estos autores (*ibid*) propusieron la división de la cuenca en tres zonas principales: la zona de lomas, que está formada por derrames volcánicos de diverso origen y edad; la zona de transición, que está conformada por los abanicos aluviales resultado de la erosión de las sierras que cierran la cuenca; y la zona de lago, que está caracterizada por depósitos lacustres con espesores variables y que corresponde a los antiguos lechos de los lagos de la cuenca.

Posteriormente, Jaime (en Kumate y Mazari, 1990) caracterizó geológicamente las tres distintas zonas. El perfil estratigráfico en la zona de lago está constituido, a grandes rasgos, de la siguiente manera: de 0 a 80 m por capas de arcillas, limos y arenas; a continuación, hasta 500 m de profundidad, por arcillas de consistencia media a dura, arenas, areniscas, y calizas lacustres; de 500 a 1,980 m por tobas, rocas ígneas, brechas, conglomerados; entre 1,980 y 2,045 por anhidritas arcillosas y margas; y de 2,045 a 2,065 por lutitas, margas y conglomerados calcáreos. La

zona de transición se caracteriza por presentar variaciones estratigráficas muy marcadas de punto a punto; se encuentra entre la zona de lomas y la zona de lago y posiblemente representa los retrocesos y avances de las riberas de los lagos de Texcoco y Xochimilco-Chalco, así como la erosión de las zonas altas de la cuenca (*ibid*). La zona de lomas está constituida por los depósitos volcánicos originados por las distintas etapas de vulcanismo que afectaron la cuenca; en general, está compuesta por una capa superficial de lava o de cenizas volcánicas (Singh *et al.*, 1995).

En la figura 2.2 se muestra la zonificación de la Cuenca de México (modificada de Flores-Estrella *et al.*, 2007). En esta figura se puede ver la localización del arreglo TXCL al NE de la Ciudad de México. También se hace notar que este arreglo está asentado sobre las arcillas que constituyen la zona de lago de la Cuenca de México.

2.3 Caracterización de la zona del antiguo Lago de Texcoco (trabajos previos)

Los trabajos la reserva natural del Lago de Texcoco se han enfocado en obtener la respuesta de sitio, con base en el periodo fundamental y en la estimación del modelo de velocidades del subsuelo. Diversos autores (Ramos-Martínez *et al.*, 1997, Aguirre *et al.*, 2001, Flores-Estrella, 2004, Stephenson y Lomnitz, 2005, Stephenson *et al.*, 2006) han reportado que el suelo del Lago de Texcoco consiste de arcillas sumamente suaves que sobreyacen sedimentos más competentes y depósitos

volcánicos, en las que la velocidad β puede llegar a ser de 40 m/s y tiene un contenido de agua que, en algunos sitios, puede exceder el 300%.

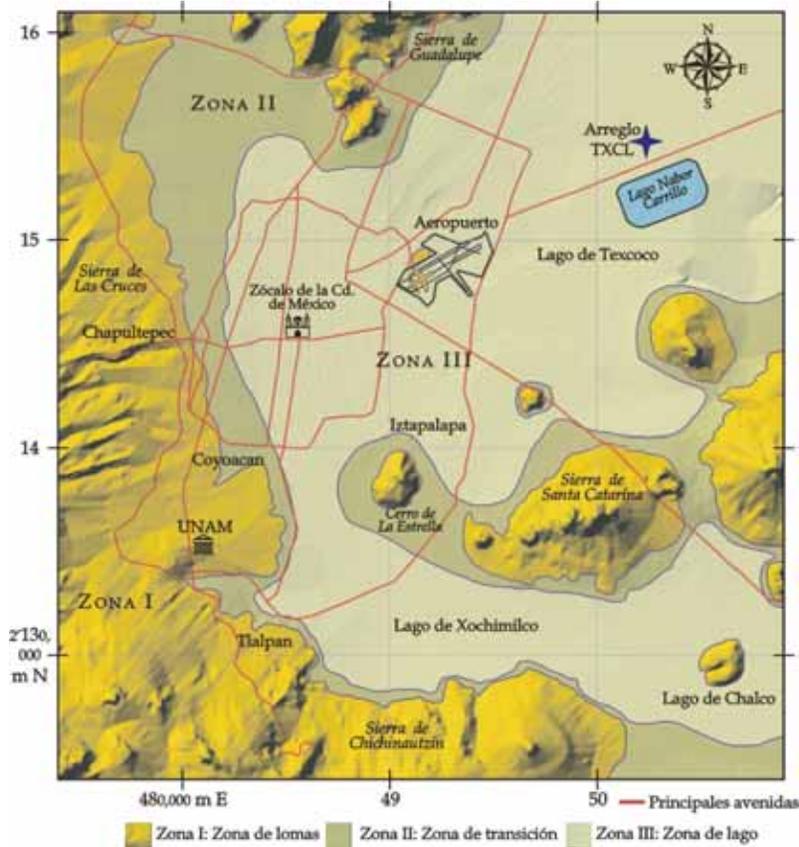


Figura 2.2. Zonificación de la Cuenca de México y localización del arreglo instrumental de Texcoco, TXCL (modificada de Flores-Estrella *et al.*, 2007).

De manera particular, Ramos-Martínez *et al.* (1997) realizaron un experimento de reflexión de ondas sísmicas, a partir del cual obtuvieron un modelo de velocidades de dos capas y un semi-espacio, en el que $425 \leq \alpha \leq 2500$ y $37 \leq \beta \leq 1700$ m/s y valores de atenuación de Q_s de 42.

Aguirre-González *et al.* (2001) y Flores-Estrella (2004) utilizaron sensores de banda ancha tipo GURALP de 40 segundos para medir microtemores, que analizaron con el método SPAC (Aki, 1957) para estimar un modelo de velocidades para el sitio. Los modelos de velocidades resultantes de estos trabajos difieren más en el espesor de las capas que en el valor de las velocidades sísmicas, que concuerdan con lo reportado anteriormente. Posteriormente, Stephenson y Lomnitz (2005) muestran los resultados de un experimento con *Seismic Cone Penetrometer*, SCPT; estos autores (*ibid*) también reportaron los resultados no publicados de una brigada canadiense (liderada por la Dra. Beatriz Benjumea), que realizó un estudio de reflexión y que obtuvo valores de β entre 40 y 60 m/s para los primeros 35 m de profundidad y una velocidad de 475 m/s para los 40 m de profundidad, lo que concuerda con los valores de β para los primeros metros reportados por los otros autores.

Flores-Estrella (2004) calculó cocientes espectrales de registros de microtemores, usando el método de Nakamura (1989) y cocientes espectrales respecto de dos estaciones localizadas en sitios considerados como firmes, dentro de la zonificación de la Cuenca de México: Estanzuela y Texcoco Roca (ubicada en el poblado de San Miguel Tlaixpan, Texcoco, Estado de México), con el objetivo de obtener el periodo fundamental de la zona del arreglo TXC. Los resultados de estos cocientes dieron una frecuencia fundamental de 0.35 Hz, esto es ~ 2.86 s.

2.4 Conformación de la base de datos del arreglo TXCL

En 1995 se instaló un arreglo instrumental de pequeña abertura en las arcillas vírgenes y no urbanizadas de la Cuenca de México, sobre el lecho de lo que era el Lago de Texcoco (figura 2.2); el objetivo de esta red instrumental fue estudiar la propagación de ondas superficiales coherentes y así obtener información sobre el campo de ondas que se propaga en la cuenca debido a sismos fuertes (Alvarez y Lomnitz, 1997; Stephenson y Lomnitz, 2005). El arreglo, llamado TXCL, se localiza al NE del Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México, dentro de una reserva natural a cargo de la Comisión Nacional de Agua (CNA) (Stephenson *et al.*, 2006)

El arreglo TXCL cuenta con seis estaciones en superficie y cinco sensores en un arreglo vertical en 2, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad; en la figura 2.3 se muestra la disposición del arreglo instrumental tridimensional.

Las estaciones t4s1, t4s2 y t4s3 se agrupan en el sub-arreglo txs4. En el arreglo vertical los sensores en 2, 20 y 40 m están conectados al instrumento llamado tx5a, mientras que los sensores en 0, 10 y 30 m de profundidad están controlados por el instrumento tx5b.

Los instrumentos que conforman el arreglo TXC son acelerógrafos ETNA de Kinematics para las estaciones txs1 y txs2 y K2 para las estaciones txs4, tx5a y tx5b (tabla 2.1). Las unidades de los registros son Gales.

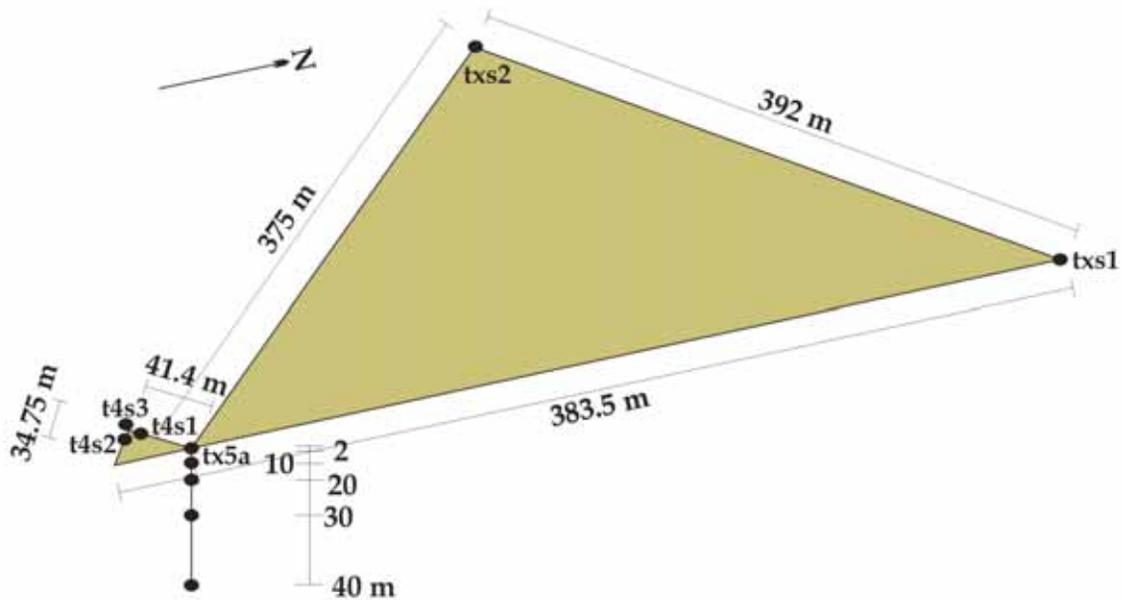


Figura 2.3. Esquema del arreglo tridimensional TXC que cuenta con seis estaciones en superficie y cinco sensores en 2, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad.

Los sensores en pozo comenzaron a trabajar años después de la instalación del arreglo instrumental y, dados los problemas instrumentales que son ocasionados por las condiciones salitrosas del sitio, sólo funcionaron adecuadamente durante dos eventos sísmicos.

Desde su instalación el arreglo TXCL registró numerosos sismos que se muestran en la tabla 2.2, en la que también se muestran las estaciones que registraron cada evento enlistado. En esta tabla, los eventos en negritas corresponden con los eventos seleccionados para analizar en el presente trabajo; el criterio de selección se explica más adelante.

Tabla 2.1

Estacion	Instrumento	Canales	Distribución de canales
TXS1	Etna	3	EW, Z, NS
TXS2	Etna	3	EW, Z, NS
TXS4	K 2	9	T4S1: NS, Z, EW T4S2: NS, Z, EW T4S3: NS, Z, EW
TX5A	K 2	9	Pozo, 40 m: Z, EW, NS Pozo, 2 m: Z, EW, NS Pozo, 20 m: Z, EW, NS Superficie: NS, Z, EW
TX5B	K 2	9	Pozo, 40 m: Z, EW, NS Pozo, 40 m: Z, EW, NS

Tabla 2.1. Instrumentos instalados en cada estación y relación de canales usados en cada una.

Tabla 2.2

Sismo (dd.mm.aaaa)	tx50	Txs4	txs1	txs2	Sismo (dd.mm.aaaa)	tx50	txs4	txs1	txs2
03.02.1998					18.04.2002				
20.04.1998					19.04.2002				
15.06.1999					23.03.2002				
21.06.1999					07.05.2002				
30.09.1999					09.05.2002				
08.10.2001					11.05.2002				
10.11.2001					22.01.2003				
16.01.2002					01.01.2004				

Tabla 2.2. Eventos registrados en el arreglo TXC desde su instalación y estaciones en las que se cuenta con registros. En negritas están los sismos seleccionados para su análisis.

2.4.1 Selección de eventos

Después de una revisión visual de los registros seleccionamos los eventos que se habían registrado correctamente, esto es que los registros estuvieran completos, que se contara con los tres componentes del movimiento, que tuvieran un $\Delta t = 0.01$ (100 muestras por segundo), que la ganancia de cada canal fuera la adecuada, que se hubieran registrado en al menos dos estaciones del arreglo y que la parte de la coda de la señal sísmica se observara completa. En la tabla 2.3 se pueden ver los sismos seleccionados, su magnitud, las coordenadas de los epicentros y la profundidad de cada evento (reportadas por el Servicio Sismológico Nacional, Ing. Casiano Jiménez, comunicación personal), su azimut inverso y su distancia epicentral, respecto de la estación txs1 del arreglo TXCL. En la figura 2.4 mostramos la localización de los eventos seleccionados para su análisis, así como la localización del arreglo instrumental TXCL.

Tabla 2.3

Sismo (dd.mm.aaaa)	M	Lat °N	Long °W	Profundidad (km)	Azimut inverso	Distancia epicentral (km)
20.04.1998	5.9	18.37	101.21	66.0	242.551	266.202
15.06.1999	6.4	18.18	97.51	69.0	133.02	240.05
21.06.1999	6.0	17.99	101.72	54.0	240.575	333.784
30.09.1999	6.5	15.95	97.03	16.0	151.975	442.612
08.10.2001	6.1	16.94	100.14	4.0	203.781	308.108
10.11.2001	6.0	15.96	98.17	9.0	167.55	399.77
22.01.2003	7.6	18.60	104.22	9.0	260.751	560.890
01.01.2004	6.3	17.34	101.42	6.0	227.722	351.317

Tabla 2.3. Características de los eventos seleccionados para su análisis. El azimut inverso está calculado desde la estación TXS1.

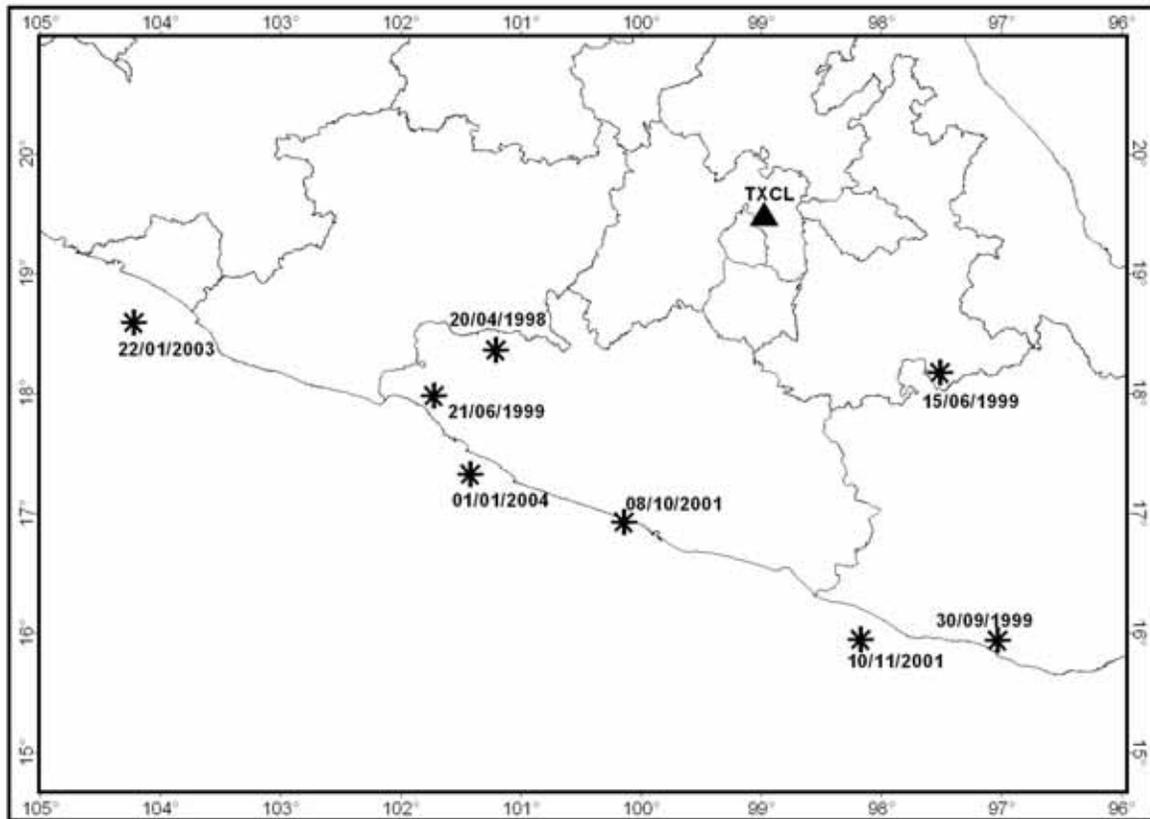


Figura 2.4. Localización de los eventos seleccionados para su análisis y el arreglo TXCL.

Observamos que las coordenadas reportadas en los encabezados de los registros estaban equivocadas; por lo que a partir de mediciones en campo y de las distancias entre estaciones (Bill Stephenson, comunicación personal) fue posible realizar una relocalización de éstas; con lo que se procedió a corregir estos parámetros en los registros.

También se observó que los registros, incluso los obtenidos en pozo, no tenían tiempo absoluto; por lo que fue necesario realizar una corrección de tiempo usando el procedimiento propuesto por Chávez-García *et al.* (1995). La manera de proceder

fue la siguiente: para los registros en superficie filtramos las trazas con un filtro de Butterworth pasa-banda centrado en 10 s y alineamos los pulsos de todas las estaciones. Posteriormente, consideramos: la velocidad del modo fundamental de Ondas de Rayleigh, que predice el modelo de velocidades de ondas de corte entre la costa y la Cuenca de México de 3250 m/s (Campillo *et al.*, 1996), la dirección epicentral y la distancia entre estaciones y se asignaron los tiempos para cada uno de los registros. Este procedimiento lo realizamos con las trazas de los componentes verticales y después se aplicó el mismo retraso a los registros de los componentes horizontales.

En la figura 2.5, en el lado izquierdo se muestran los registros con los tiempos asignados en los archivos y en el lado derecho los registros con el tiempo ya corregido.

Para el caso de los registros en pozo, el procedimiento fue similar, sólo que utilizamos un filtro de Butterworth pasa-banda centrado en 2.8 s y alineamos los pulsos en las distintas profundidades. En la figura 2.6, en el lado izquierdo se muestran los registros con los tiempos asignados en los archivos y en el lado derecho los registros con el tiempo ya corregido. De manera vertical los registros corresponden con las profundidades de 0, 2, 10 y 20 m, de arriba abajo, respectivamente.

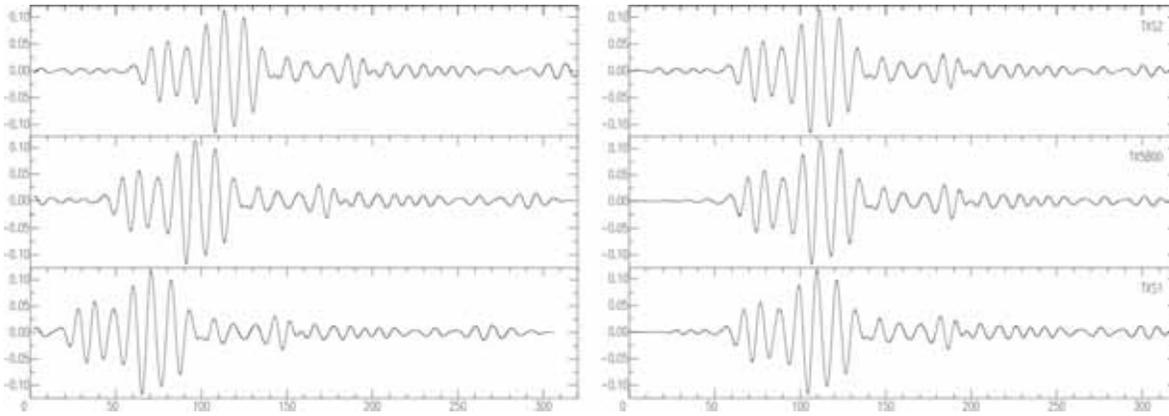


Figura 2.5. Registros en superficie de las estaciones txs1, txs2 y tx50. En el lado izquierdo se muestran las trazas con los tiempos asignados en los archivos; y en el lado derecho, los registros con el tiempo corregido según el procedimiento descrito en el texto.

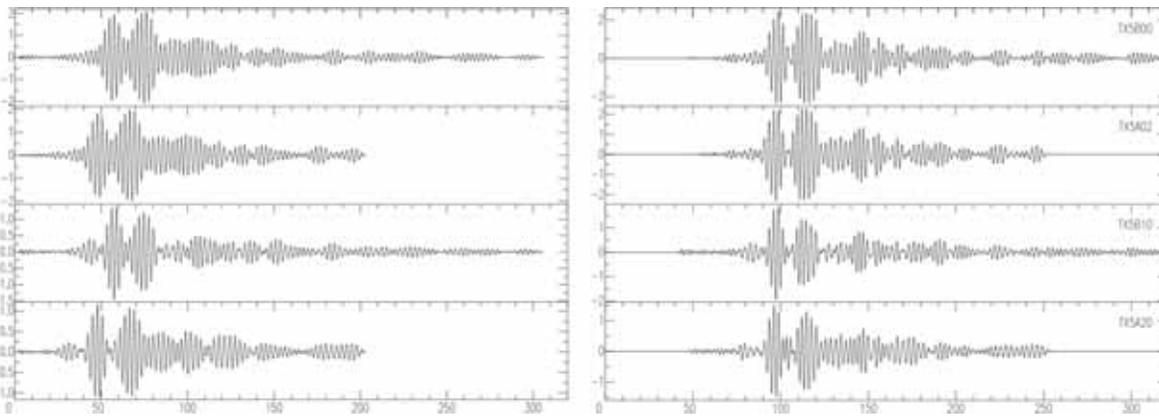


Figura 2.6. Registros en los sensores en pozo en las profundidades de 0, 2, 10 y 20 m. En el lado izquierdo de la figura se muestran las trazas con los tiempos asignados en los archivos; y en el lado izquierdo los registros con el tiempo corregido según el procedimiento descrito en el texto.

Capítulo III

Análisis de la respuesta sísmica de la capa arcillosa del Lago de Texcoco

Dentro de este capítulo estudiamos la respuesta sísmica de la capa arcillosa del antiguo Lago de Texcoco, a partir del análisis de los registros sísmicos obtenidos durante el funcionamiento de la red TXCL. Se utilizan los métodos de análisis de cocientes espectrales para la estimación del periodo fundamental y de la amplificación del sitio; el método de interferometría sísmica que permite estudiar las ondas que se propagan entre las localizaciones de los distintos sensores, sin necesidad de tener que considerar una fuente en cada localización y el método de Haskell para obtener una función de transferencia teórica a partir de un modelo de velocidades. Por último se presenta el resultado del cálculo de los espectros de

respuesta de sitio para los eventos de la base de datos, con el objetivo de conocer en qué bandas de periodos se tendrían las máximas pseudoaceleraciones.

3.1 Estimación del periodo fundamental del sitio

En una cuenca sedimentaria la presencia de una capa blanda en la superficie provoca un fenómeno de resonancia, que es resultado del contraste de impedancias entre ésta y el basamento; las ondas quedan atrapadas en la capa superficial y ocasionan una fuerte amplificación del movimiento sísmico, sobre todo en periodos cercanos al periodo fundamental del sitio. Se puede considerar entonces, que en una cuenca sedimentaria los efectos de sitio son ocasionados por una capa sedimentaria sobre un semi-espacio rígido, por lo que la respuesta sísmica se puede caracterizar usando sólo dos parámetros: el periodo fundamental y la amplificación máxima.

3.1.1 Metodología

Los métodos más comunes en la estimación de los efectos de sitio están basados en el cálculo de cocientes espectrales. Se ha visto que los resultados de los métodos de cocientes espectrales aplicados en la Cuenca de México son independientes del azimut y de la distancia epicentral, de fuentes localizadas a distancias epicentrales mayores o iguales a 200 km (Singh *et al.*, 1988; Lozano *et al.*, 2009). Las dos principales técnicas son: el método de cocientes espectrales estándar, que requiere de registros de eventos sísmicos en la estación de interés y en una estación de

referencia; y el método de cocientes H/V que requiere de registros de tres componentes en la estación de interés. Ambos métodos tienen sus ventajas y desventajas, técnicas o teóricas, que se explican a continuación.

3.1.1.1 Cocientes espectrales estándar (SSR)

El método de cocientes espectrales estándar (*SSR*, por sus siglas en inglés) requiere de registros de sismos en la estación de interés y en una estación de referencia que se asume que está libre de efectos de sitio. Si ambas estaciones tienen los mismos términos de fuente y de trayecto, entonces el cociente espectral resultante será una estimación de la respuesta de sitio de la estación de interés (Borcherdt, 1970). Este método asume que el efecto de sitio es generado por una geología simple (como una capa de sedimento blando sobre un semiespacio rígido y requiere de una topografía simple (Lermo y Chávez-García, 1993).

Este método permite obtener de manera confiable la frecuencia fundamental del sitio de interés; sin embargo, la amplificación obtenida será relativa al sitio de referencia que se haya considerado.

Las complicaciones técnicas, para la aplicación de este método, están relacionadas con la existencia de efectos de amplificación regional, como los que existen en la Cuenca de México, que impiden tener una estación de referencia libre de efectos de sitio (Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.* 1995). O bien con que se cuente con los mismos registros de eventos sísmicos, tanto en la estación de interés como en la estación de referencia.

La técnica consiste en calcular cocientes entre los espectros de los componentes horizontales de los registros de una estación de interés (localizada sobre la capa sedimentaria), respecto a aquellos de una estación en zona firme (con respuesta espectral cercana a uno) cercana a la primera.

3.1.1.2 Cocientes espectrales H/V

Uno de los mayores problemas del método *SSR* es encontrar una estación de referencia; por esta razón los métodos que sólo requieren de registros en la estación de interés se vuelven importantes y populares, sin considerar de manera profunda las implicaciones prácticas o la teoría detrás de la técnica.

Otra de las técnicas más usadas es la conocida como cocientes espectrales *HVSR*, por las siglas en inglés de *Horizontal to Vertical Spectral Ratios*; esta metodología se deriva de las funciones de receptor propuestas por Langston (1979) y de los cocientes espectrales propuestos por Nakamura (1989) y fue aplicada para la estimación de efectos de sitio usando registros de eventos sísmicos por Lermo y Chávez-García (1993).

El método asume que la resonancia debida a los efectos de sitio afecta principalmente al movimiento horizontal y consiste en calcular el cociente de los espectros de amplitud de los componentes horizontales respecto al espectro del componente vertical del movimiento.

Field y Jacob (1995) demostraron que este método es una alternativa válida al método de cocientes espectrales respecto a una estación de referencia, para estudiar los efectos de sitio y obtener una estimación robusta del periodo fundamental del sitio y del nivel de amplificación local y recomiendan considerar la parte del registro que está dominada por las ondas S.

Sin embargo, la aplicación de este método sigue siendo controversial, pues el campo de ondas registrado durante un sismo está compuesto por ondas de cuerpo y ondas superficiales y es complicado saber qué tipo de onda domina en cada momento y situación. Al respecto, Malischewsky y Scherbaum (2004) analizaron distintos modelos teóricos para estudiar los efectos de distintas geometrías y propiedades de los medios, en la medida de la elipticidad de ondas de Rayleigh a partir de los cocientes H/V. Estos autores proponen el planteamiento teórico de los cocientes H/V en función de las propiedades y de la geometría del medio compresible; también presentan los casos en los que un medio compresible puede ser tratado como uno incompresible, del mismo modo que la simplificación presentada por Love.

En el caso de un semiespacio, la formulación matemática de los cocientes $\chi = \frac{H}{V}$ muestra que el valor del cociente depende exclusivamente del coeficiente de Poisson ν y no de la frecuencia. En el caso de una capa sobre un semiespacio, que implica una superficie con un contraste de impedancias, la forma matemática de

χ está en función de la frecuencia y de las propiedades tanto de la capa, como del semiespacio.

Estos autores (*ibid*) encuentran que cuando se tiene un alto contraste entre las velocidades β de la capa y del semiespacio la singularidad del cociente χ se localiza cerca de la frecuencia fundamental del sitio, que se espera por el contraste de impedancias; incluso en este caso, se puede usar la simplificación de Love y considerar el medio como incompresible.

3.1.2 Análisis de los registros de TXCL

Para el caso de la red TXCL seleccionamos los eventos de la base de datos de movimientos fuertes (tabla 1.1) y aplicamos las técnicas de cocientes SSR y HVSR.

Para el caso de los cocientes SSR consideramos los registros de los eventos dos, tres y cuatro (15.06.1999; 21.06.199; 30.09.1999), pues fueron los que estaban registrados tanto en TXCL como en Estanzuela, que fue la estación que seleccionamos como estación de referencia, por contar con registros comunes a nuestra base de datos y porque los registros estaban completos y cumplieron con las normas de selección.

La estación Estanzuela está localizada 15 km al W de la red TCXL, sobre derrames de lava andesítica del terciario superior, que es la parte más antigua y más rígida de la cuenca y cuya respuesta sísmica fue estudiada por Montalvo *et al.* (2002), quienes la caracterizaron como la estación con menor efecto de sitio dentro de la cuenca.

Para el caso de los cocientes HVSR utilizamos los ocho registros de la base de datos. Con los dos sismos registrados en el arreglo vertical (10.11.2001; 22.01.2003) calculamos los cocientes espectrales de los componentes horizontales de los registros en las distintas profundidades, con el fin de analizar la respuesta en los primeros metros de la capa de arcilla.

Independientemente de la técnica de análisis, el procedimiento fue similar: para cada registro de la base de datos consideramos ventanas de 40 segundos (s) a partir del arribo de las ondas S; aplicamos un tapering cosenoidal del 0.5 % de la longitud de la ventana al principio y al final de cada una y la amplitud suavizada de los espectros de Fourier la calculamos con una ventana triangular de cinco puntos.

3.1.2.1 Cocientes espectrales estándar (SSR)

Para los cocientes SSR consideramos los componentes horizontales NS, EW y los componentes radial y transversal, rotados respecto a la dirección epicentral. En la figura 3.1 se muestran los resultados de los cocientes espectrales de los componentes no rotados; las líneas delgadas corresponden con cada uno de los cocientes y la líneas más gruesa indica el promedio total de éstos. Se puede ver que hay un pico principal en 0.37 Hz, con una amplificación relativa por un factor de 16 y tres armónicos en 1.1, 1.4 y 1.7 Hz

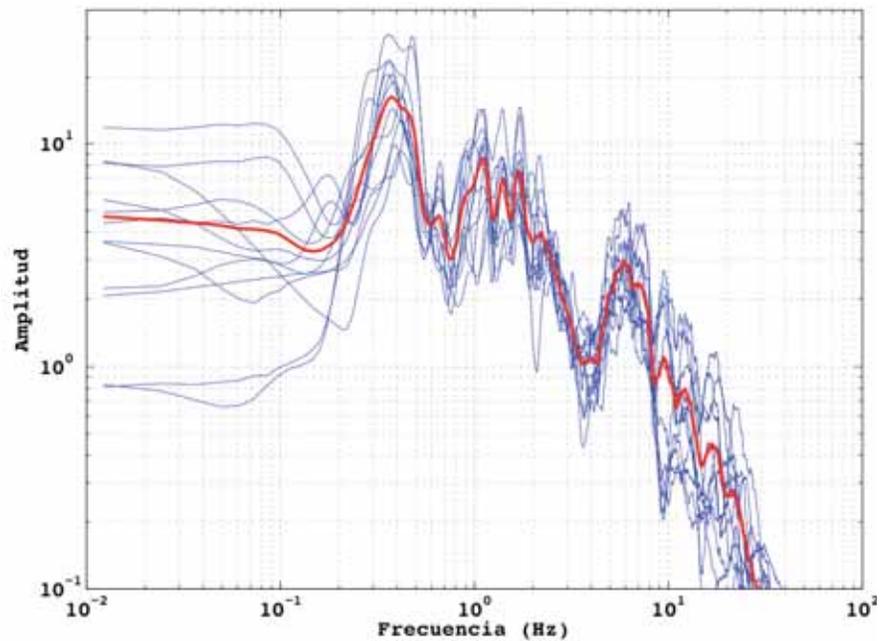


Figura 3.1. Cocientes espectrales estándar, respecto a los registros de la estación Estanzuela, considerando los componentes NS y EW del movimiento en las dos estaciones.

En la figura 3.2 se pueden ver los cocientes espectrales de los componentes rotados hacia las direcciones radial y transversal de cada evento, las líneas delgadas corresponden con cada uno de los cocientes y la línea más gruesa indica el promedio total de éstos. En esta figura se puede ver que la frecuencia fundamental está en 0.37 Hz, con un factor de amplificación relativa de 15; también se pueden ver tres armónicos superiores en las frecuencias de 1.1, 1.4 y 1.7 Hz.

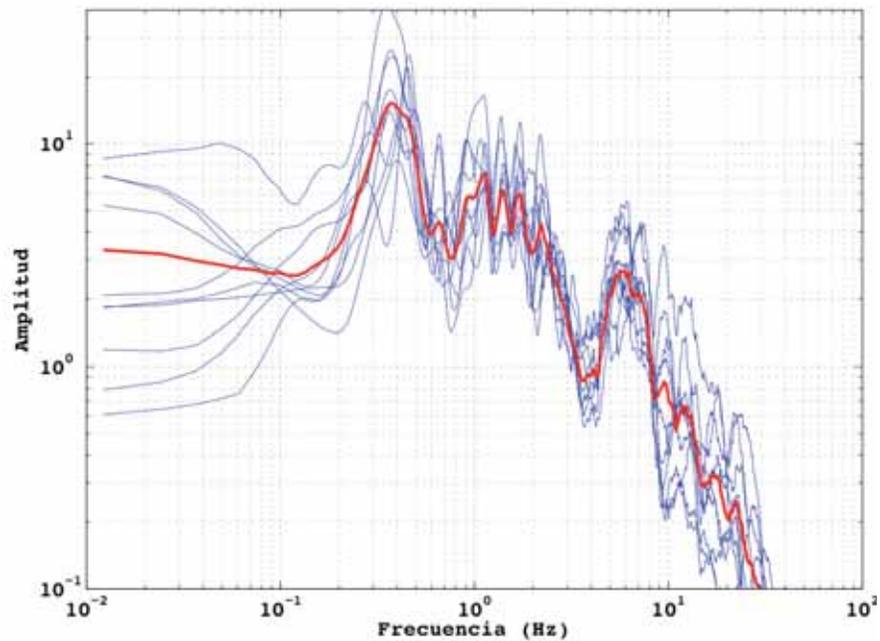


Figura 3.2. Cocientes espectrales estándar, respecto a los registros de la estación Estanzuela, considerando los componentes radial y transversal del movimiento en las dos estaciones.

3.1.2.2 Cocientes espectrales H/V

Para el análisis con esta técnica consideramos los registros de los componentes NS, EW y vertical de los ocho eventos de la base de datos (tabla 1), obtenidos en las estaciones en superficie. En la figura 3.3 se muestran los resultados de estos cocientes; en líneas delgadas se muestra cada uno de los cocientes y con línea más gruesa el promedio total de éstos.

En la figura 3.3 se puede ver una frecuencia fundamental en 0.37 Hz, con un factor de amplificación relativa de 7.6 y tres armónicos superiores en 0.1, 1.5 y 2.5 Hz.

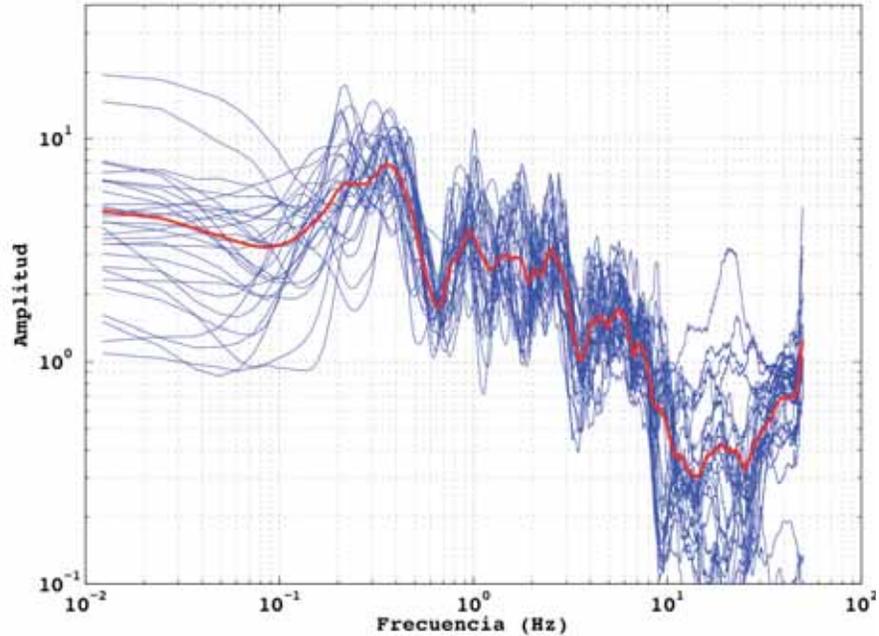


Figura 3.3. Cocientes espectrales H/V de los componentes NS, EW y vertical. Las líneas delgadas corresponden con cada uno de los cocientes y la línea más gruesa con el promedio total de éstos.

3.1.2.3 Cocientes espectrales en la capa de arcilla

Para los eventos seis y siete (10.11.2001; 22.01.2003, respectivamente) de la base de datos calculamos los cocientes espectrales de los componentes horizontales del movimiento en superficie, respecto de aquél registrado en las distintas profundidades de registro de cada evento; en el caso del evento número seis tenemos registros en las profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m, mientras que para el evento siete se tienen registros hasta los 20 m de profundidad.

En la figura 3.4 se muestran los cocientes espectrales $\frac{NS_s}{NS_{pi}}$ y $\frac{EW_s}{EW_{pi}}$, donde el subíndice s se refiere al registro en superficie, el subíndice p se refiere al registro en pozo e i a la profundidad del sensor (2, 10, 20, 30 y 40 m).

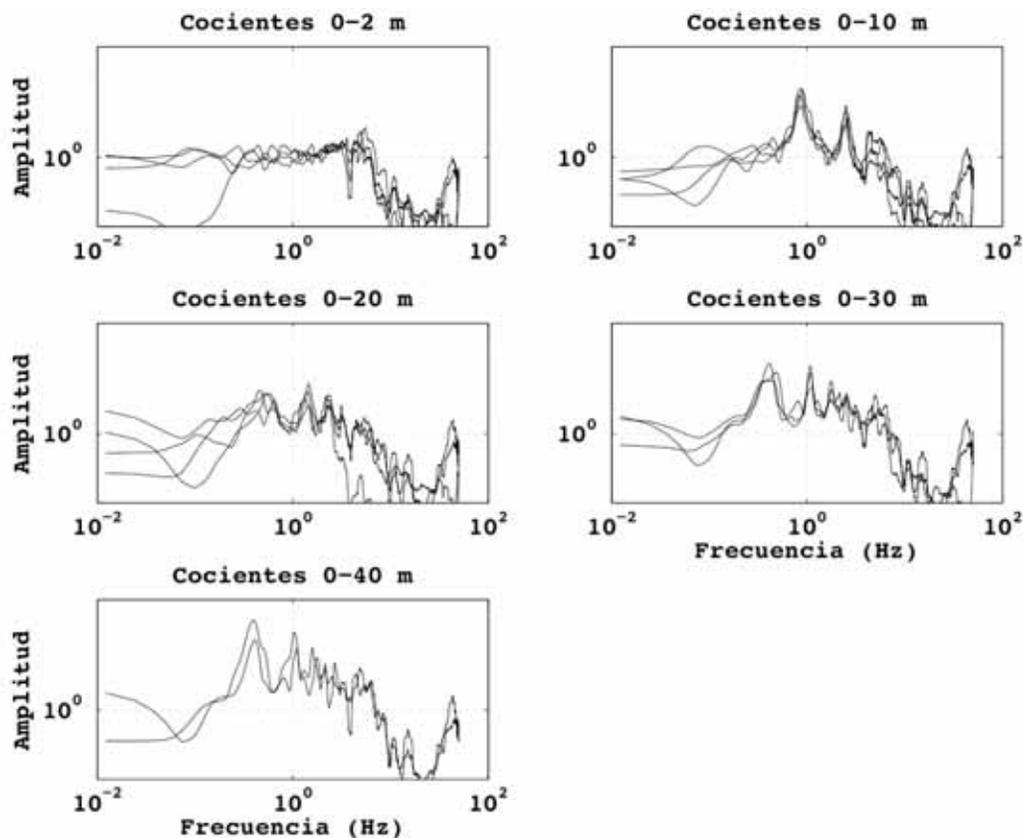


Figura 3.4. Cocientes espectrales de los componentes NS, EW del movimiento en superficie, respecto a las distintas profundidades.

En la figura 3.4, para los cocientes entre 0 y 2 m se tiene que de 0.3 a 3.5 Hz la respuesta es plana y cercana a uno; lo que indica que la respuesta en los primeros dos metros de la capa de arcilla es igual. En los cocientes que consideran los registros en profundidades mayores a los dos m, se observa la presencia de los armónicos superiores que se habían identificado en los cocientes espectrales H/V y SSR. En los cocientes entre 0 y 10 m, se tiene un pico principal 0.88 Hz con una amplitud de 8 y un armónico superior en 2.5 Hz. En la figura de los cocientes entre 0 y 20 m se tienen tres armónicos en 0.47, 1.42 y 1.81 Hz y la mayor amplitud (5.4) se localiza en el segundo armónico. En el cociente entre 0 y 30 m se pueden ver tres

armónicos en 0.41, 1.08 y 1.8 Hz, los primeros dos tienen una amplitud muy similar, de 9.7 y 9.6, respectivamente y el tercero tiene una amplitud de 5.3. Por último, el cociente entre 0 y 40 m se marcan dos picos fundamentales, el primero en 0.38 Hz con una amplitud cercana a 20 y en 1.08 Hz con una amplitud cercana a 13.

3.1.3 Frecuencia fundamental de TXCL

Las formas espectrales de los cocientes H/V y SSR que consideran los componentes NS, EW, radial y transversal son similares entre sí; la frecuencia fundamental se localiza en 0.37 Hz; la amplificación relativa, respecto a la estación Estanzuela es por un factor de 16, mientras que la amplificación estimada con H/V es cercana un factor de 8. Se puede ver que los resultados de ambas técnicas son independientes de la dirección epicentral, como se ha visto en estudios anteriores de la Cuenca de México (Lozano *et al.*, 2009)

3.2 Análisis de interferometría sísmica

Sneider y Safak (2006) proponen usar la técnica de interferometría sísmica para definir la respuesta dinámica de un edificio. Esta técnica está basada en la correlación de ondas registradas en distintos sensores; cuando la excitación de la onda está igualmente distribuida en el espacio, o entre los modos normales del sistema, esta correlación corresponde con la Función de Green que explica la propagación de ondas entre sensores.

La utilidad de esta técnica radica en que permite estudiar las ondas que se propagan entre las ubicaciones de los distintos sensores, sin necesidad de considerar una fuente en cada localización; además, tampoco es importante si los receptores son excitados por fuentes coherentes o incoherentes. Es importante señalar que Sneider y Safak (2006) consideran la deconvolución en vez de la correlación, pues la primera proporciona una respuesta que es independiente del acoplamiento que puede existir entre la estructura y el suelo; además de que las formas de onda deconvolucionadas pueden ser interpretadas como ondas que se propagan.

3.2.1 Metodología

La técnica consiste en calcular la deconvolución de las señales registradas en los distintos niveles respecto al de la azotea de un edificio y también respecto al de la base del mismo. Para estos fines los autores (*ibid*) definen la deconvolución entre dos señales como:

$$D(\omega) = \frac{u_1(\omega)}{u_2(\omega)}$$

Sin embargo, en los cortes de $u_2(\omega)$ la expresión anterior se vuelve inestable porque el denominador se vuelve cero. Con el fin de estabilizar la deconvolución los autores (*ibid*) proponen la siguiente relación:

$$D(\omega) = \frac{u_1(\omega)u_2^*(\omega)}{|u_2(\omega)|^2 + \varepsilon}$$

Donde el asterisco indica el complejo conjugado y el parámetro ε es un porcentaje del promedio del espectro de potencia, que se usa para estabilizar la deconvolución.

Los resultados de las formas de ondas deconvolucionadas dependen de si se realiza la deconvolución del registro en superficie con respecto a la base o con respecto a la cima de la estructura; en el primer caso se tiene que las formas resultantes son causales, esto es que se desvanecen para $t < 0$, la parte inicial de las ondas deconvolucionadas corresponde con una superposición de ondas ascendentes y descendentes y por la interferencia entre ellas es difícil identificar los pulsos individuales. La parte terminal de las ondas deconvolucionadas corresponde con la resonancia de estructura, cuya amplitud se incrementa conforme se sube de nivel y es casi monocromática. Para ambas formas de propagación la velocidad de viaje corresponde con la velocidad de ondas de corte; las diferencias sistemáticas entre ellas son generadas por la dispersión, que es causada por la estructura interna del edificio (*ibid*) o del suelo, en nuestro caso.

Por otro lado, para las ondas que se deconvolucionan con el registro de la cima de la estructura, se tiene que las formas resultantes de la deconvolución son más simples; estas ondas son no causales y consisten de una superposición de una onda ascendente y una onda descendente. El hecho de que las formas

deconvolucionadas sean simples implica la propagación es unidimensional para las frecuencias que se analizan.

Estos autores (*ibid*) sugieren una forma de obtener el factor de calidad Q a partir de la deconvolución de las ondas respecto a la base de la estructura, ya que cuando las ondas suben y bajan son atenuadas; además, para la propagación de los modos normales amortiguados y cuando $t \gg 2H/\pi\beta$ -donde H es la altura de la estructura y β es la velocidad de ondas de corte- existe un predominio del modo fundamental cuyo desplazamiento puede ser aproximado por:

$$B(z,t) \approx \frac{4\pi\beta}{H} \exp(-\gamma\omega_0 t) \cos\left(\frac{\omega_0(H-z)}{\beta}\right) \text{sen}(\omega_0 t)$$

Donde $\omega_0 = \pi\beta/2H$ y $\gamma = 1/2Q$ es la relación de amortiguamiento viscoso relacionado con el factor de calidad Q . En el proceso de cuantificar la atenuación de los registros en un edificio las ondas deconvolucionadas son filtradas alrededor de la frecuencia fundamental del edificio, para extraer el modo fundamental de éste; este proceso extrae el decaimiento de la resonancia con el tiempo y permite calcular la atenuación inelástica del edificio, a partir del cálculo del logaritmo natural de la envolvente de las ondas deconvolucionadas con la base de la estructura, posteriormente se ajusta la curva del decaimiento de la envolvente con el tiempo, que es consistente con el decaimiento exponencial de la ecuación anterior.

3.2.2 Análisis de los registros del arreglo vertical de la red sísmica del Lago de Texcoco, TXC

Según Snieder y Safak (2006) la respuesta de un edificio ante vibraciones, ya sean naturales o generadas por el hombre, está determinada en mayor parte por la velocidad de ondas de corte y por su atenuación en la estructura. La velocidad de ondas de corte y la geometría la estructura controlan las frecuencias de resonancia del mismo; la atenuación determina la tasa de disipación de energía en la estructura, la cual rige la cantidad de movimiento del mismo para una excitación dada (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007).

Si consideramos un depósito de suelo como una estructura con geometrías horizontal y vertical simples y homogéneas, podemos asumir que su respuesta ante vibraciones estará determinada por la velocidad de ondas de corte y por su atenuación en el trayecto de la base a la cima del depósito, en franca analogía con lo descrito por Snieder y Safak (2006) para un edificio. Con base en esto, aplicamos la teoría propuesta por estos autores (*ibid*) a los registros del arreglo TXCL obtenidos en los sensores de pozo que se encuentran en 0, 2, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad; esto con el objetivo de modelar las ondas ascendentes y descendentes, así como para obtener una estimación del factor de calidad Q para la capa arcillosa de la zona.

De la base de datos del arreglo TXCL (tabla 2.1) se seleccionaron dos eventos que fueron registrados en los sensores de pozo, el número seis (10.11.2001) y el siete

(22.01 .2003); para el primero, los registros que se analizan fueron los obtenidos en 0, 2, 10, 20, 30 y 40 m de profundidad, mientras que para el segundo evento se usaron los registros de los sensores en 0, 2, 10 y 20 m de profundidad

El análisis de interferometría sísmica se realiza con base en la teoría propuesta por Sneider y Safak (2006) y tomando como referencia lo presentado por Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007); esto es que calculamos la deconvolución de los registros en cada profundidad del pozo con el registro en la cima y con el de la base del mismo (40 m para el del 10.11.2001 y 30 m para el evento 22.01.2003).

Debido a que para el sismo del 10 de noviembre del 2001 se cuenta con una mejor cobertura en los registros de pozo, a continuación reportamos lo observado del análisis de interferometría para este sismo. En la figura 3.5 se muestra la deconvolución del movimiento registrado en cada profundidad del pozo respecto del registro en la cima de éste, para los componentes NS y EW, en la parte izquierda y derecha de la figura, respectivamente. En estas gráficas las curvas representan el movimiento que se necesita en cada profundidad para conformar una función delta en la parte superior; la separación de los máximos está relacionada con el espesor del depósito y con la velocidad que tardan las ondas en subir y bajar.

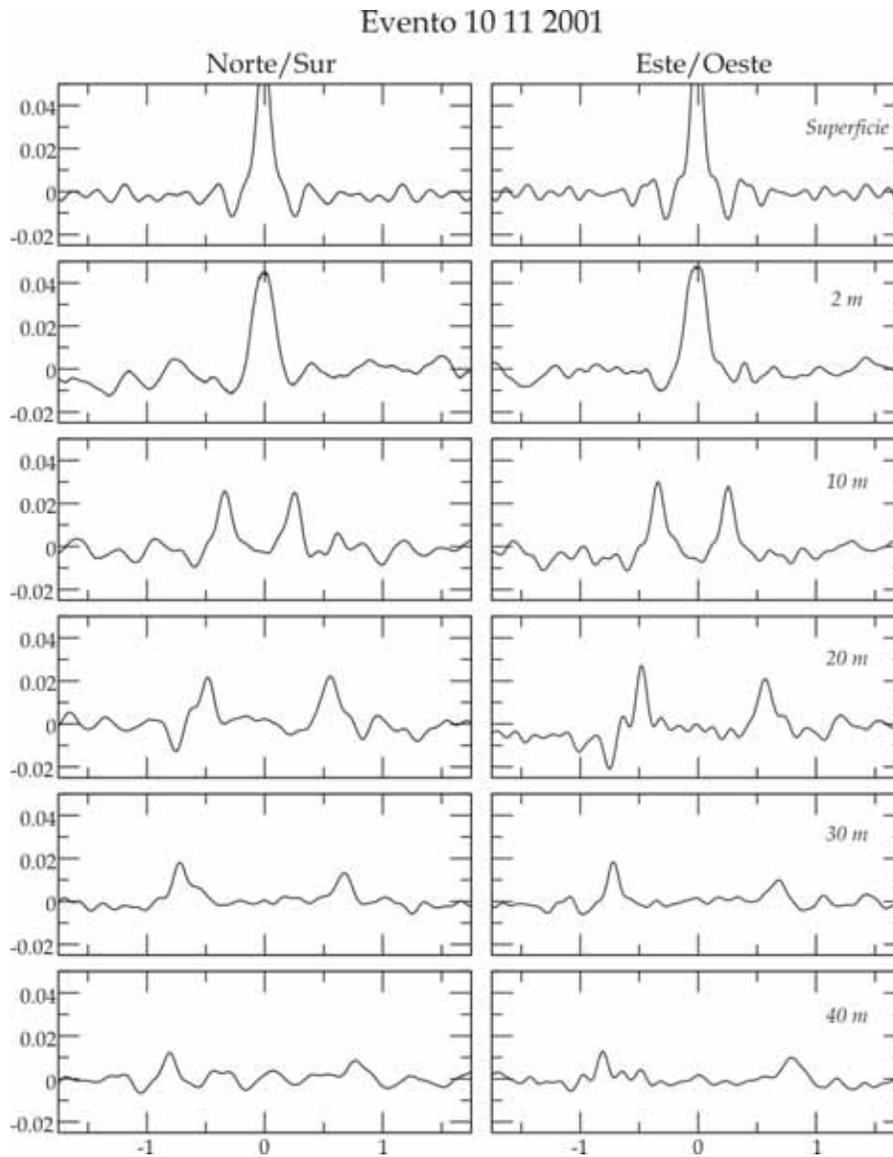


Figura 3.5. Resultado de las deconvoluciones de los registros en las distintas profundidades respecto del registro en superficie.

En la figura 3.5 se puede ver que la curva resultante de la deconvolución del registro a 2 m es muy similar a la obtenida en superficie, esto quiere decir que el movimiento está en fase. Conforme aumenta la profundidad de registro el movimiento va siendo diferente y se observan dos máximos para cada deconvolución, el primero representa la onda ascendente y el segundo la onda

descendente y se puede ver cómo la amplitud de estos máximos va disminuyendo también con la profundidad.

Por otro lado, con el objetivo de calcular la deconvolución respecto a la base de la estructura, y debido a que no se cuenta con registros en la capa dura, y mucho menos en el basamento, se consideró el movimiento registrado a 40 m como el movimiento en la base de la estructura. Sin embargo, al encontrarse este sensor dentro de la capa arcillosa, la deconvolución de cada registro respecto a esta llamada “base” no resultó útil, pues no se lograron identificar los pulsos que suben y bajan. También se consideraron los registros de la estación TXC Roca (TXCR) como basamento; sin embargo, los pulsos obtenidos de la deconvolución de los registros en cada profundidad respecto del movimiento en TXCR tampoco tuvieron una amplitud visible y no fue posible modelar las ondas ascendentes y/o descendentes, ni obtener una estimación de la atenuación de las mismas.

3.2.2.1 Estimación del factor de calidad Q

Debido a la falta de registros adecuados para calcular la deconvolución respecto al basamento, se exploró el decaimiento de la amplitud de las ondas deconvolucionadas para obtener una estimación del factor de calidad Q , a partir de la disminución de la amplitud del resultado de la deconvolución de los registros en las distintas profundidades del pozo, respecto al registro en superficie (figura 3.6).

Para esto se considera que el factor Q está relacionado con las variaciones del movimiento, tanto en el espacio como en el tiempo, ya que cuando una onda se

propaga a través del terreno, su amplitud se atenúa como resultado de una variedad de procesos que se pueden resumir en el término “fricción interna”; el mayor efecto de esta fricción se ve reflejado en el factor adimensional Q (Aki y Richards, 1980). Además, estos autores consideran que la atenuación es un fenómeno lineal, ya que la onda se puede descomponer y resolver a partir de sus componentes de Fourier.

En nuestro caso nos interesa conocer el factor de calidad Q respecto de la distancia que viajan las ondas a través de los 40 m del pozo; por lo tanto, consideramos que la variación de la amplitud está dada por (*ibid*):

$$A(x) = A_0 \exp\left[-\frac{\omega x}{2cQ}\right]$$

Donde x es la distancia, c es la velocidad de fase y $\omega = 2\pi f$, con $f = 0.37$ Hz, que es la frecuencia fundamental del sitio; y como trabajamos con profundidad, modificamos la x por z , para referirnos a este parámetro. De esta fórmula despejamos Q , que queda como:

$$Q = \frac{-\omega z}{2c \log\left(\frac{A}{A_0}\right)}$$

Para el caso del arreglo TXCL, obtuvimos las amplitudes de las deconvoluciones a partir de la figura 3.6, tanto para las ondas ascendentes como para las descendentes y para cada profundidad. En la figura 3.7 se muestra la variación

normalizada de esta amplitud respecto a la profundidad z ; en esta figura también se muestra con línea punteada el mejor ajuste de una curva exponencial, cuya ecuación es:

$$A(z) = 1.0518 \exp[-0.0927z]$$

Donde z es la profundidad de cada sensor.

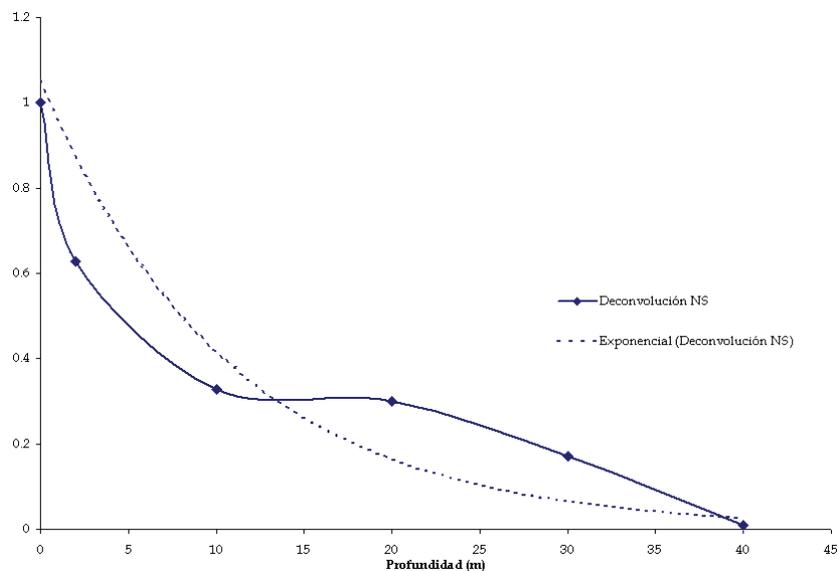


Figura 3.7 Variación de la amplitud de las deconvoluciones respecto de la profundidad de los sensores y el mejor ajuste con una curva exponencial; la ecuación de esta curva se muestra en el texto.

Para la estimación de Q es necesario conocer: las profundidades a las que se va a obtener y la velocidad de ondas S , por lo que presentamos de manera simultánea el modelado de las ondas ascendentes y descendentes de la interferometría sísmica y la estimación de Q .

3.2.2.2 Estimación del perfil de velocidades

A partir del resultado de las deconvoluciones respecto al registro en superficie (figura 3.5), podemos estimar la velocidad con la que viajan las ondas ascendentes y descendentes, si consideramos el tiempo y la distancia que recorren; de este modo obtuvimos la gráfica 3.8 en la que se muestra el tiempo y la distancia que viajan las ondas: los puntos representan el tiempo que tarda el pulso de la deconvolución en viajar de un sensor a otro, mientras que las líneas punteadas representan el mejor ajuste; esto resulta en un modelo de velocidades de dos capas: la primera de 0 a 20 m con una velocidad de 34 m/s y la segunda de 20 a 40 m con una velocidad de 79 m/s.

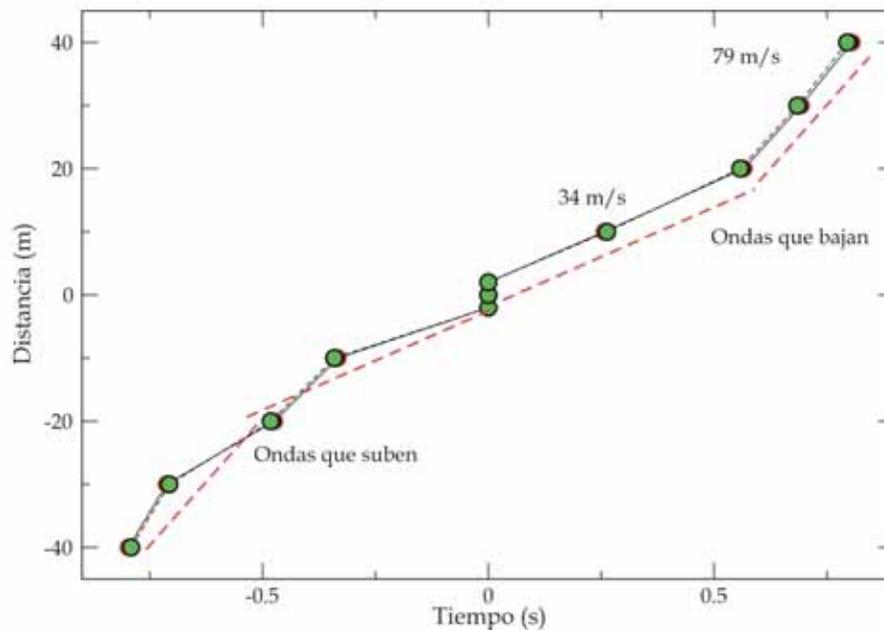


Figura 3.8. Modelado de las ondas ascendentes y descendentes, a partir del cálculo de la deconvolución de los registros en las distintas profundidades, respecto al registro en superficie.

Con estos resultados se procedió a calcular Q para cada una de las capas; los resultados se muestran en la tabla 3.1.

Los valores de α se obtienen considerando el módulo de Poisson de las arcillas de

la Cuenca de México, $\sigma = 0.49$, y de la relación $\frac{\alpha}{\beta} = \left[\frac{2(1-\sigma)}{(1-2\sigma)} \right]^{1/2}$.

Tabla 3.1

Capa	Profundidad (m)	α (m/s)	β (m/s)	Qp	Qs
1	20	250	34	71	32
2	40	600	79	65	27
Semi-espacio	∞	1800	475	20	10

Tabla 3.1. Modelo de velocidades obtenido a partir de los tiempos de viaje de las ondas ascendentes y descendentes; los valores de Q se obtienen del planteamiento explicado en el texto.

3.3 Funciones de transferencia

El modelo de la tabla 3.1 se utilizó para obtener una función de transferencia teórica, a partir del método de Haskell y Thompson (Aki y Richards, 1980). La función de transferencia obtenida se compara con la función de transferencia empírica, obtenida a partir de los cocientes espectrales H/V y SSR. En la figura 3.9 se muestran con líneas más claras los promedios totales de los cocientes espectrales: con línea continua el promedio de los cocientes H/V y con líneas discontinuas los cocientes SSR que consideran los componentes NS, EW, radial o transversal; la línea más oscura y más gruesa corresponde con la función de transferencia del modelo de la tabla 3.1 ante la incidencia vertical de ondas SH.

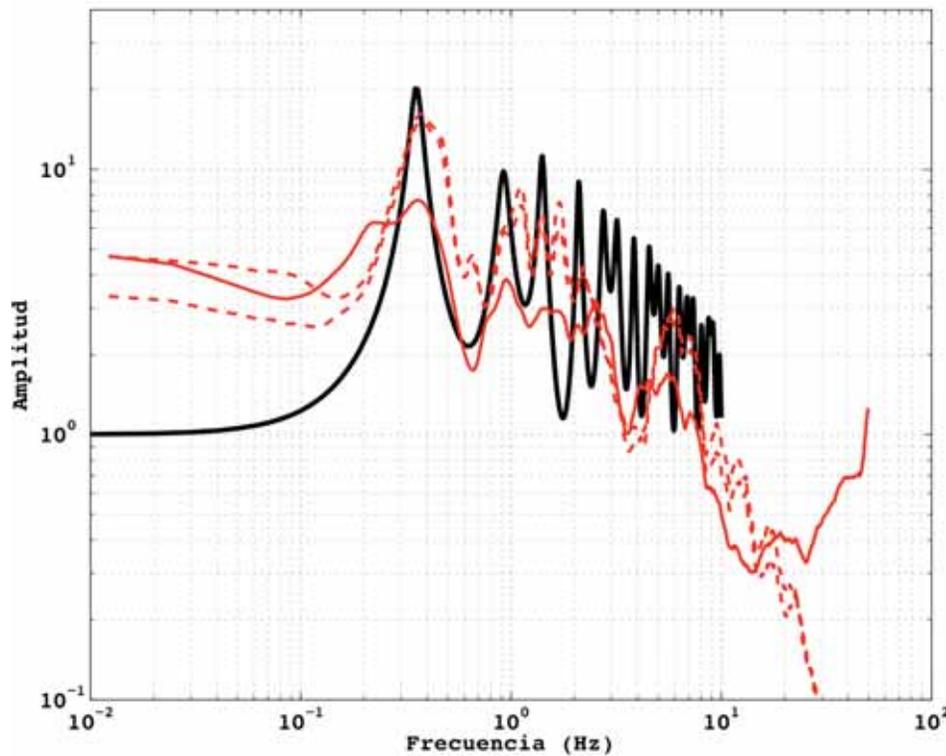


Figura 3.9. Funciones de transferencia: en línea gruesa y continua la función de transferencia teórica del modelo de velocidades; con líneas más claras los promedios totales de los cocientes espectrales: con línea continua el promedio de los cocientes H/V y con líneas discontinuas los promedios de los cocientes SSR.

En la figura 3.9 la función de transferencia teórica tiene su frecuencia fundamental en 0.36 Hz, mientras que las funciones empíricas la tienen en 0.37 Hz; los niveles de amplificación estimados teóricamente corresponden más con las amplificaciones relativas al movimiento en la estación Estanzuela. Respecto a los armónicos superiores, el primer armónico de la función teórica corresponde en frecuencias con el definido por los cocientes H/V, mientras que el segundo corresponde con el estimado en los cocientes SSR y su amplitud es más parecida, aunque sigue siendo sobreestimada.

3.4 Cálculo de Espectros de respuesta de sitio

Con el propósito de contar con una representación de los niveles de aceleración en el sitio de TXCL calculamos los espectro de respuesta de sitio utilizando los ocho eventos de la base de datos (tabla 2.1) utilizando el programa Degtra A4 (Ordaz y Dulché, 2005). En la figura 3.10 se muestran los espectros de respuesta (promedio de los componentes horizontales) de pseudo-aceleración con 5% de amortiguamiento, normalizados respecto a la aceleración máxima de cada espectro resultante (PGA) de cada sismo.

En la figura 3.10 las líneas discontinuas corresponden con el promedio de los espectros de respuesta de los componentes horizontales de cada uno de los registros de movimientos fuertes en TXCL; la línea continua más gruesa indica el promedio total de los espectros y las líneas continuas más delgadas corresponden con el promedio más y menos una desviación estándar.

En la figura 3.10 se pueden ver dos bandas con pseudoaceleraciones máximas: la primera entre 0 y 1 s de periodo, con una pseudoaceleración normalizada cercana a 0.6 g y la segunda entre 2 y 3 s de periodo con valores de pseudoaceleración de aproximadamente 0.8 g.

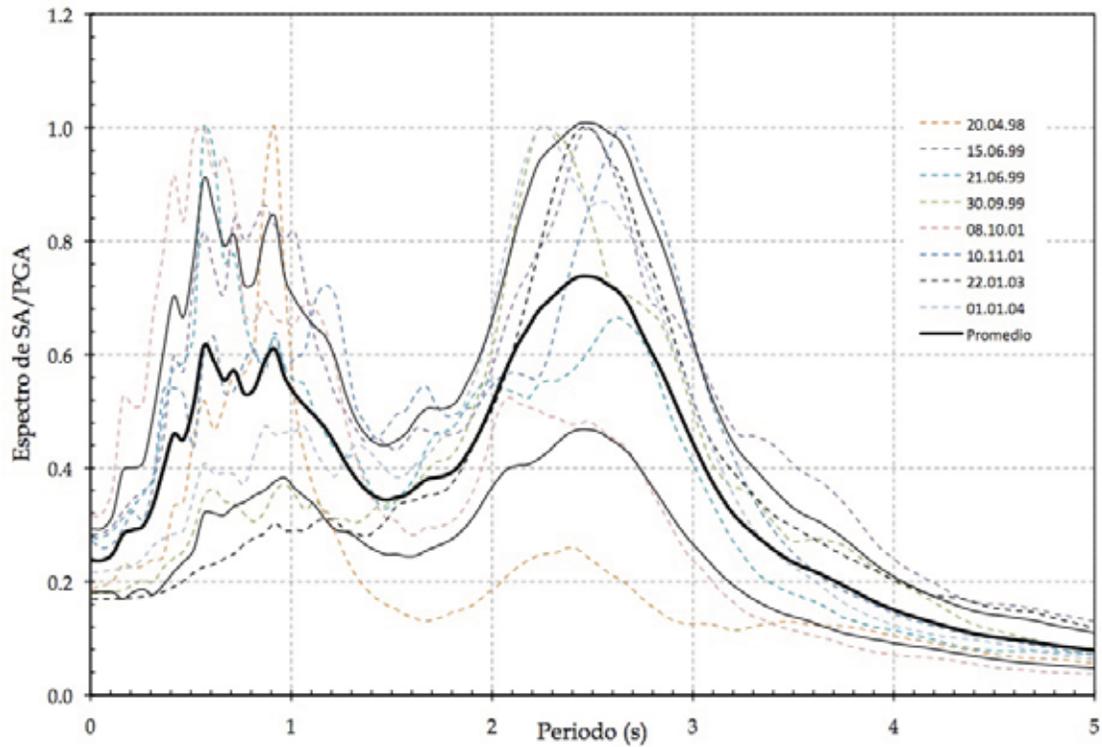


Figura 3.10. En líneas discontinuas se muestran el promedio de los espectros de respuesta para cada evento; en línea más gruesa mostramos el promedio total de los espectros de respuesta y en líneas más delgadas más y menos una desviación estándar.

Capítulo IV

Análisis cualitativo de los registros del arreglo TXCL

El análisis cualitativo de los registros sísmicos del arreglo TXCL tiene como objetivo describir los tipos de ondas que se presentan en las distintas etapas del movimiento del terreno y en distintos periodos; aunque la mayor atención se centra en la parte de la coda, ya que es en esta parte de los registros donde se han detectado los trenes de ondas modulados y/o monocromáticos que ocasionan una larga duración del movimiento de terreno en la Cuenca de México. Los resultados de este análisis sirven como referencia para los análisis cuantitativos que se presentan más adelante.

4.1 Metodología

La metodología usada en este análisis ha sido empleada para analizar las formas de onda presentes en los registros sísmicos de la Cuenca de México por varios autores (Chávez-García *et al.*, 2005; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2005; Rodríguez-Abreu, 2008) y consiste en filtrar los registros con un filtro pasa-banda Butterworth, que tiene un ancho de banda que se incrementa con la frecuencia a partir de la relación:

$$f_n = f_{\min}(1.1)^{i-1}$$

donde, para los fines de nuestro estudio: $f_{\min} = 0.125$ e $i = 1, 2, 3, \dots, 18$

El ancho de banda lo definimos para cada frecuencia central f_n a partir de la relación:

$$1 - w(f_n) < f_n < 1 + w(f_n)$$

Donde $w = 0.2$ es el ancho de banda relativo del filtro. Esto dio como resultado que filtramos los registros de cada componente en los periodos centrales de: 8.0, 7.27, 6.61, 6.01, 5.46, 4.97, 4.52, 4.11, 3.73, 3.39, 3.08, 2.80, 2.55, 2.32, 2.11, 1.92, 1.74 y 1.58 s. Para realizar los filtrados usamos una macro en el programa sac (Goldstein et al., 1995) que lee, filtra, escribe y grafica cada una de las trazas de los registros.

Este análisis se realizó para los ocho eventos de la base de datos del arreglo TXCL (tabla 2.3), para los tres componentes del movimiento de cada estación en la que teníamos el registro del evento. En el caso de los eventos seis y siete también se analizaron las trazas filtradas de los registros en las distintas profundidades. La descripción se realiza primero para cada evento, considerando las estaciones en que se haya registrado; en el caso especial del evento seis, sólo se presenta el análisis para los registros en pozo, pues las estaciones de registro en superficie tienen una distancia entre sí menor a los 30 m y las longitudes de onda que nos interesan están en un rango más alto.

A lo largo de las descripciones y por practicidad se usa la abreviatura de segundos (s), y cuando para referirnos a una traza filtrada alrededor de un periodo central, hablamos de esta traza en un tiempo en particular; por ejemplo: “el componente transversal en 4.97 s” se refiere al registros del componente transversal del movimiento, que fue filtrado alrededor de 4.97 s.

En las figuras de este análisis se pueden ver los tres componentes del movimiento: vertical, radial y transversal de izquierda a derecha, respectivamente; en la parte superior de cada figura el lector puede ver la traza original y debajo de ella las trazas filtradas con el filtro pasabanda Butterworth, centrado en el periodo que se indica entre las gráficas de los componentes.

Comenzamos la descripción con el análisis cualitativo de los registros de cada evento, en el mismo orden en que aparecen en la tabla 2.3.

4.2 Análisis por evento

4.2.1 Sismo del 20 de abril de 1998 (20.04.1998)

Este evento está registrado en las estaciones txs1 y txs2 del arreglo TXC. Para las dos estaciones los registros consideramos una duración de 160 s.

En general se observa que en las dos estaciones hay un comportamiento similar para las trazas filtradas en los distintos periodos. Para periodos de filtrado entre 4.11 y 8.0 s en los componentes vertical y radial se observan trenes de ondas energéticos bien definidos que presentan características dispersivas; en estos mismos periodos de filtrado, en los componentes transversales el tren de ondas es bastante energético y muy bien modulado hasta los primeros 100 segundos de registro, este tren comienza a separarse en varios pulsos a partir del filtro en 4.11 s. En las figuras 4.1 y 4.2, los recuadros indican los periodos de filtrado de 8 a 4.11 s, que se mencionan en el texto.

Para las trazas filtradas debajo de los periodos de 4.11 s, los tres componentes de las dos estaciones muestran trenes de ondas monocromáticos, cuya amplitud varía entre las dos estaciones. Para txs1 los componentes vertical y radial presentan amplitudes comparables con la parte intensa del movimiento y muy bien

correlacionables entre los tres componentes del movimiento; para txs2 la amplitud de los trenes en estas bandas de periodos disminuye y algunos de los trenes de ondas se pueden correlacionar entre los tres componentes. En las figuras 4.1 y 4.2 los recuadros indican estos periodos de filtrado entre 4.11 y 1.74 s.

Las trazas filtradas en el periodo de 1.58 s presentan pulsos si una tendencia definida entre los distintos componentes y entre las dos estaciones.

Para la parte de la coda de la señal sin filtrar se observan dos pulsos cerca de los 120 s en el componente radial de la estación txs1, que se indican con flechas en la figuras 3.1, estos pulsos aparecen como trenes de ondas modulados en las trazas filtradas desde 3.08 hasta 1.74 s en el componente radial y el más tardío se puede identificar también en la vertical; en el componente transversal también se puede identificar estos trenes en las trazas filtradas entre 2.11 y 2.55 s. En la estación txs2 se pueden observar estos mismos pulsos en las trazas filtradas en los periodos entre 2.8 y 2.11 s, aunque con una amplitud mucho menor que en la estación txs1 y se pueden ver más claramente en los componentes horizontales.

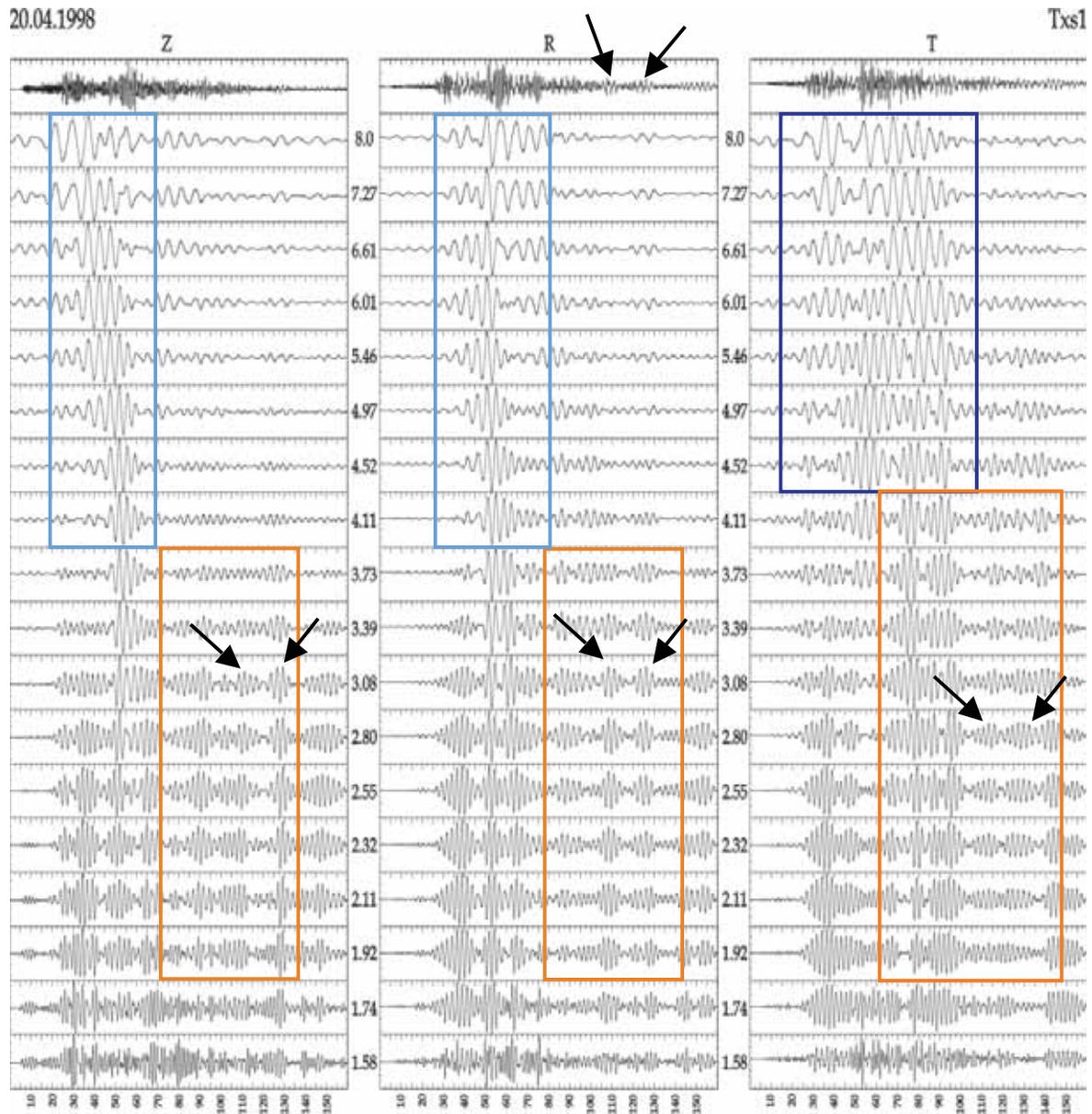


Figura 4.1 Registros del sismo del 20 de abril de 1998 en la estación txs1. Los recuadros indican los trenes de ondas energéticos en largos periodos (mayores a 4.11) y los trenes de ondas tardíos y monocromáticos que aparecen en las trazas filtradas entre 3.73 y 1.74 s. Las flechas indican trenes de energía tardíos identificables en las trazas originales y en las trazas filtradas cerca del periodo fundamental del sitio.

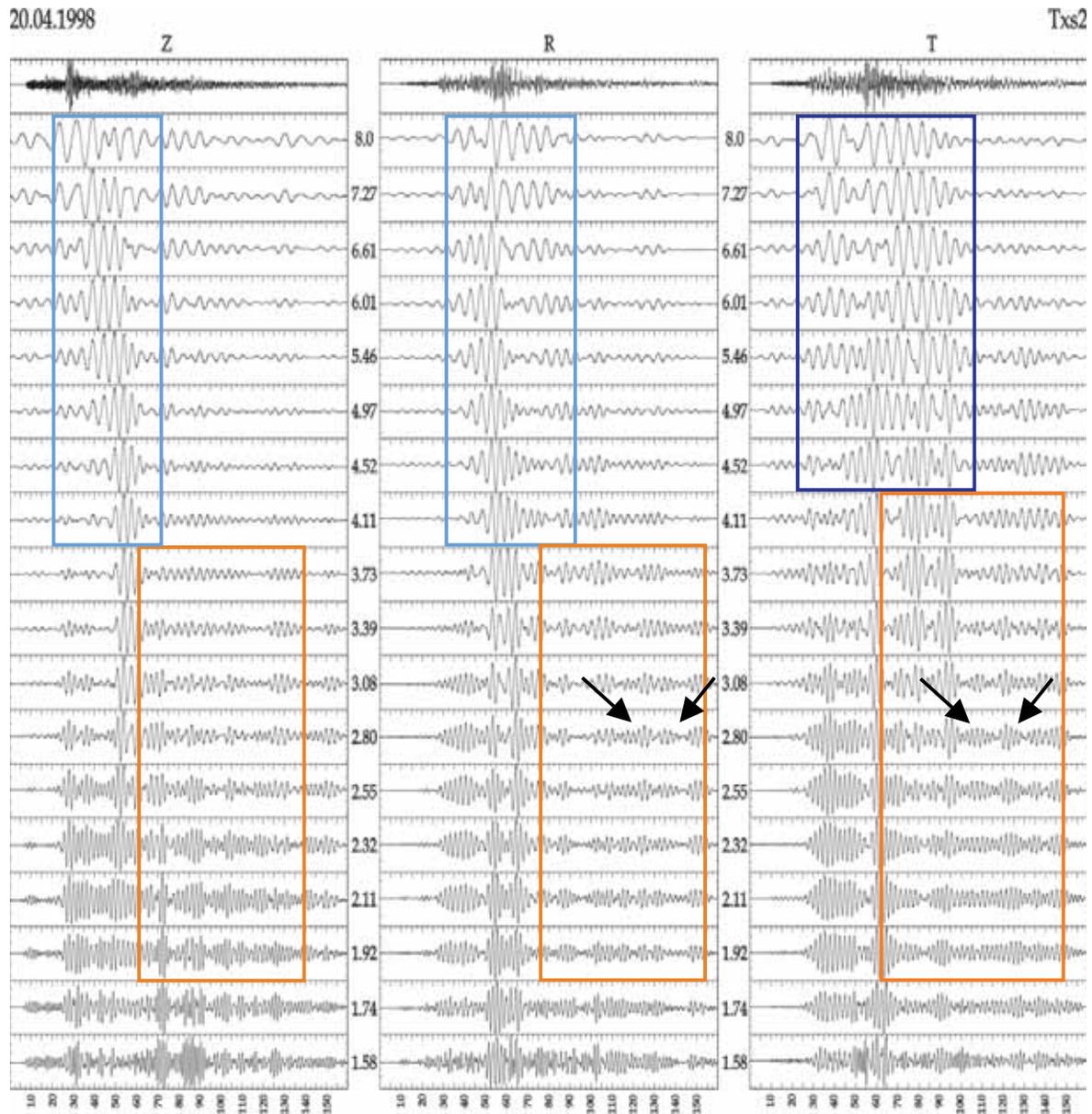


Figura 4.2 Registros del sismo del 20 de abril de 1998 en la estación txs2. Los recuadros indican el comportamiento distinto entre los periodos de filtrado. Las flechas indican los pulsos en común con la estación txs1, en las trazas filtradas cerca del periodo fundamental del sitio; sin embargo, estos pulsos no son visibles en las trazas en tiempo.

4.2.2 Sismo de Tehuacan (15.06.1999)

Este evento fue registrado en las estaciones txs1 y txs2 y se consideran 210 segundos de registro. En las figuras 4.3 y 4.4 se muestran los componentes vertical, radial y transversal de las estaciones txs1 y txs2, respectivamente. En la parte superior de cada componente se muestra la traza original y debajo de ellas las trazas filtradas en los periodos que se muestran entre las componentes.

En las figuras 4.3 y 4.4 se observan dos trenes energéticos con carecterísticas dispersivas en los tres componentes para las trazas correspondiente a los filtros de 6.01 a 8 s; en las trazas de las dos estaciones, el primer tren se puede correlacionar entre los componentes vertical y radial, mientras que el segundo se correlaciona entre los componentes horizontales. En estas figuras, los recuadros superiores indican estos trenes de ondas.

A partir de la traza filtrada en 5.46 s comienzan a aparecer trenes de energía tardíos bien modulados, sobre todo en los componentes horizontales, cuya amplitud es más notoria en las trazas correspondientes a los filtros entre 4.11 y 1.92 s y es incluso comparable a la amplitud de la parte intensa del movimiento, sobre todo para los componentes verticales y transversales. Estos trenes se pueden correlacionar entre componentes y entre estaciones, siendo mejor la correlación en la estación txs1.

En las trazas originales de este registro se observan arribos tardíos desde los 90 hasta los 160 s en las componentes horizontales de las dos estaciones y se hacen más evidentes en las trazas filtradas entre 3.08 y 1.92 segundos. Además, en las tres componentes de las dos estaciones se observan trenes monocromáticos muy bien definidos en las trazas filtradas entre 3.08 y 2.11 segundos, entre los 120 y los 160 segundos de registro, su amplitud es similar a la parte de movimiento intenso en los componentes vertical y transversal. Estos trenes se indican con flechas en las figuras 3.3 y 3.4.

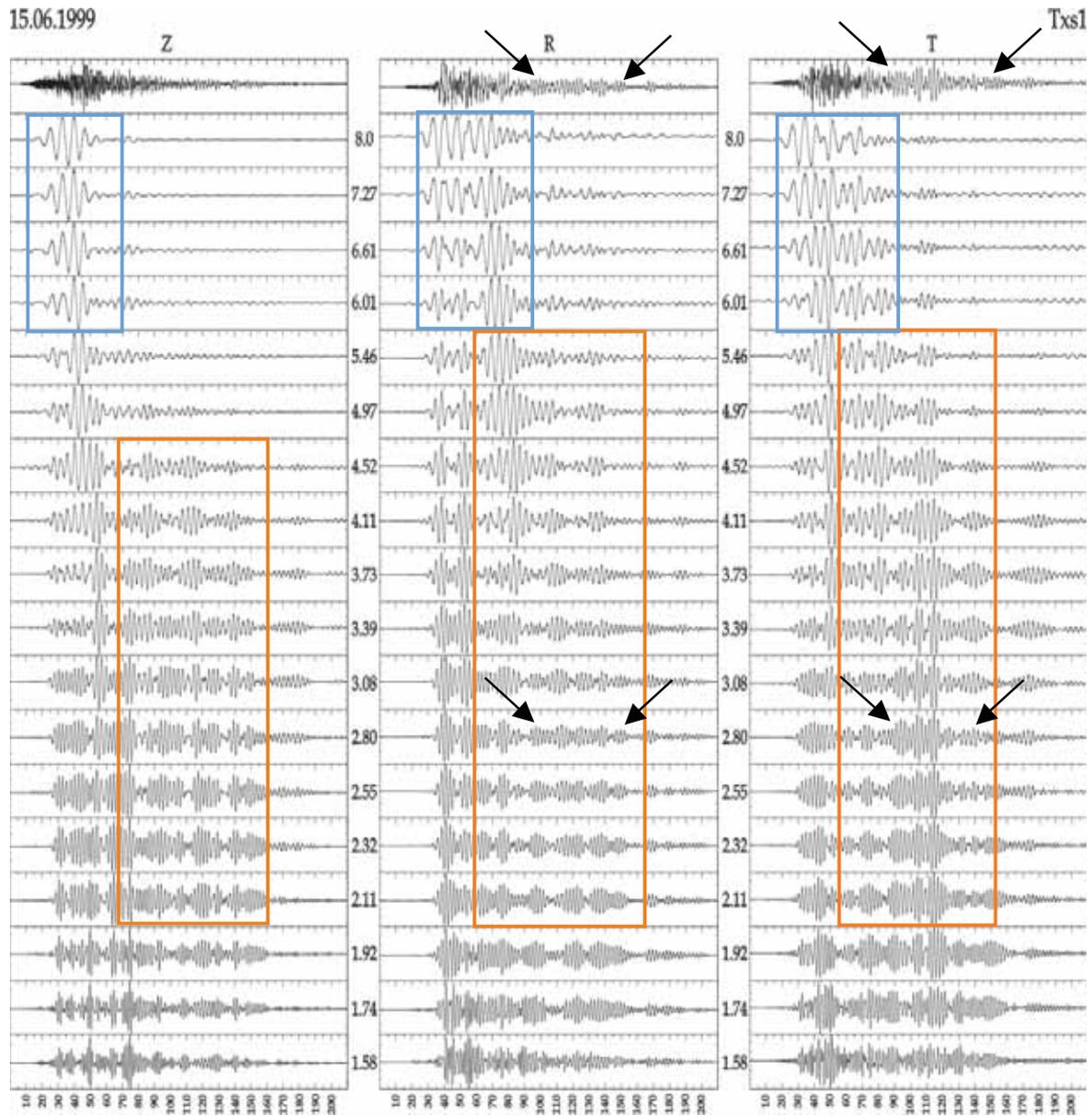


Figura 4.3 Registros del sismo de Tehuacan del 15 de junio de 1999 en la estación txs1. Los recuadros hacen referencia al comportamiento explicado en el texto para las trazas filtradas en periodos largos y en periodos alrededor del periodo fundamental del sitio. Las flechas indican trenes de ondas tardíos y monocromáticos que se explican en el texto.

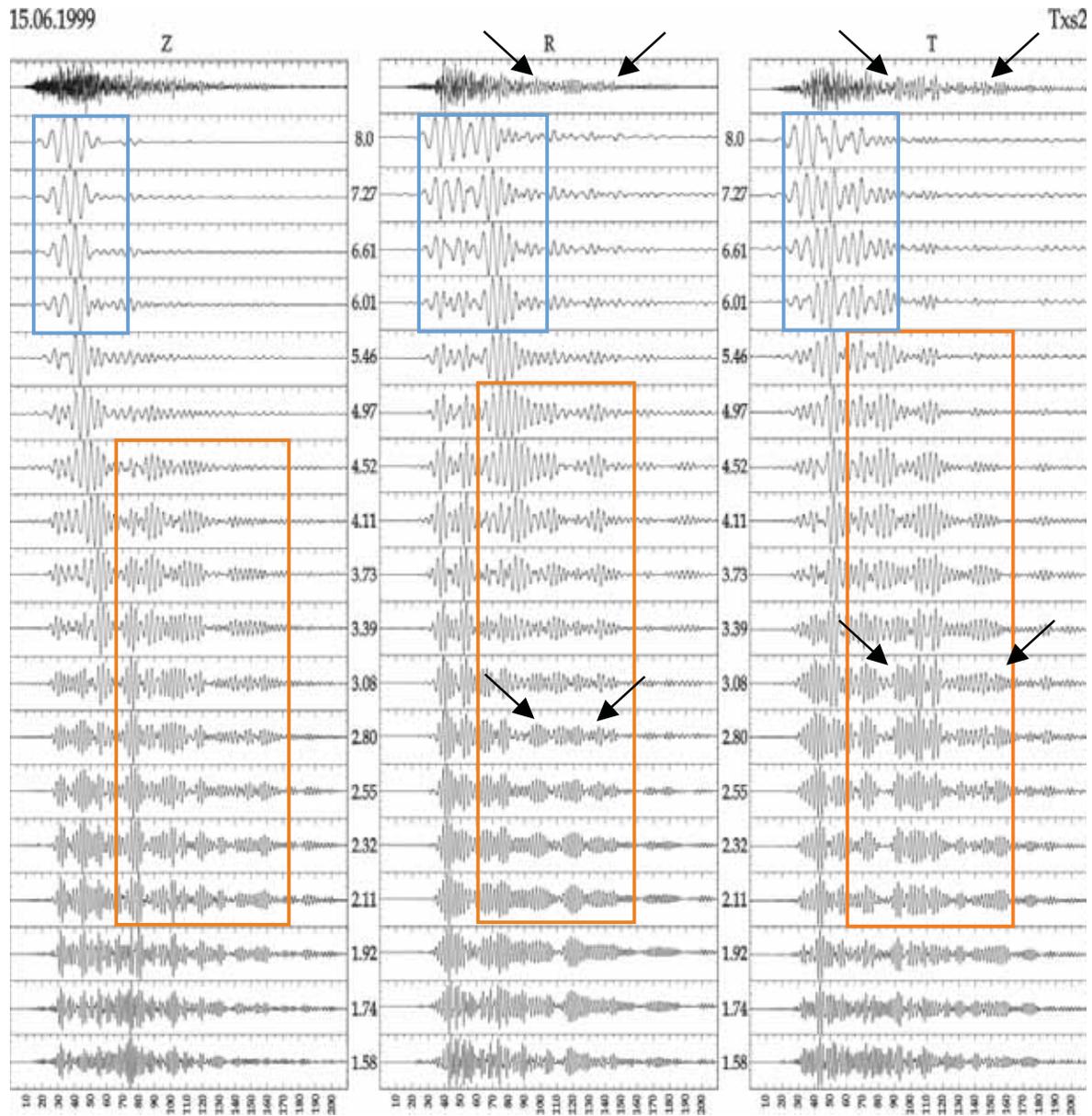


Figura 4.4 Registros del sismo de Tehuacan del 15 de junio de 1999 en la estación txs2. Los recuadros hacen referencia al comportamiento explicado en el texto para las trazas filtradas en periodos largos y en periodos alrededor del periodo fundamental del sitio. Las flechas indican trenes de ondas tardíos y monocromáticos que se explican en el texto.

4.2.3 Sismo del 21 de junio de 1999 (21.06.1999)

Para este evento consideramos 170 segundos de registro en las estaciones txs1 y txs2. En las figuras 4.5 y 4.6 se muestran las trazas de los componentes vertical, radial y transversal para las estaciones txs1 y txs2, respectivamente. En la parte superior se muestran las trazas originales y posteriormente las trazas filtradas en los periodos indicados en las figuras.

En las trazas filtradas alrededor de los periodos de 5.46 y 8 s las trazas de las estaciones tienen un comportamiento similar: trenes de ondas muy energéticos, dispersivos, que se pueden correlacionar bien entre los componentes vertical y radial y entre radial y transversal; en los periodos de filtrado entre 7.27 y 8 s se puede ver un tren de ondas muy bien modulado en los componentes transversales de las dos estaciones. Estos trenes están marcados por recuadros en las figuras mencionadas.

En las trazas filtradas entre los periodos de 1.74 y 4.97 s se observan varios trenes de ondas monocromáticos en los tres componentes de las dos estaciones, marcados con recuadros en las figuras 4.5 y 4.6. En las trazas filtradas entre 2.11 y 3.08 s se pueden ver trenes de ondas muy bien modulados en los tres componentes de las dos estaciones y su amplitud es más considerable en los horizontales. El primero de estos trenes se puede ver en componentes vertical y radial, mientras que el

último de estos trenes, cercano a 150 segundos de registros se puede identificar en los componentes horizontales.

Para las trazas filtradas debajo de los periodos de 1.74 s, las trazas muestran un comportamiento de pulsos que no se pueden correlacionar entre los componentes o entre las estaciones.

Para las señales originales se observa un pulso tardío de amplitud considerable entre los 110 y los 130 segundos de registro en los componentes horizontales de las dos estaciones. Este tren se hace evidente, en la estación txs1, en las trazas filtradas de 3.73 a 2.11 de la componente vertical, de 3.08 a 2.32 en los componentes horizontales; en las trazas filtradas de txs2, los componentes vertical y radial ven este pulso entre 3.08 y 2.11 s y el transversal entre 3.39 y 2.55 s.

Cerca de los 150 s de registro aparece otro tren de ondas tardío, que es notorio en los tres componentes de txs1 y en los componentes horizontales de txs2 menor. En las trazas filtradas de la estación txs1 se hace notorio este pulso entre 4.11 y 2.11 s para los componentes vertical y radial, y entre 3.73 y 2.32 s para el transversal. En las trazas filtradas de la estación txs2 este tren se puede identificar entre 3.39 y 2.11 s para el vertical y el transversal y para el radial de 4.11 a 2.11 s. Estos trenes se muestran con flechas en las siguientes figuras.

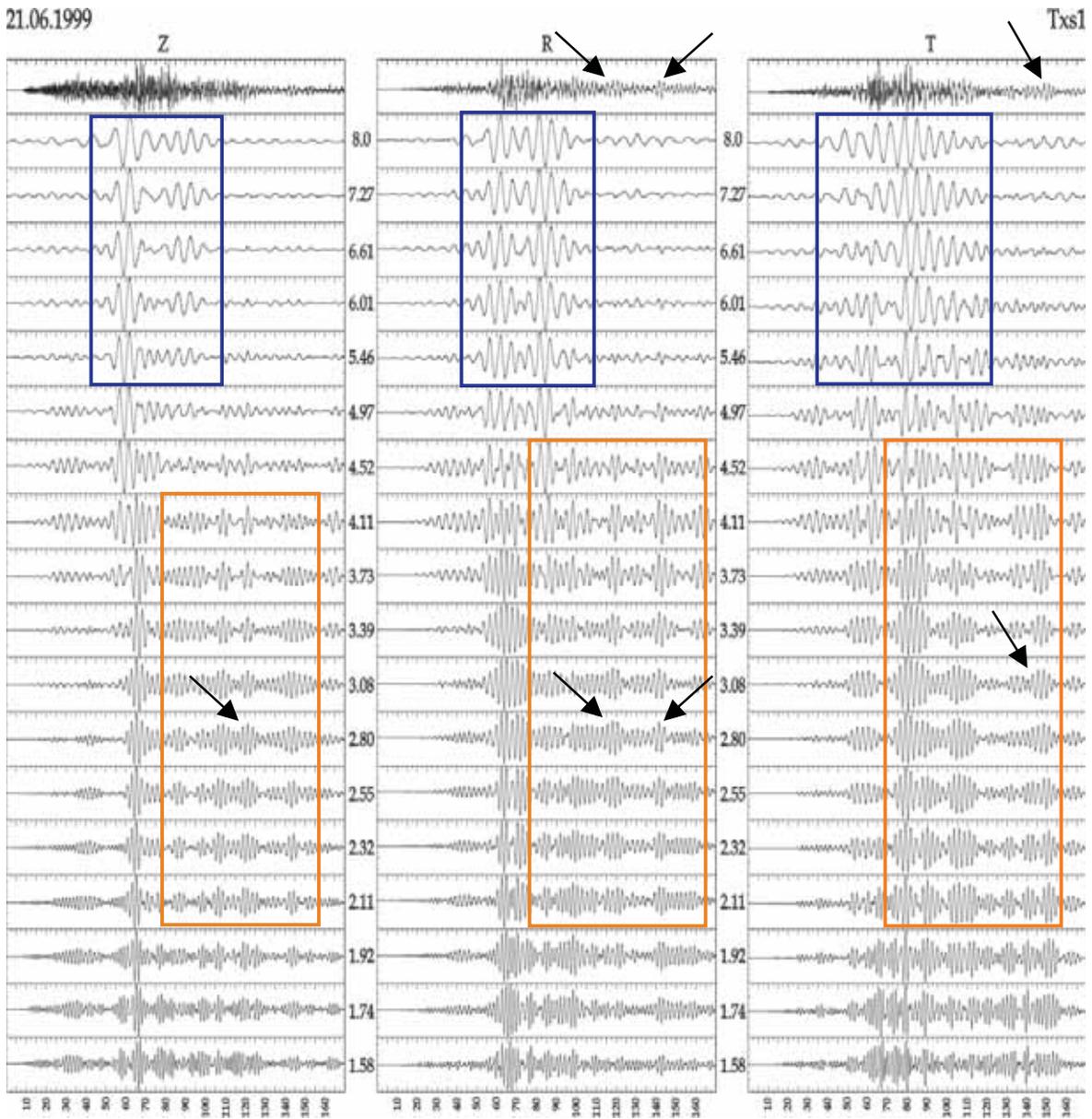


Figura 4.5 Registros del sismo del 21 de junio de 1999 en la estación txs1. Los recuadros y las flechas se explican en el texto.

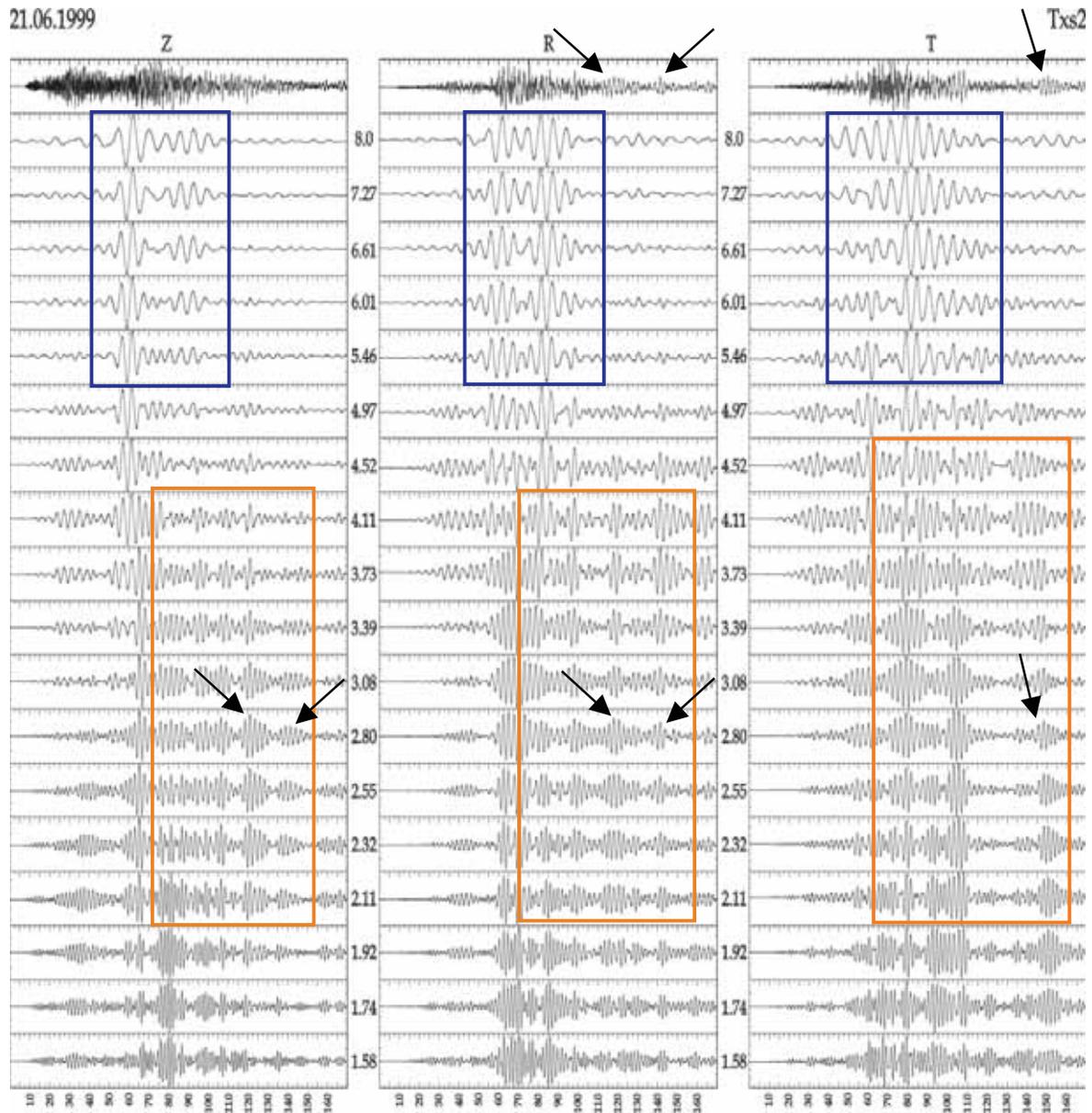


Figura 4.6 Registros del sismo del 21 de junio de 1999 en la estación txs2. Los recuadros y las flechas se explican en el texto.

4.2.4 Sismo de la Costa de Oaxaca (30.09.1999)

Para este registro consideramos 250 segundos de registro en las estaciones txs1 y txs2. En las figuras 4.7 y 4.8 se muestran las trazas de los componentes vertical,

radial y transversal para las dos estaciones. En el caso de las trazas filtradas en periodos mayores a 6.61 s los tres componentes muestran un tren de ondas energético y dispersivo, que se puede correlacionar entre los componentes vertical y radial y entre los componentes horizontales. Estos trenes están marcados con recuadros en las figuras descritas.

Para el caso de los componentes horizontales, debajo de 6.01 s de periodo de filtrado comienzan a aparecer trenes de ondas modulados hasta los 220 s de registro y hasta las trazas filtradas en 1.92 s; en los componentes verticales estos trenes comienzan a aparecer debajo del filtro de 3.73 s. Los trenes tienen una amplitud considerable hasta el filtro de 3.08 s y debajo de éste disminuyen su amplitud. Estos trenes se pueden correlacionar entre componentes y entre estaciones y están señalados con recuadros en las figuras 3.7 y 3.8.

En las señales sin filtrar de las dos estaciones se observan pulsos tardíos desde los 110 y hasta los 180 s de registro y que se pueden identificar en los tres componentes. Estos pulsos se pueden ver también en las trazas filtradas entre 4.97 y 2.80 s, de las componentes horizontales de las dos estaciones. Estos pulsos se señalan con flechas en las figuras 3.7 y 3.8.

En las trazas filtradas entre 2.80 y 1.92 s de las tres componentes de las dos estaciones, es posible observar una disminución en la amplitud de los trenes que

arriban en la coda de la señal; este comportamiento no se había observado en los eventos descritos anteriormente.

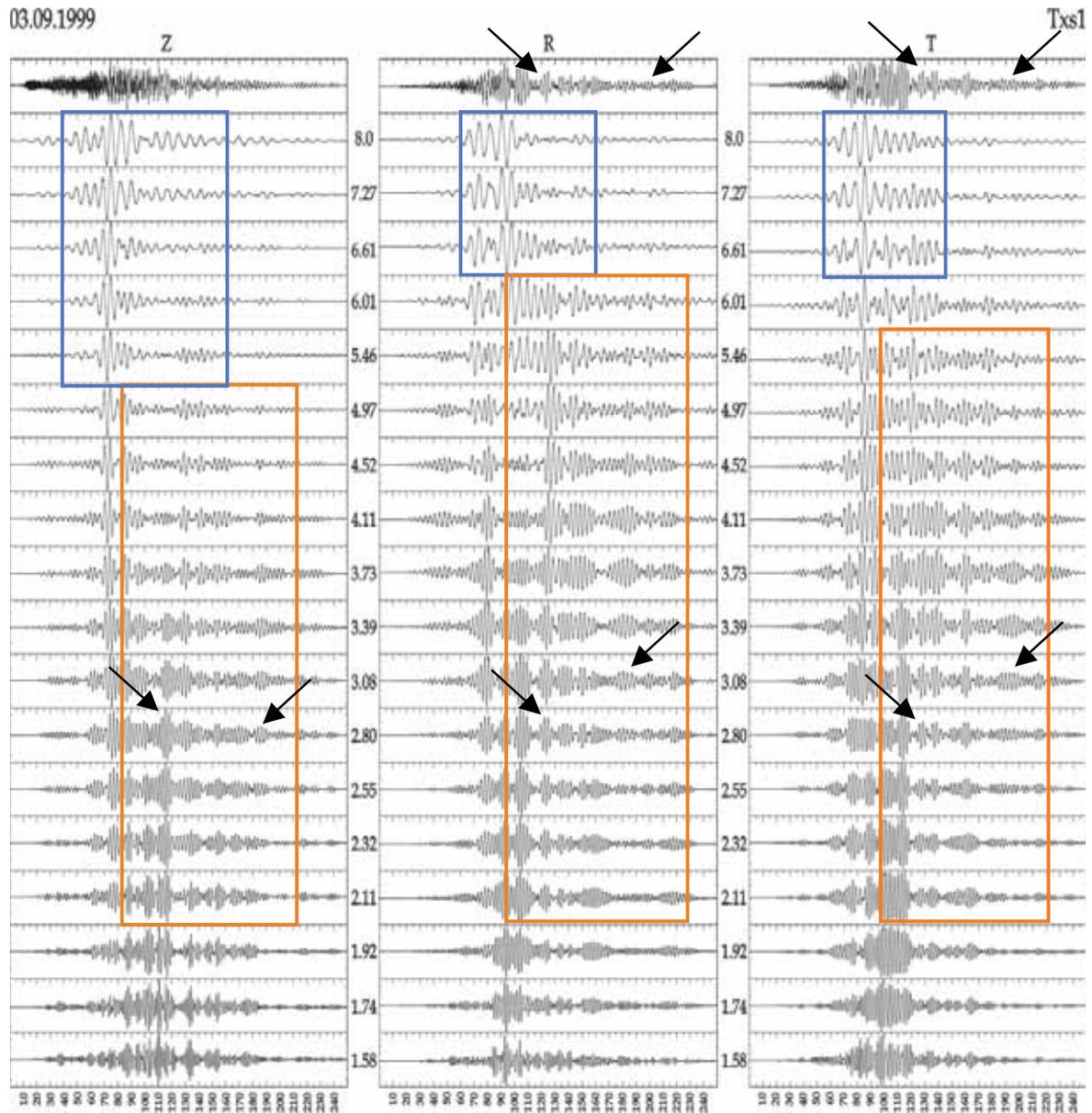


Figura 4.7 Registros del sismo de la Costa de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999 en la estación txs1. Los recuadros y las flechas indican los trenes de energía que se explican en el texto.

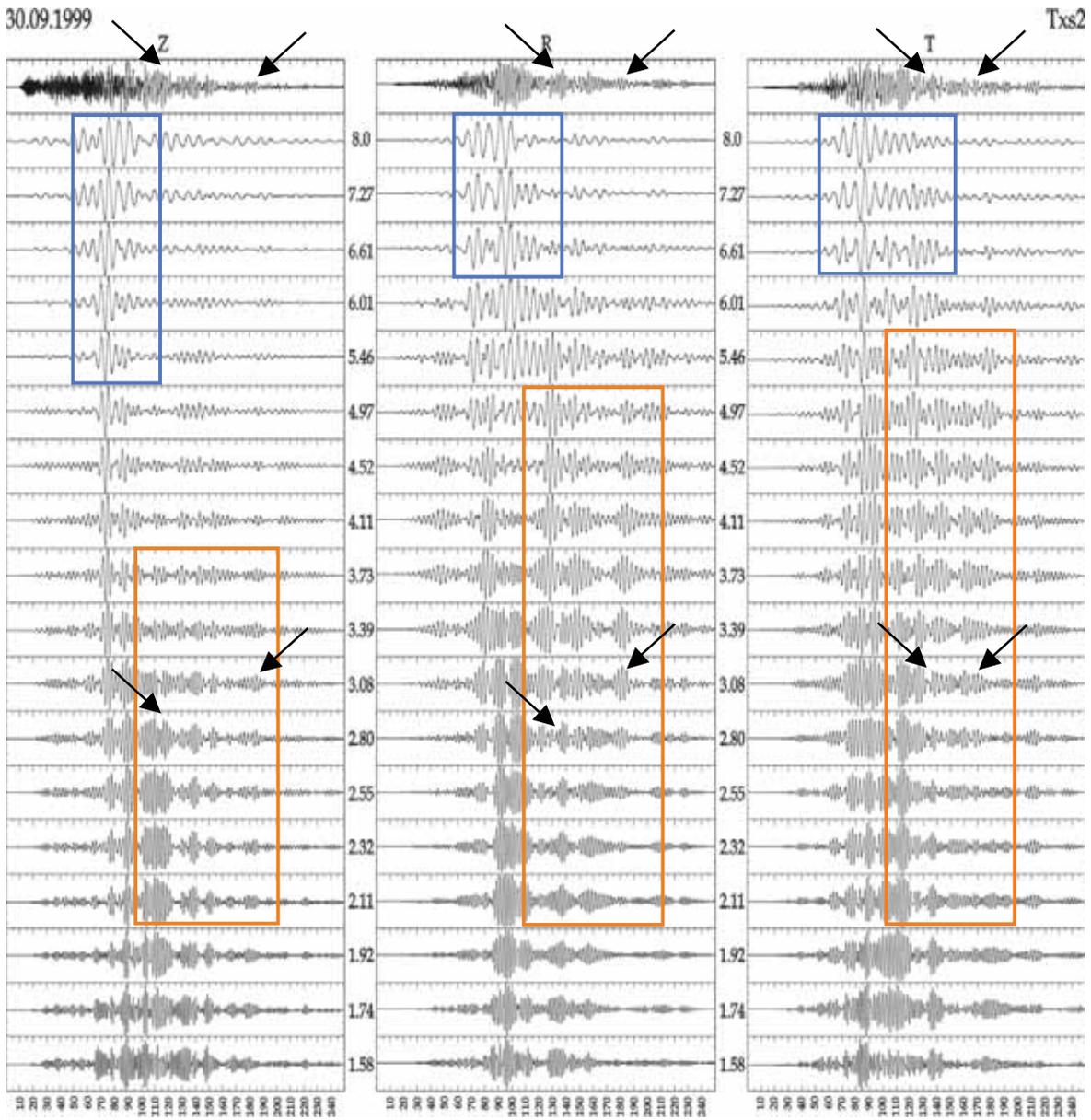


Figura 4.8 Registros del sismo de la Costa de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999 en la estación txs2. Los recuadros y las flechas indican los trenes de energía que se explican en el texto.

4.2.5 Sismo de Coyuca (08.10.2001)

Para este sismo presentamos el análisis cualitativo de los registros de las estaciones txs1, txs2 y t4s2, con una distancia de aproximadamente 300 m entre ellas y consideramos 160 segundos de registro. Los registros de este sismo tienen uno de los comportamientos más complicados en el arreglo TXCL y en general se observan más trenes monocromáticos muy bien modulados.

Las tres estaciones muestran un comportamiento similar. En las figuras 4.9, 4.10 y 4.11 se puede ver que en las trazas filtradas entre los periodos desde 5.46 hasta 8 s se observan trenes de ondas caracterizados por ser dispersivos, muy energéticos y que no se atenúan rápidamente. En las estaciones txs1 y txs2 se pueden ver dos trenes de ondas bien definidos y que se pueden identificar en los componentes verticales y radiales, mientras que en la estación t4s2 sólo se pueden identificar en el componente vertical. En los componentes transversales de las tres estaciones se observa un solo tren de ondas bien definido y dispersivo. Estos trenes están señalados por recuadros en las figuras mencionadas.

En general, a partir de la traza filtrada en 4.97 s se puede ver la aparición de trenes de ondas monocromáticos en los tres componentes de las tres estaciones; en las componentes horizontales estos trenes tardíos tienen amplitudes muy importantes, incluso iguales a las de la parte intensa del movimiento. Además, en los componentes transversales de las tres estaciones aparecen trenes de ondas muy

bien modulados que duran todo el registro, en las trazas filtradas entre 2.11 y 3.39 s. Algunos de los trenes monocromáticos se pueden identificar en los tres componentes de las tres estaciones, como es el caso del que se encuentra enmarcado en un cuadro con línea discontinua. En las trazas filtradas debajo de 1.74 s, se puede ver que en los componentes de las tres estaciones, aparecen pulsos que no se pueden correlacionar entre sí.



Figura 4.9 Registros del sismo de Coyuca (08.10.2001), para la estación txs1. Las flechas y los recuadros indican los distintos comportamientos del movimiento, según el periodo de filtrado y se explican en el texto.

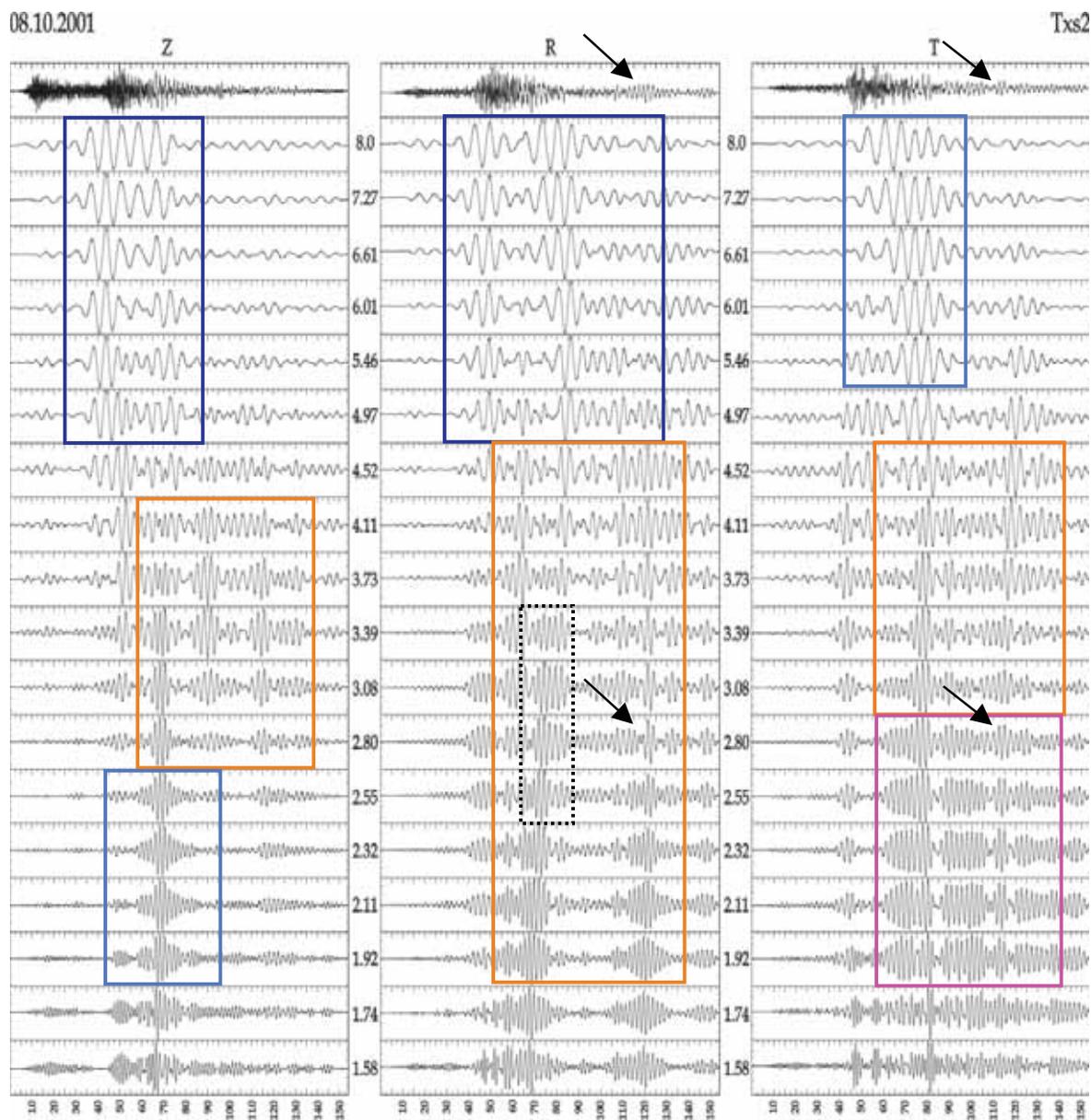


Figura 4.10 Registros del sismo de Coyuca (08.10.2001), para la estación txs2. Las flechas y los recuadros indican los distintos comportamientos del movimiento, según el periodo de filtrado y se explican en el texto.

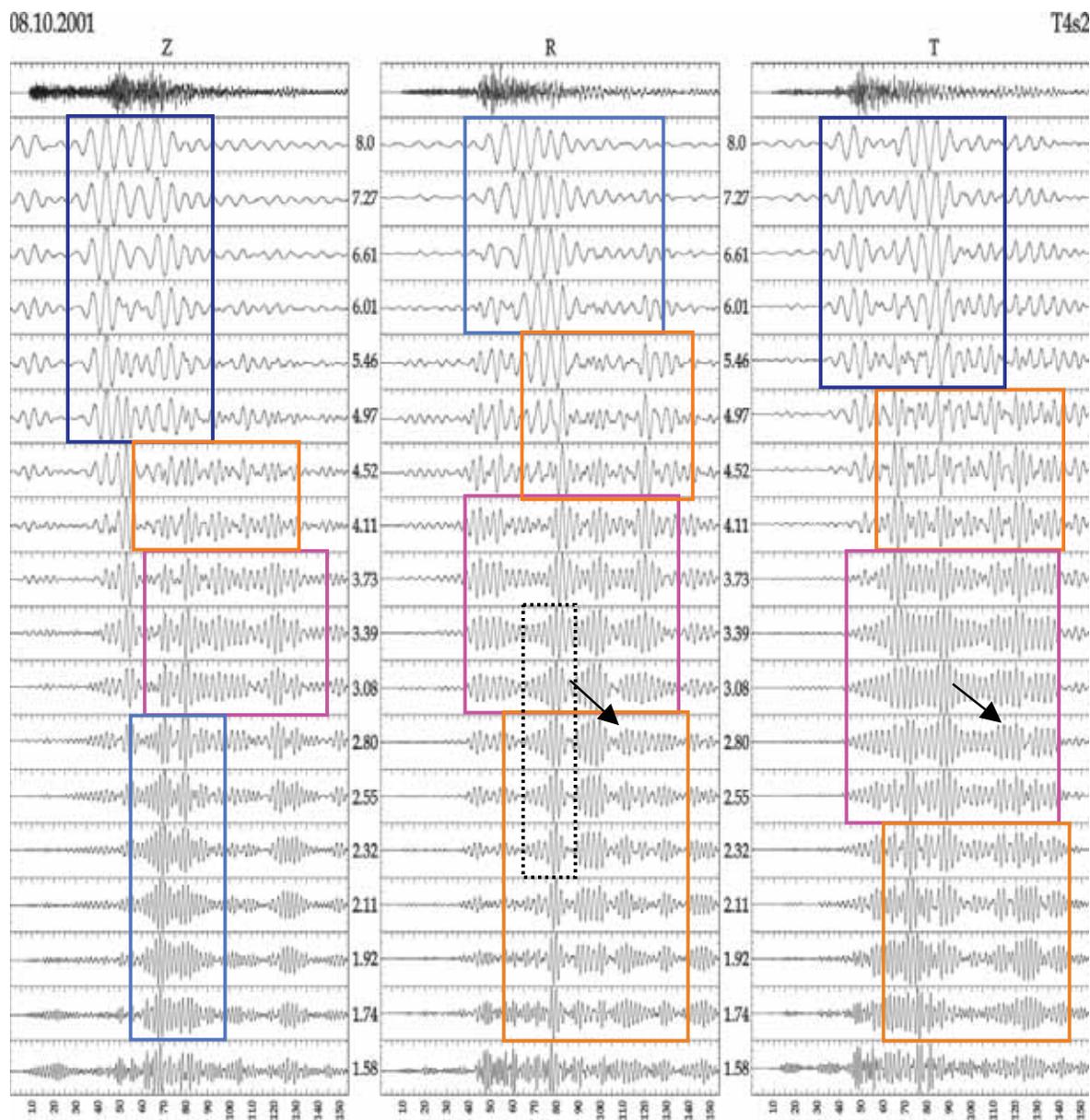


Figura 4.11 Registros del sismo de Coyuca (08.10.2001), para la estación t4s2. Las flechas y los recuadros indican los distintos comportamientos del movimiento, según el periodo de filtrado y se explican en el texto.

En las señales sin filtrar de las estaciones txs1 y txs2 aparece un pulso tardío en los componentes radiales entre los 100 y los 130 s de registro; en las trazas filtradas se puede identificar en los componentes verticales de 3.39 a 2.11 s, en los

componentes radiales se puede ver de 3.08 a 1.92 s en txs1 y en txs2 y de 4.11 a 2.80 s en t4s2. Este tren se señala en las figuras con una flecha.

4.2.6 Sismo de Colima (22.01.2003)

Este sismo es el que cuenta con mayor cobertura por el arreglo TXCL, fue registrado en las estaciones en superficie txs1, txs2 y tx50 y en los sensores en pozo hasta un profundidad de 20 m; consideramos una duración de 320 s en todas las estaciones. En este aparatado mostramos el análisis de los registros en superficie y más adelante mostraremos el análisis de los registros en pozo. En las figuras 4.12, 4.13 y 4.14 se muestran las trazas de los componentes filtrados de las estaciones txs1, txs2 y txs50, respectivamente.

En las tres estaciones se puede ver que para las trazas filtradas en periodos largos, mayores a 4.97 s, los componentes vertical y radial muestran arribos de trenes energéticos de gran amplitud, hasta cerca de los 210 segundos de registro; y en los componentes transversales se puede ver un solo tren de ondas energético que se atenúa rápidamente, hasta la traza filtrada en 6.01 s, aunque debajo de ésta también se observan arribos tardíos. En las figuras se marcan estas características con un recuadro en cada componente.

Por otro lado, en las trazas filtradas entre 4.52 y 3.39 s de periodo se observan arribos de trenes de ondas monocromáticos en los tres componentes de las tres estaciones, con amplitudes comparables a la de la parte intensa del movimiento. En

las trazas de las estaciones txs1 y txs2 filtradas entre 3.73 y 2.11 s se puede ver que siguen arribando algunos trenes de energía, pero la amplitud disminuye considerablemente y se hace imposible seguirlos de una estación a otra; sin embargo, en la estación tx50, estos trenes siguen teniendo una amplitud considerable. Los trenes de ondas monocromáticos que aparecen en estos periodos de filtrado no se pueden identificar de una estación a otra, considerando que la distancia entre ellas es de aproximadamente 300 m.

Para las trazas filtradas en periodos menores a 2.11 s aparecen trenes de ondas sin tendencia definida, en los tres componentes de las tres estaciones.

En las trazas sin filtrar de las tres estaciones aparecen paquetes de ondas hasta los 250 segundos de registro. En el caso de las estaciones txs1 y txs2, algunos de estos paquetes se pueden seguir en las trazas filtradas entre 3.08 y 4.52 s en los tres componentes; mientras que en la estación tx50, los paquetes tardíos se pueden identificar en las trazas filtradas entre 2.11 y 4.11 s, en los tres componentes.

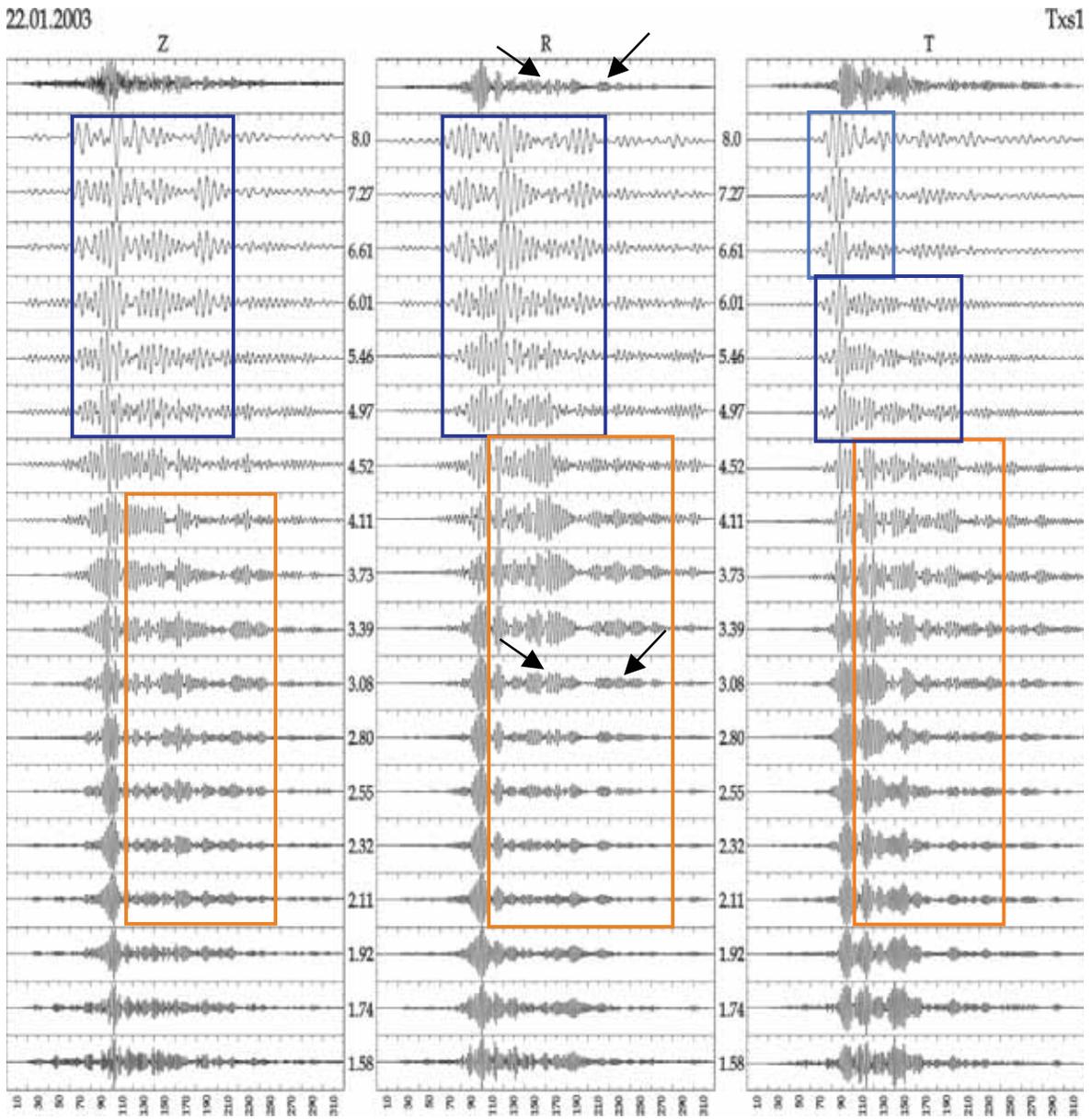


Figura 4.12. Registros del sismo de Colima (22.01.2003), para la estación txs1. Los recuadros y las flechas indican los trenes de ondas que se explican en el texto.

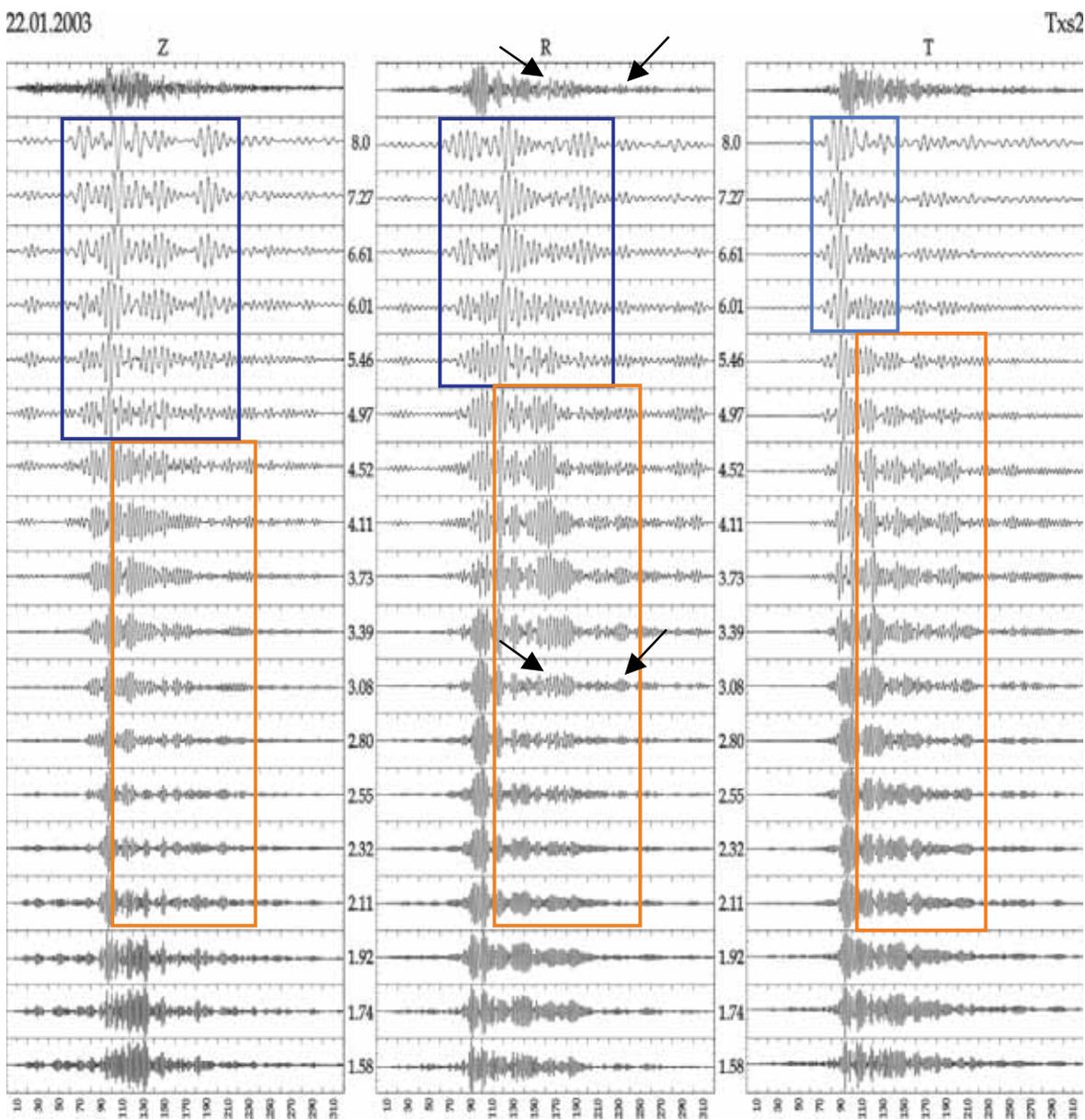


Figura 4.13 Registros del sismo de Colima (22.01.2003), para la estación txs2. Los recuadros y las flechas indican los trenes de ondas que se explican en el texto.

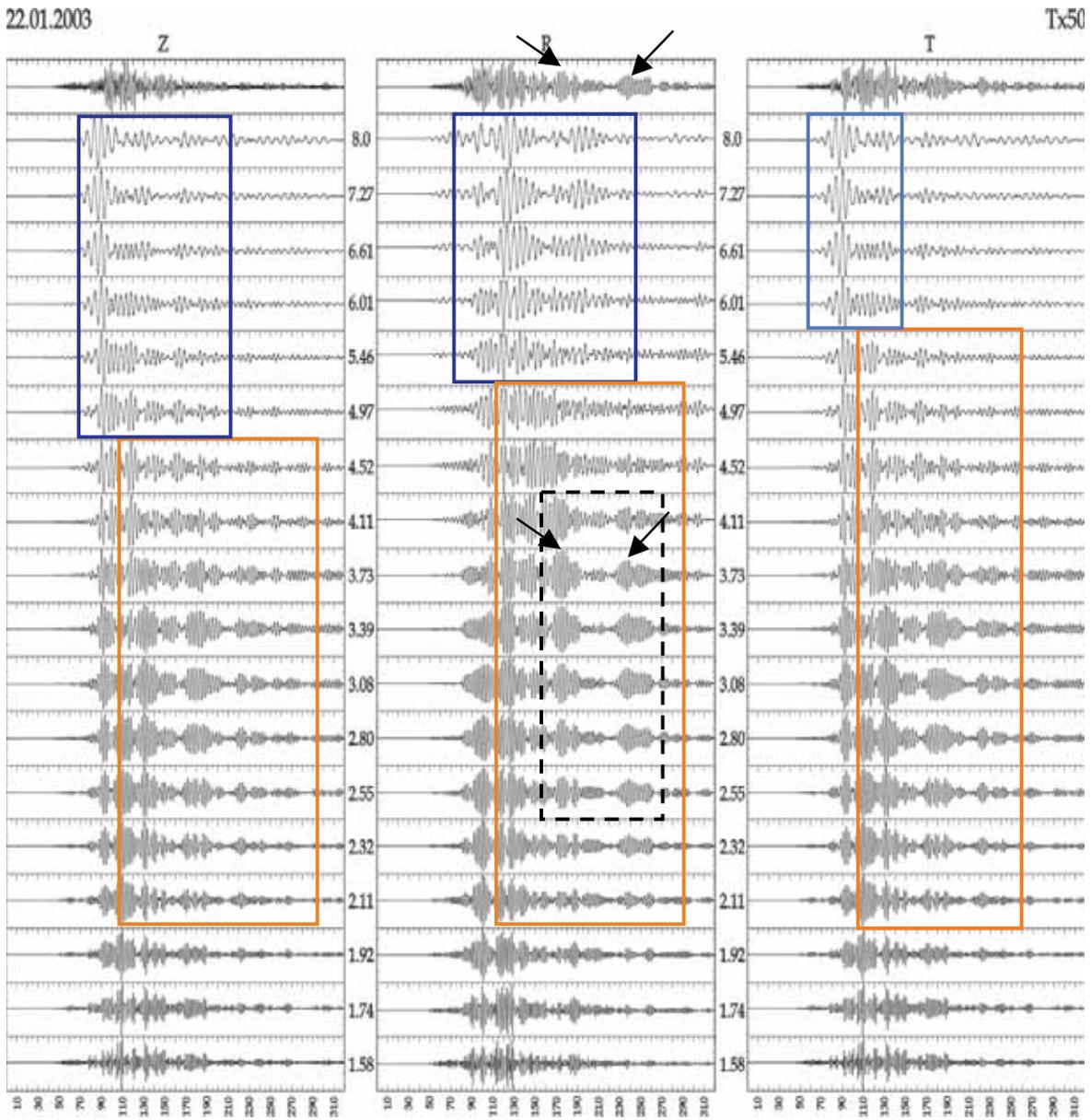


Figura 4.14 Registros del sismo de Colima (22.01.2003), para la estación tx50. Los recuadros y las flechas indican los trenes de ondas que se explican en el texto.

4.2.7 Sismo del 1° de enero del 2004 (01.01.2004)

Este sismo fue registrado en las estaciones txs1 y txs2 y consideramos 180 segundos de registro; en las figuras 4.15 y 4.16 se muestran los registros y las trazas filtradas para estas estaciones.

Se puede ver que en las trazas filtradas en periodos mayores a 6.01 s, los tres componentes de las dos estaciones, tienen características similares; en los componentes vertical y radial se puede identificar un tren de ondas comun, dispersivo y altamente energético; mientras que en el componente transversal también se identifica un paquete de ondas que es comun a las dos estaciones.

Para las trazas filtradas en periodos menores a 5.46 s se puede observar el arribo de trenes de ondas monocromáticos durante todo el registro, con amplitudes similares a la de la parte intensa del movimiento, para los tres componentes de las dos estaciones. En ocasiones, como en el caso del componente transversal de las dos estaciones, filtrada entre 3.08 y 2.11 s de periodo, aparecen los trenes muy bien modulados; estos trenes se marcan en la figura con cuadros.

En las trazas sin filtrar se observan varios pulsos en la coda de la señal, que tienen una amplitud similar a la que se observa en la parte intensa del movimiento. El primero se localiza casi a los 90 s de registro y se puede ver en los tres componentes de las dos estaciones; este pulso se puede ver en las trazas filtradas, entre 3.73 y 2.80 s.

Posteriormente, aparecen dos trenes de ondas entre 120 y 160 s de registro que son más evidentes en los componentes radiales de las dos estaciones; el primero de estos trenes aparece en las trazas filtradas entre 3.39 y 2.32 s de los verticales de las dos estaciones; en los componentes radiales aparece en las trazas filtradas entre 3.73 y 2.11 s en txs1 y entre 4.11 y 3.39 s en txs2. El segundo tren se observa también en las trazas horizontales filtradas entre 2.8 y 1.92 s para txs1 y entre 3.08 y 1.92 s para txs2.

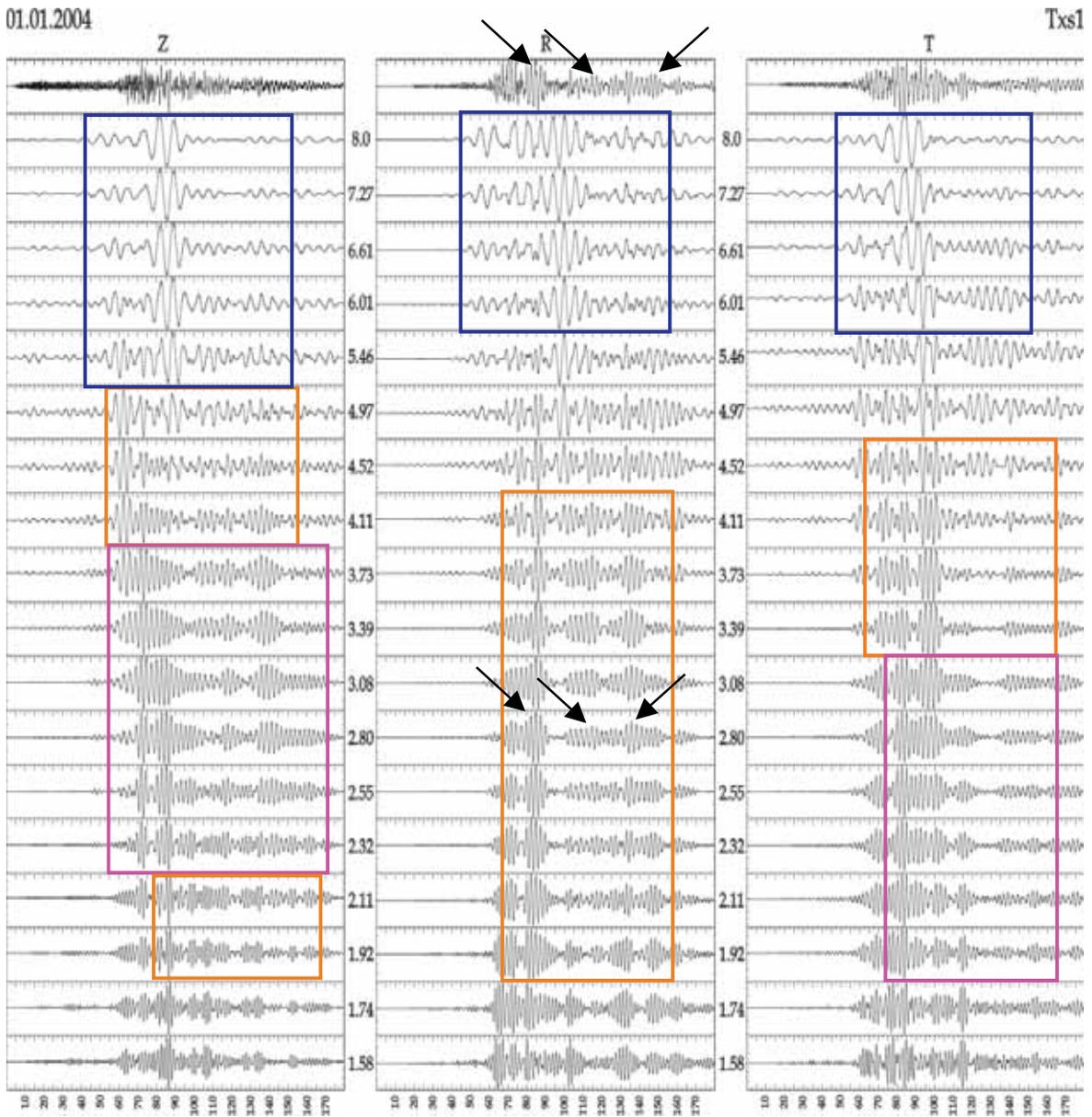


Figura 4.15 Registros del sismo del 1° de enero del 2004, para la estación txs1. Los recuadros y las flechas indican los trenes de ondas que se explican en el texto.

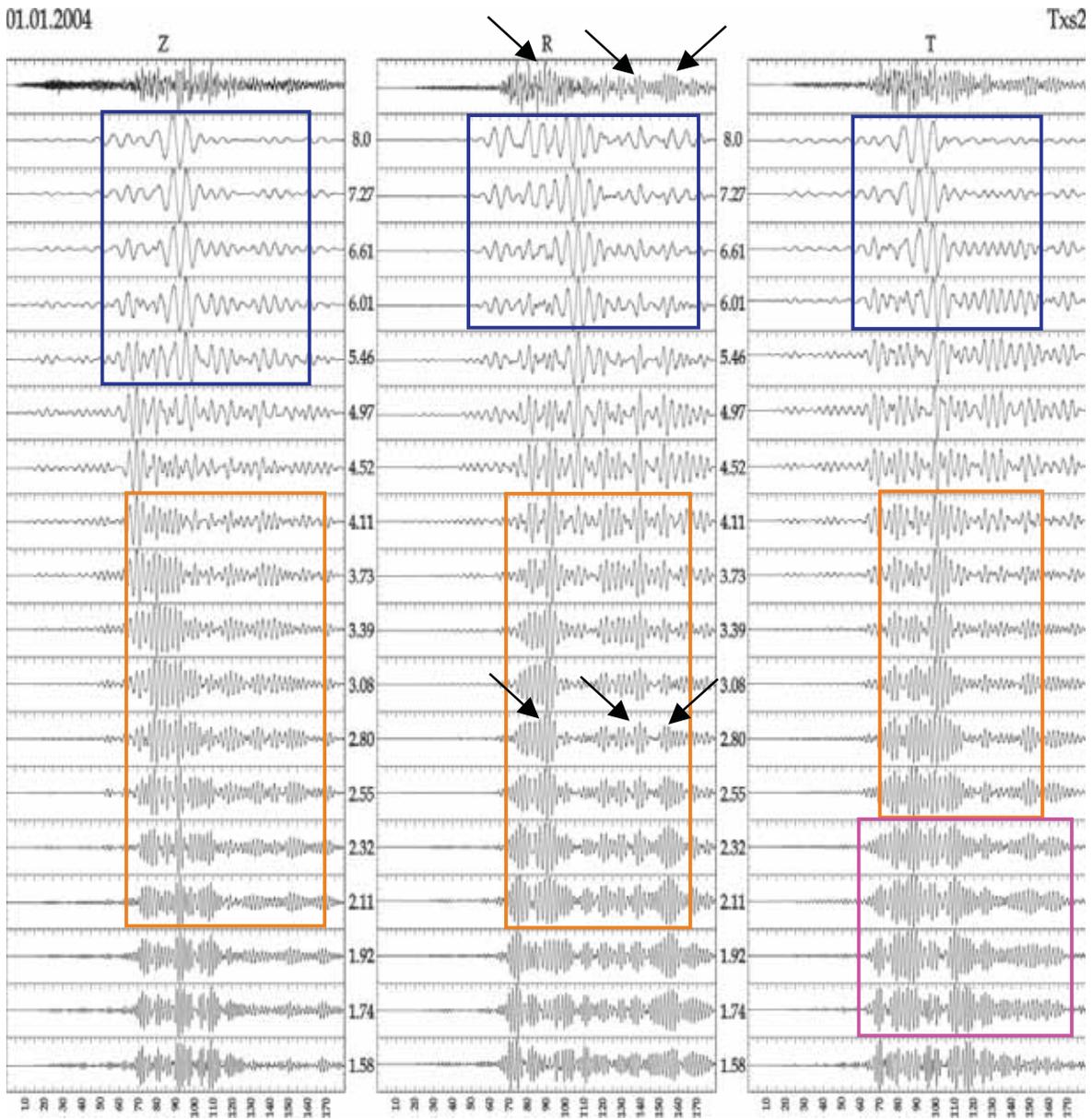


Figura 4.16 Registros del sismo del 1° de enero del 2004, para la estación txs2. Los recuadros y las flechas indican los trenes de ondas que se explican en el texto.

4.3 Análisis del arreglo vertical

El arreglo vertical consiste de sensores de tres canales en las profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m, conectados a dos instrumentos K2. El arreglo vertical registró dos sismos correctamente: los eventos seis (10.11.2001) y siete (22.01.2003) de la base de datos. En el primer caso el evento fue registrado en las profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m, mientras que el segundo se registró correctamente hasta los 20 m de profundidad. A continuación presentamos el análisis cualitativo de los registros de estos dos eventos en el arreglo vertical.

4.3.1 Sismo del 10 de noviembre del 2001 (10.11.2001)

En la figura 4.17 mostramos los registros en tiempo del evento seis de la base de datos, de manera descendente mostramos las trazas en 0, 2, 10, 20, 30 y 40 m, respectivamente; la escala vertical de cada componente es la misma para todas las profundidades. En esta figura se puede ver que para el componente vertical la amplitud del movimiento no cambia tanto con la profundidad (nótese que el sensor vertical de 40 m no funcionó adecuadamente); para el componente radial se puede ver que la amplitud y el movimiento son muy similares en los primeros dos metros de profundidad, a los 20 m la amplitud disminuye considerablemente y a los 40 m la amplitud del movimiento es casi la cuarta parte del movimiento en la superficie; en los registros del componente transversal se observa la peculiaridad de que a los dos y a los diez metros de profundidad el movimiento tiene una

mayor amplitud que en superficie, a los 20 m comienza a disminuir y a los 30 y 40 m es casi la cuarta parte de la observada en los primeros dos metros de profundidad.

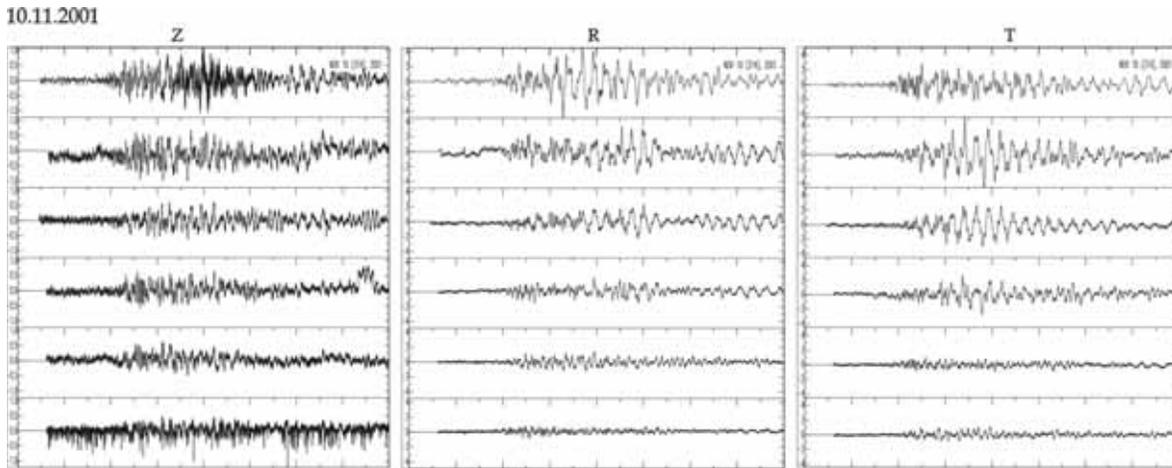


Figura 4.17 Registros del sismo del 11.10.2001 en el arreglo vertical; de manera descendente se muestran los registros en 0, 2, 10, 20, 30 y 40 m para los componentes vertical, radial y transversal.

En la figura 4.18 mostramos los registros filtrados de las estaciones en 0 y en 30 m de profundidad.

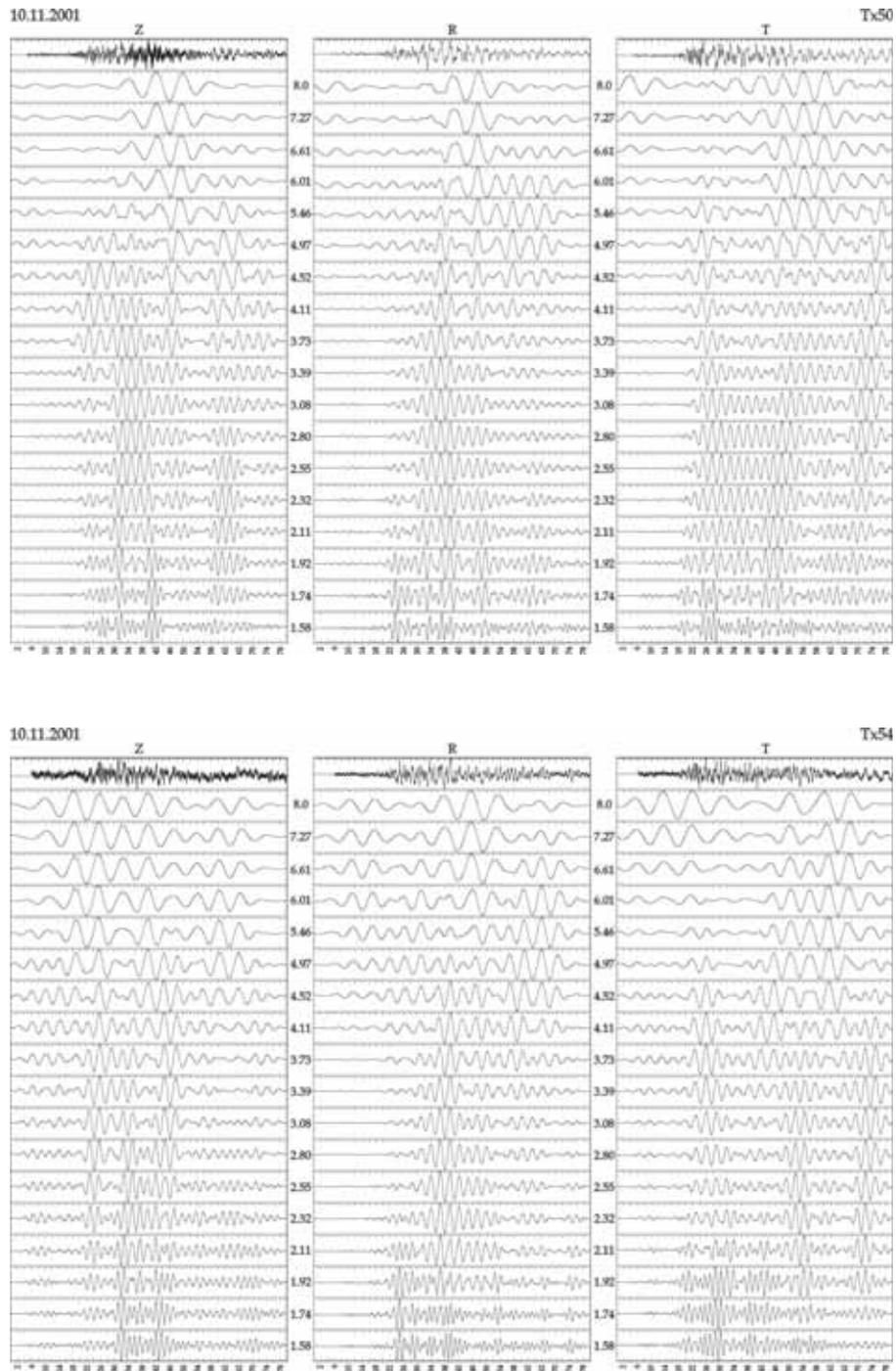


Figura 4.18 Registros del sismo del 10 de noviembre del 2001 para las estaciones en pozo: en superficie y en 30 m de profundidad, en la parte superior e inferior, respectivamente. Se puede ver que en las trazas filtradas se identifican trenes monocromáticos bien modulados, a lo largo de todo el registro.

En la figura 4.18 se puede ver que, en las distintas profundidades y en los distintos componentes, se tiene un comportamiento muy similar: trenes monocromáticos a lo largo de todo el registro, con un amplitud muy constante a lo largo del tiempo de registro y no es posible identificar trenes comunes a las estaciones. Por esta razón mostramos solamente los registros filtrados de las estaciones tx50 (0 m) y tx54 (30 m).

4.3.2 Sismo del 22 de enero del 2003 (Colima)

Este sismo fue registrado en las profundidades de 0, 2, 10 y 20 m y consideramos 320 segundos de registro. Presentamos el análisis cualitativo para cada profundidad de registro. En la figura 4.19 mostramos los registros de los tres componentes de la estación tx50 que se localiza en la superficie; en esta figura se puede ver que en los tres componentes aparecen trenes de ondas energéticos y dispersivos en las trazas filtradas entre 8 y 5.46 s; estos trenes se pueden identificar en los componentes vertical y radial. Los trenes de ondas monocromáticos se pueden observar entre 4.97 y 4.11 s en el componente vertical; se hacen más marcados en todo el registro a partir de las trazas filtradas entre 3.72 a 1.92 s en el vertical y en los componentes horizontales de 4.97 a 1.92 s. Para periodos de filtrado menores a 1.74 s todos los componentes muestran pulsos sin tendencia definida.

En las estaciones tx51 a 2 m de profundidad (figura 4.20) y en tx52 (figura 4.21) se observa el mismo comportamiento: los tres componentes muestran pulsos energéticos tardíos en las trazas filtradas en los periodos de 5.46 a 8 s; la parte temprana de estos trenes se pueden correlacionar entre los componentes vertical y radial. Se identifican trenes de ondas monocromáticos en todo el registro en los tres componentes de 4.97 a 2.11 s. Debajo de estos periodos de filtrado, los tres componentes muestran pulsos sin tendencia definida.

Para la estación tx53 (figura 4.22), a 20 m de profundidad, los tres componentes muestran trenes de ondas energéticos en las trazas filtradas en los periodos de 8 a 5.46 s; estos trenes se pueden correlacionar entre los componentes vertical y radial. En las trazas filtradas entre 4.11 y 4.97 s se pueden ver trenes de ondas monocromáticos en los tres componentes, que se hacen más notorios en el registro en las trazas filtradas entre 4.11 y 2.11 s. Para las trazas filtradas debajo de este periodo aparecen pulsos sin tendencia definida, también en los tres componentes.

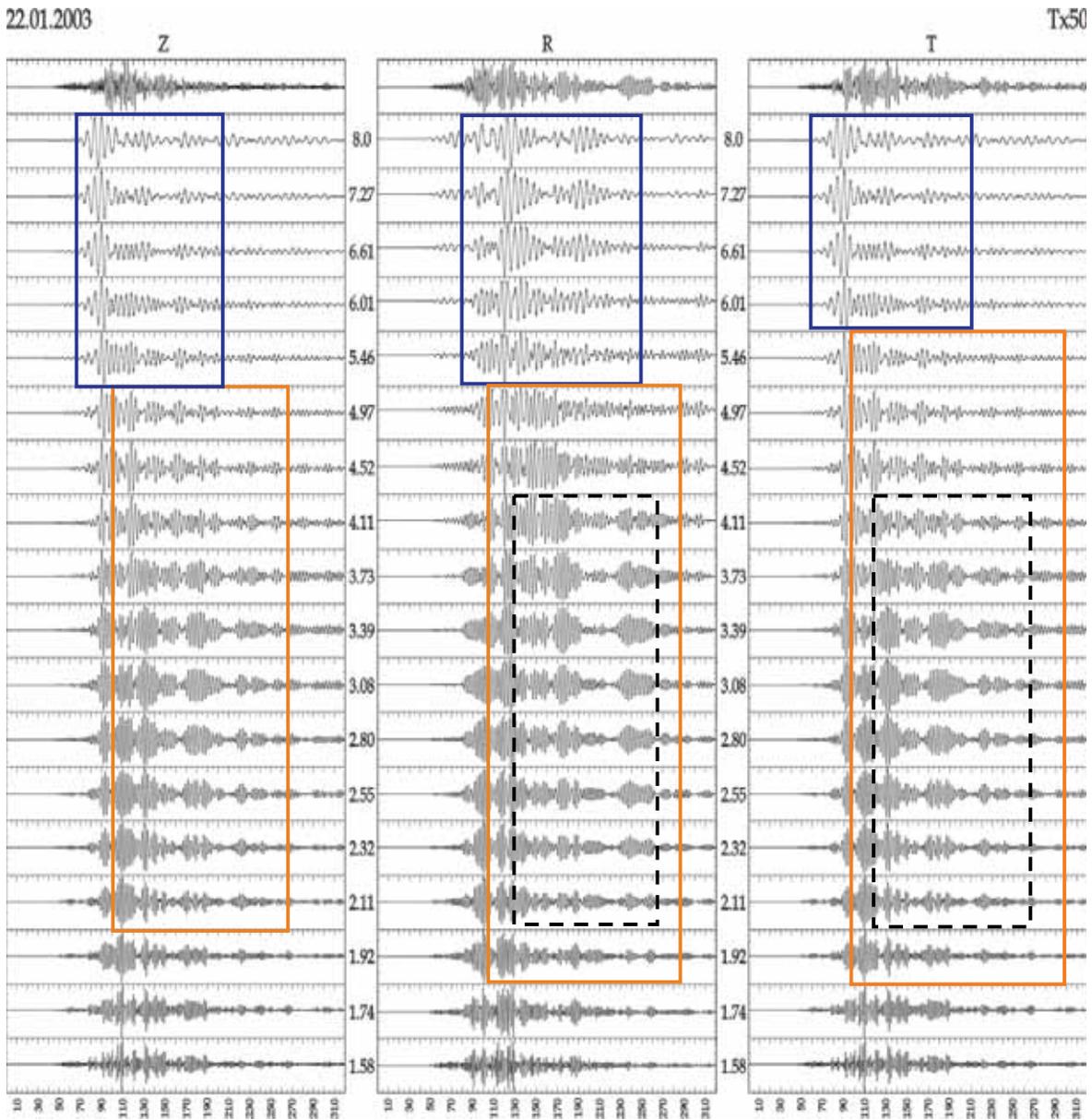


Figura 4.19 Registros del sismo de Colima para la estación tx50, localizada en la superficie del pozo. Los recuadros indican los distintos comportamientos, dependiendo del periodo de filtrado de las trazas y se explican en el texto. El recuadro con línea discontinua indica los trenes de ondas que se identifican en las distintas profundidades de registro.

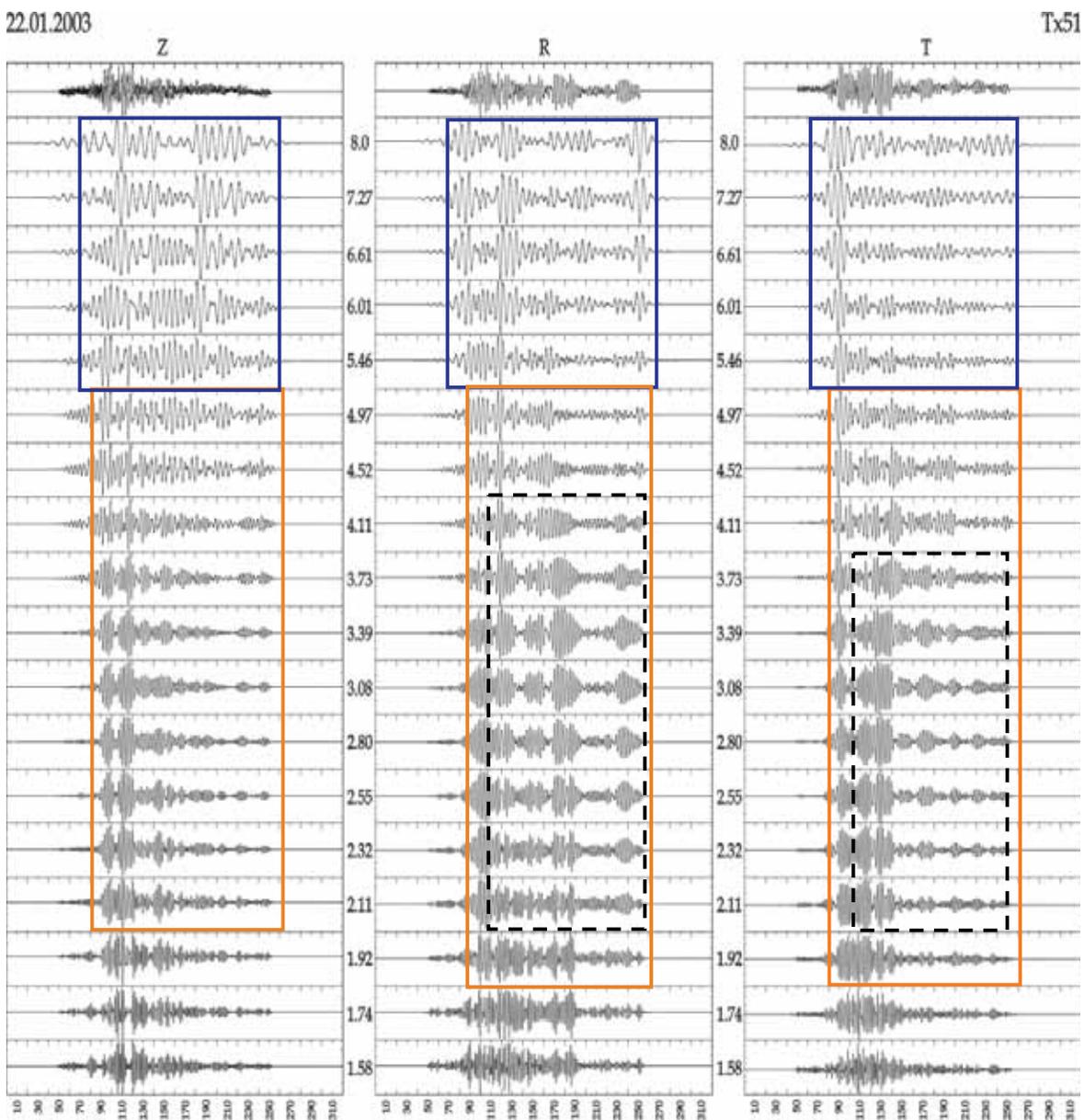


Figura 4.20 Registros del sismo de Colima para la estación tx51, localizada a 2 m de profundidad. Los recuadros indican los distintos comportamientos, dependiendo del periodo de filtrado de las trazas y se explican en el texto. El recuadro con línea discontinua indica los trenes de ondas que se identifican en las distintas profundidades de registro.

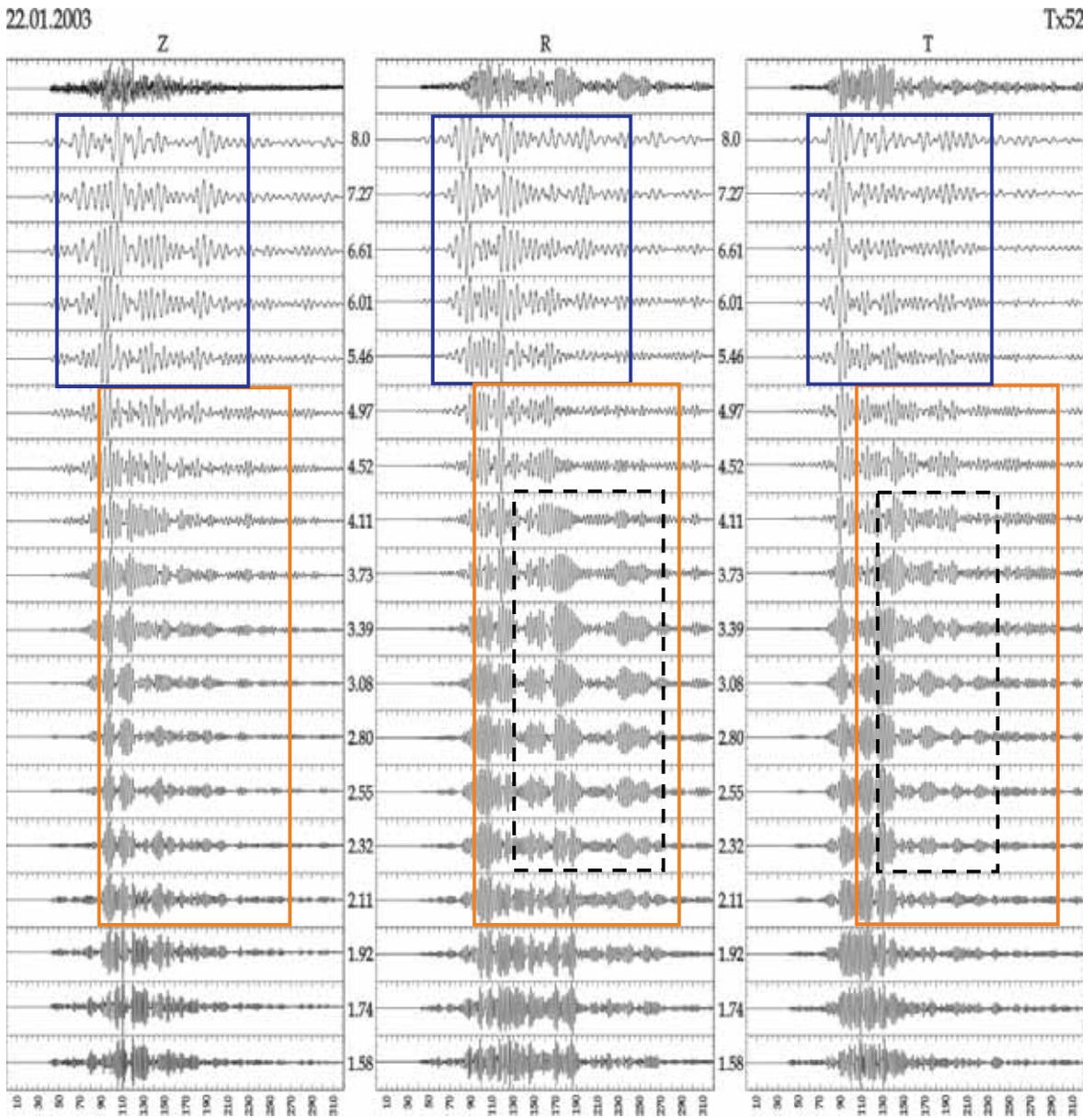


Figura 4.21 Registros del sismo de Colima para la estación tx52, localizada a 10 m de profundidad. Los recuadros indican los distintos comportamientos, dependiendo del periodo de filtrado de las trazas y se explican en el texto.

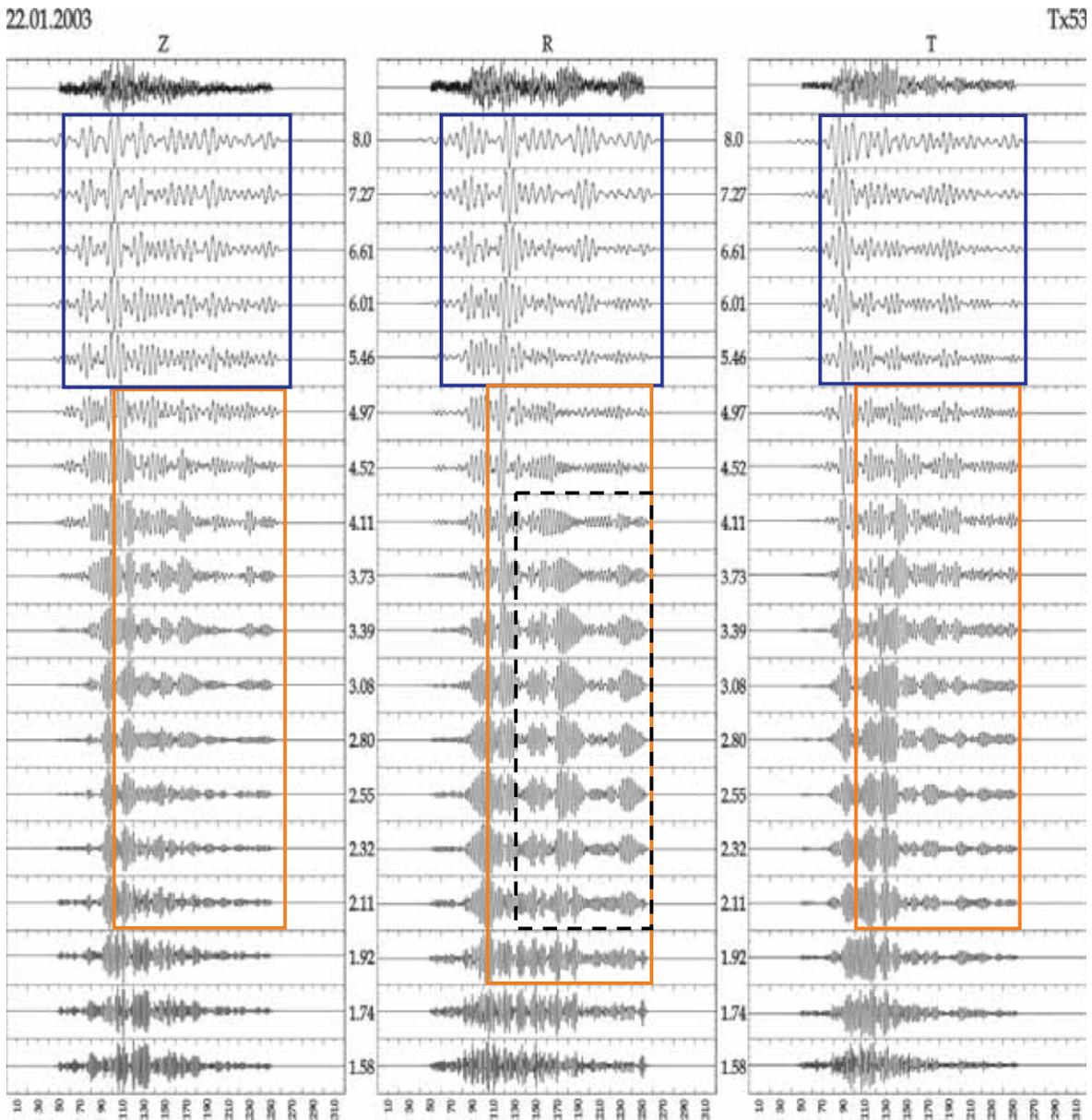


Figura 4.22 Registros del sismo de Colima para la estación tx53, ubicada a 20 m de profundidad. Los recuadros indican los distintos comportamientos, dependiendo del periodo de filtrado de las trazas y se explican en el texto.

En la figura 4.23 se pueden ver los registros en tiempo en las distintas profundidades, para los tres componentes del movimiento; las escala vertical es la misma para cada componente. En esta figura se puede ver que, en los tres

componentes del movimiento, la amplitud en los primeros 10 metros de profundidad no cambia considerablemente, esto es más notorio en los componentes horizontales. Respecto del movimiento, en los componentes verticales es complicado identificar pulsos comunes entre las distintas profundidades, en cambio para los registros de los componente radiales se pueden ver claramente varios paquetes comunes con una amplitud similar en las distintas profundidades; y para el componente transversal también se observan varios trenes comunes, aunque la amplitud va disminuyendo con el tiempo del registro, pero no así con la profundidad.

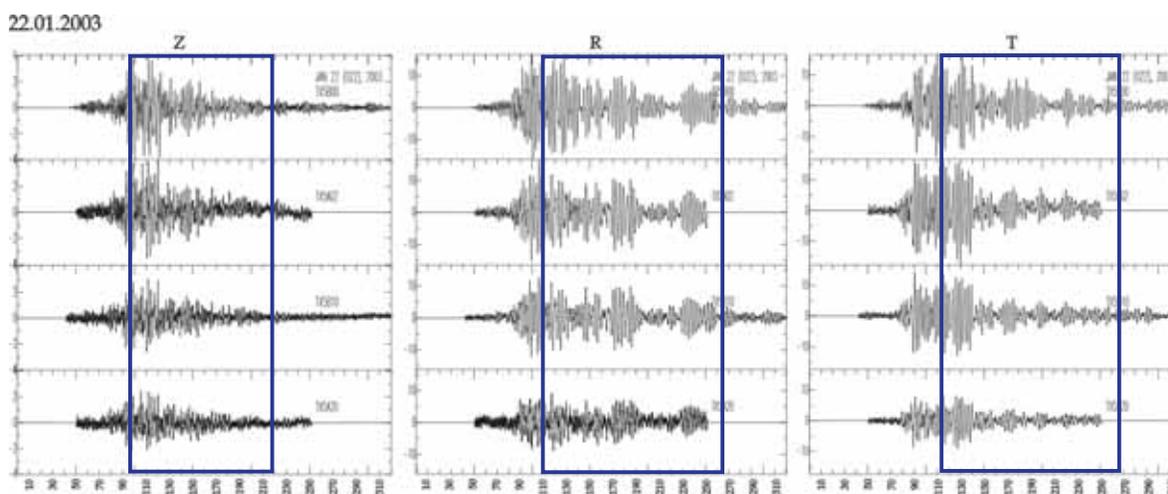


Figura 4.23 Registros del evento siete (22.01.2003) para las estaciones en pozo en 0, 2, 10 y 20 m de profundidad; se muestran los registros en tiempo de los componentes vertical, radial y transversal, de izquierda a derecha, respectivamente. La escala vertical es comun a los registros de cada componente y el recuadro indica los trenes de energía tardíos que se observan en los primeros 20 m de la capa de arcilla.

Algunos de estos pulsos tardíos observados en las trazas sin filtrar se uede indentificar con facilidad en los componentes radiales de los sensores de las

distintas profundidades. Sobre todo, son muy notorios los pulsos localizados entre los 130 y los 160 s y el identificado entre los 160 y los 200 s de registro; estos trenes modulados también se identificaron en las trazas filtradas con periodos centrales entre 3.39 y 2.32 s de los componentes radiales, en las distintas profundidades de registro. Los paquetes de ondas que se observan entre los 230 y los 270 s de registro están completos en los registros a 0 y a 10 m, por lo que se analizarán más adelante, como pulsos comunes entre dos estaciones.

4.4 Resultados preliminares

De manera general, para las estaciones de registro en superficie de los ocho eventos analizados, se observa que en las trazas filtradas en periodos mayores a dos veces el periodo fundamental del sitio ($T_0=2.7$ s; $2T_0= 5.4$ s) aparecen trenes de ondas superficiales de largo periodo en la parte de movimiento intenso, pero en algunos eventos también aparecen estas ondas en la parte de la coda de la señal.

En el caso del evento no. 1 (20.04.1998) se observa un solo tren en los registros filtrados en periodos mayores a $2T_0$ y que es común a los componentes vertical y radial, no así al transversal. En el evento no. 2 (15.06.1999) el comportamiento en periodos largos es un poco más complejo; en los componente vertical y radial, sólo en el filtro de 8 s se puede identificar un tren de ondas común a los dos, pero debajo de este periodo aparecen más trenes de ondas en los componente radial y transversal, no así en el vertical. En el evento no. 3 (21.06.1999) se pueden

identificar dos trenes de ondas en los componentes vertical y radial, aunque en el radial el segundo tren tiene una amplitud mayor que en el vertical; en el componente transversal se pueden ver trenes de ondas bien modulados que abarcan la mayor parte del registro. En el evento no. 4 (30.09.1999) se puede identificar un tren común a los componentes vertical y radial, aunque en este último aparecen trenes anteriores que no se ven en el vertical; el registro del componente transversal no se puede correlacionar ni con el radial ni con el vertical. Para el sismo no. 5 (08.10.2001) las ondas en largos periodos aparecen mejor moduladas y abarcan gran parte del registro en los tres componentes de las tres estaciones de registro; en los componentes vertical y radial se pueden ver al menos dos trenes comunes, que no tienen su correspondencia en el transversal. Para el evento no. 7 (22.01.2003) se pueden ver tres trenes de ondas comunes a los componentes vertical y radial, tanto en la parte de movimiento intenso, como en la parte de la coda de la señal, hasta los registros filtrados en 6.61 s; el componente transversal está caracterizado por tener un solo pulso hasta el registros filtrado en 6.61 s. Para el evento no. 8 (01.01.2004) no es posible identificar claramente algún tren de ondas común a los componentes vertical y radial, dado que este último presenta varios trenes antes y después del pulso principal.

La siguiente banda de periodos que analizamos es la que se encuentra entre 2.11 y 4.97 s de filtrado (aproximadamente $T_0 < T < 2T_0$); en esta banda es en la que generalmente aparecen la mayor cantidad de trenes de ondas modulados o

monocromáticos, con amplitudes similares o iguales a las de la parte del movimiento intenso; sin embargo, hay algunos eventos en los que estos trenes no son tan notorios o bien no aparecen. Otra característica observada fue que en algunos eventos estos trenes modulados no podían identificarse en las estaciones superficiales de registro, que tienen una distancia entre sí de aproximadamente 400 m, lo que implica que debido a la dispersión de la capa superficial de arcilla, estos trenes desaparecen en distancias cortas.

Para el evento no. 1, observamos que los trenes de ondas modulados aparecen claramente en los tres componentes de las dos estaciones, en la parte de movimiento intenso del registro; sin embargo, los trenes modulados en la parte de la coda sólo son identificables en una de las estaciones de registro. Para los eventos no. 2, 3 y 4, el comportamiento de los tres componentes de las estaciones es bastante similar en esta banda de periodos, los trenes de ondas bien modulados sí se pueden seguir entre estaciones y algunos de ellos son comunes a los componentes vertical y radial de cada estación; para el evento no. 5 el comportamiento es bastante similar al descrito, con la diferencia de que en el componente horizontal de las tres estaciones de registro identificamos trenes muy bien modulados a lo largo de todo el registros en los periodos cercanos a T_0 . Para el evento no. 7 identificamos trenes de ondas tardíos y modulados en los tres componentes de las tres estaciones en superficie; sin embargo, la amplitud de éstos disminuye conforme nos acercamos a T_0 para dos estaciones, mientras que para la

restante, la amplitud de los trenes tardíos se conserva similar a aquella de la parte del movimiento intenso. En el evento no. 8 identificamos varios trenes tardíos con amplitudes importantes, que se pueden correlacionar entre componentes y estaciones sólo para la parte del movimiento intenso.

Para los registros filtrados debajo de 2.11 s observamos que aparecen pulsos que no se pueden correlacionar entre componentes o estaciones, esto para todos los eventos de la base de datos.

De este análisis podemos decir que el comportamiento de los registros está dividido en tres bandas de periodos: aquella con periodos mayores a $2T_0$, caracterizada por ondas superficiales de largo periodo; la banda de periodos que se encuentra entre $T_0 < T < 2T_0$, en la que aparecen los trenes de ondas tardíos, monocromáticos y modulados y que al parecer también depende de las fuentes sísmicas; y por último la banda de filtrado en periodos menores a T_0 en la que aparecen pulsos sin tendencia definida, que no se pueden identificar en los componente o entre estaciones.

En el caso del arreglo vertical, pudimos observar que los trenes de ondas tardíos se propagan en los primeros 40 m de la capa de arcilla y que el comportamiento varía de manera más considerable en lo que respecta a la amplitud del movimiento, no así en la propagación del mismo.

Capítulo V

Análisis cuantitativo de los registros del arreglo TXCL

Del análisis cualitativo de los registros sísmicos en el arreglo TXCL se identificaron y describieron algunas de las características del movimiento registrado en la capa arcillosa, como son la presencia de trenes de ondas superficiales de largo periodo en la parte de movimiento intenso y en la coda de la señal, para algunos eventos; así como el predominio de trenes de ondas modulados en las señales filtradas en periodos cercanos al fundamental del sitio ($T_0 < T < 2T_0$) y que tienen una amplitud similar a la parte de movimiento intenso del registro. Estos trenes de ondas, característicos de la coda de las señales sísmicas de la zona de lago de la zona urbana de la Cuenca de México, contribuyen notablemente a la duración del movimiento y a continuación se explora la dirección de origen y de propagación de

los mismos, a partir de análisis $f-k$ y de polarización de registros de tres componentes.

En la primera parte de este subcapítulo describimos la metodología, el análisis y los resultados obtenidos a partir del método $f-k$ convencional (Vidale, 1986) para los eventos seis y siete de la base de datos (10.11.2001 y 22.01.2003, respectivamente), dado que son los eventos registrados en tres estaciones de superficie. En la segunda parte del capítulo presentamos la metodología usada y los resultados del análisis de polarización de los registros de tres componentes, para los eventos en los que se identificaron trenes modulados comunes a dos estaciones, ya sea en superficie o en pozo (apartado 4.4).

5.1 Análisis $f-k$ de los registros

El espectro de potencia frecuencia-número de onda mide la cantidad de energía distribuida en diferentes velocidades de fase y direcciones de propagación, esto es cómo está distribuida la energía en función del número de onda; lo que permite determinar la dirección de origen de trenes de ondas determinados y su velocidad de propagación.

5.1.1 Metodología

La manera más común de obtener este espectro es a partir del método $f-k$, el cual consiste en determinar un espectro de potencia frecuencia-número de onda, a partir de la Transformada de Fourier. Aunque hay varias maneras de estimar el

espectro $f-k$, en el presente estudio usamos la propuesta por Aki y Richards (1980); estos autores consideran un arreglo de K sensores y registros sísmicos de L muestras, divididos en M ventanas de N puntos ($L = MN$) entonces el espectro de potencia frecuencia-número de onda $P(k, f)$ se define como:

$$P(k, f) = \frac{1}{K^2} \sum_{j=1}^K \sum_{n=1}^K w_j w_n^* C_{jn}(f) e^{ik \cdot (r_j - r_n)}$$

donde la función C_{jn} de espectros de potencia cruzados se define como:

$$C_{jn}(f) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M S_{jm}(f) S_{nm}^*(f)$$

En estas ecuaciones i es la unidad imaginaria, k es el número de onda, f es la frecuencia, r_i es el vector posición de la estación i , S_{jm} es la transformada de Fourier discreta de la m -ésima ventana de análisis del j -ésimo registro, w_j describe la función de peso utilizada para controlar la forma de la ventana de número de onda y el asterisco * indica el complejo conjugado.

La resolución del método está en función de la geometría del arreglo (Aki y Richards, 1980), por lo que para arreglos con un pequeño número de sensores y una apertura limitada, con una respuesta al impulso unitario caracterizada por un pico principal ancho y varios picos secundarios, se tendrá que la precisión en la estimación de los números de onda será restringida.

5.1.1.1 Métodos f - k convencional y de alta resolución

Existen varias aproximaciones para obtener los espectros f - k , que se diferencian por el tipo de función de peso que consideran; el método f - k convencional considera funciones de peso con valores fijos, unitarios y que no dependen del número de onda. Por otro lado, el método f - k de alta resolución, propuesto por Capon (1969) define el espectro de potencia como:

$$P(k, f) = \left(\sum_{j=1}^K \sum_{l=1}^K Q_{jl}(f) e^{ik \cdot (r_j - r_l)} \right)^{-1}$$

Donde k es el número de onda en el plano del arreglo, f es la frecuencia, r_i es el vector de posición de la estación i , K es el número de estaciones del arreglo y Q_{jl} es la matriz inversa de espectros cruzados C_{jl} .

Capon (1969) mostró que $P(k, f)$ se podía considerar como el espectro de salida de un filtro de máxima verosimilitud, cuyo diseño está determinado por la señal de cada uno de los sensores y cuya forma está en función del número de onda. Este filtro tiene la propiedad de no distorsionar las ondas monocromáticas que viajan a una velocidad correspondiente al número de onda k y disminuye la energía de las ondas que viajan en el sentido de los mínimos cuadrados óptimos. Esto da como resultado que con el método f - k de alta resolución se defina más claramente el espectro de potencia, pues disminuye los niveles de los lóbulos laterales del espectro con respecto al lóbulo principal (Capon, 1969)

De manera general, en el análisis con el método $f-k$ asumimos que el campo de ondas está compuesto por ondas planas sencillas, que son estacionarias en el tiempo y en el espacio y que las señales no están correlacionadas. Sin embargo, Roullé (2004) mostró que estas hipótesis no se cumplen en el caso de los registros obtenidos en la zona de lago de la Cuenca de México, por lo que el método $f-k$ convencional es el que proporciona mejores resultados, mientras que el método $f-k$ de alta resolución muestra una tendencia correcta en la estimación de la velocidad de fase pero con mucha dispersión, lo que no sucede con el análisis cuando se usa el método $f-k$ convencional. En cualquier caso los resultados serán confiables en un intervalo definido por la respuesta del arreglo instrumental.

Para el análisis con el método $f-k$ se requieren registros en al menos tres estaciones, que cuenten con tiempo absoluto. En el caso de la base de datos del arreglo TXCL los eventos seis y siete (08.10.2001 y 22.01.2003) se registraron en tres estaciones superficiales; en el caso del evento siete se tuvieron algunos problemas con el tiempo, que los corregimos según lo descrito en el capítulo II.

Y dado que los resultados del análisis $f-k$ están en función de la respuesta instrumental del arreglo, a continuación presentamos el análisis de ésta.

5.1.2 Respuesta del arreglo instrumental al impulso unitario

El evento no. 6 (08.10.2001) fue registrado en las estaciones txs1, txs2 y t4s2, que denominamos como arreglo 1; el evento no. 7 (22.01.2003) fue registrado en las

estaciones txs1, txs2 y tx50, que denominamos como arreglo 2. En la figura 5.1 se muestran las respuestas al impulso unitario de los dos arreglos de estaciones.

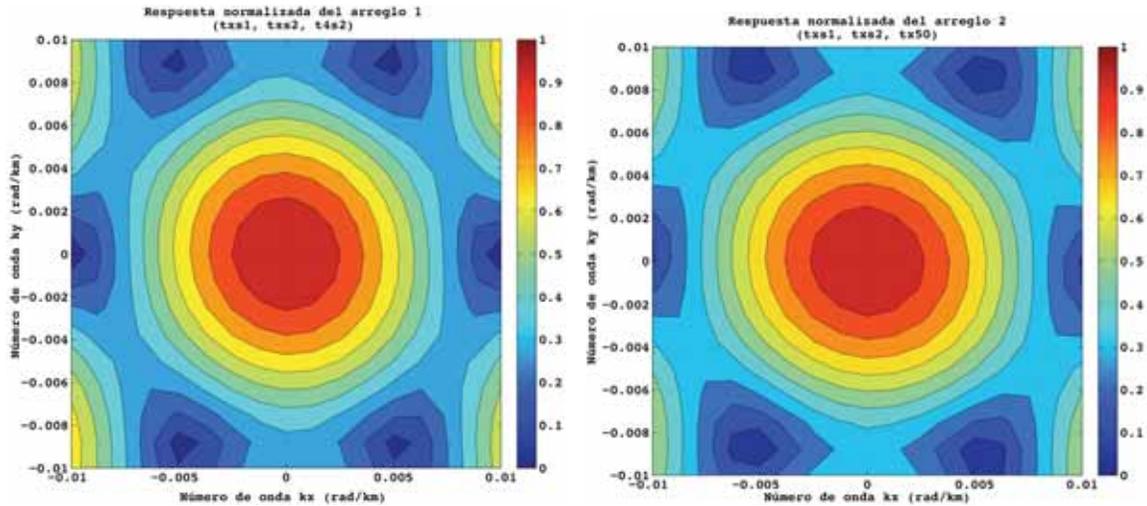


Figura 5.2 Respuesta al impulso unitario de los dos arreglos instrumentales; el arreglo 1 está formado por las estaciones txs1, txs2 y t4s2 (izquierda) y el arreglo 2 está formado por las estaciones txs1, txs2 y tx50 (derecha).

Las respuestas al impulso unitario de los dos arreglos son muy similares entre sí, dada la cercanía de las estaciones t4s2 y tx50 (34.6 m).

En ambos casos se puede ver que el límite superior es de $k = 0.002$, de lo que $\lambda = 3141$ y para $T = 2$ s la velocidad resultante es de 1570 m/s . Mientras que el límite inferior está dado por $k = 0.006$, $\lambda = 1047$ y la velocidad de 520 m/s . Por lo que las velocidades que entren dentro de estos límites no estarán afectadas por fenómenos de aliasing, debido a la disposición instrumental del arreglo TXC.

5.1.3 Análisis para los eventos del 08.10.2001 y del 22.01.2003

En este trabajo usamos el método $f-k$ convencional implementado en el programa SAC (Goldstein *et al.*, 1995) que está basado en Nawab *et al.* (1985); estos autores desarrollaron una técnica para determinar la dirección de una señal acústica en una banda determinada, a partir del análisis de registros de un arreglo instrumental.

El análisis $f-k$ se llevó a cabo mediante una macro que primero aplica el mismo filtro pasa-banda descrito en el capítulo de análisis cualitativo y posteriormente permite seleccionar una ventana en cada traza filtrada. Se realizaron análisis en la parte del movimiento intenso y en la parte de la coda de la señal, en las figuras de los resultados se muestran los dos análisis, en color claro los correspondientes a la parte intensa y los colores oscuros corresponden a las ventanas en la coda de la señal. Además, los cuadrados corresponden con la componente transversal, los círculos con la radial y los triángulos con la vertical.

En la figura 5.2 se muestran los resultados del análisis $f-k$ para los registros del evento no. seis (08.10.2001); en la parte izquierda de la figura se muestran las direcciones de origen de la energía para distintos periodos, el azimut inverso del sismo (203°) con una línea horizontal y con una línea vertical el periodo fundamental del sitio $T_0 = 2.7$ s; en la parte derecha de la figura se muestra con una línea vertical el periodo fundamental del sitio T_0 y las velocidades de fase resueltas para distintos periodos.

Se observa que para periodos menores que T_0 se definen dos tendencias: una para el componente transversal con una dirección de origen de $\sim 270^\circ$ y otra para los otros dos componentes que provienen de una dirección que coincide con el epicentro, esto tanto para las ventanas de la parte intensa, como para las de la coda de la señal. Para $3.39 < T < 4.97$ comienza a observarse demasiada dispersión en los resultados, tanto para las ventanas de la parte intensa, como para las de la coda de la señal; para $T > 5$ s los componentes radial y vertical vuelven a alinearse con una dirección entre 180 y 203° que coincide con la dirección epicentral y de nuevo el componente transversal vuelve a tener una dirección cercana a 270° .

Para el caso de la estimación de la velocidad de fase, se observa que para $T < T_0 < 3.73$ s las velocidades de fase varían entre 200 y 800 m/s para los tres componentes y para las ventanas de la parte intensa y de la coda de la señal. Sin embargo, a partir de $T = 4.97$ s se nota una gran incertidumbre en la estimación de la velocidad de fase; los límites dados por la respuesta del arreglo están entre 210 y 630 m/s, por lo que la velocidad de las ondas que viajan con estos periodos, definida por la estructura más profunda de la cuenca, no puede ser resuelta adecuadamente por el arreglo.

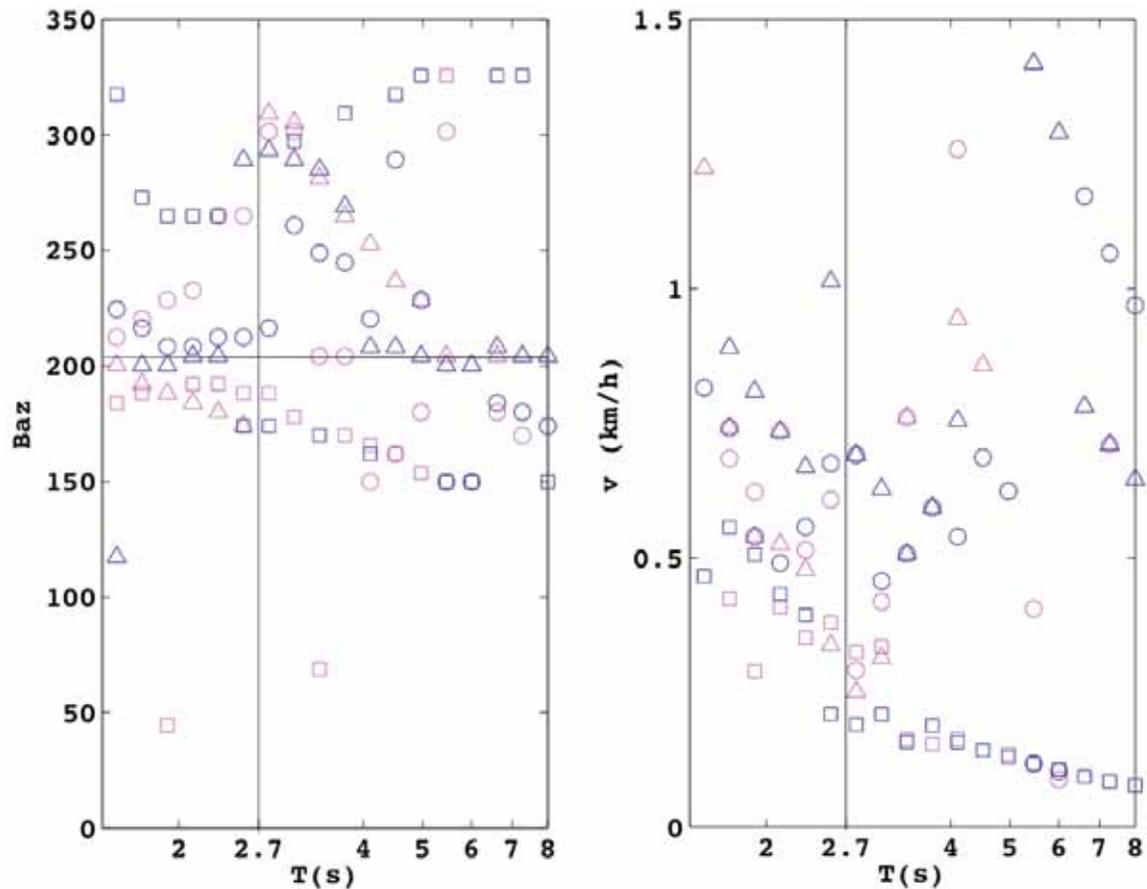


Figura 5.2 Resultados del análisis $f-k$ para los registros del evento no. seis (08.10.2001). Los círculos se refieren al componente radial, los cuadrados al transversal y los triángulos al vertical. En la parte izquierda se puede ver la solución para las direcciones de origen de los pulsos y en la parte derecha las velocidades de fase.

En la figura 5.3 se puede ver el resultado del análisis $f-k$ para los registros del sismo del evento no. siete (22.01.2003); de manera similar que en los resultados anteriores, en la parte izquierda de la figura se muestran las direcciones de origen de la energía para distintos periodos, el azimut inverso del sismo (261°) con una línea horizontal y con una línea vertical el periodo fundamental del sitio $T_0 = 2.7$ s; en la parte derecha de la figura se muestra con una línea vertical el periodo fundamental del sitio T_0 y las velocidades de fase resueltas para distintos periodos.

Para el caso de la estimación de las velocidades de fase, para periodos menores a T_0 las velocidades varían entre 200 y 500 m/s para los tres componentes y los dos tipos de ventanas considerados; sin embargo para $T > T_0$ los valores ya no son creíbles y pueden ser resultado de la corta distancia entre estaciones.

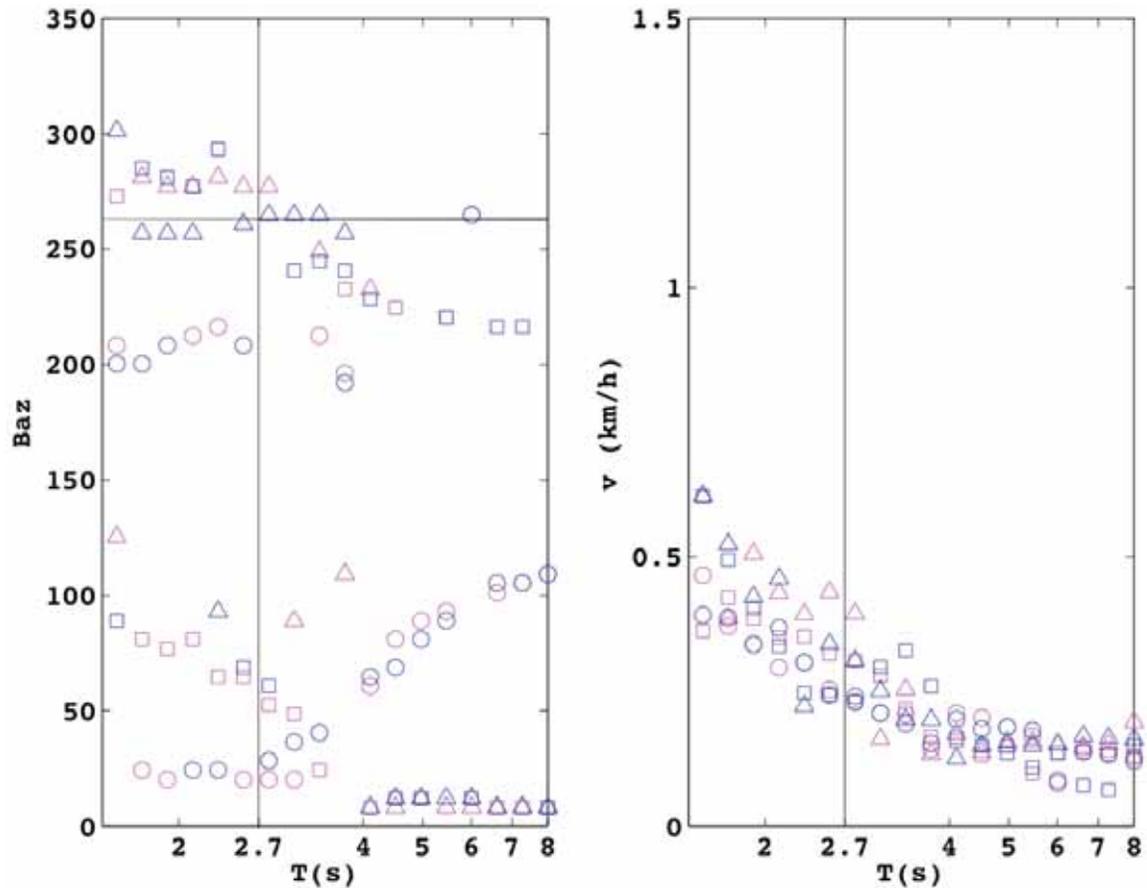


Figura 5.3 Análisis $f-k$ para los registros del evento no. siete (22.01.2003); los círculos se refieren al componente radial, los cuadrados al transversal y los triángulos al vertical. En la parte izquierda se puede ver la solución para las direcciones de propagación y en la parte derecha las velocidades de fase.

5.1.4 Resultados preliminares

En resumen, el análisis $f-k$ de los registros de TXCL se vuelve complicado desde la geometría del arreglo instrumental: la respuesta al impulso unitario está caracterizada por un solo pico principal y los límites de confiabilidad los definimos entre $0.002 < k < 0.006$.

En las figuras 5.2 y 5.3 se puede ver que para periodos menores a T_0 el análisis $f-k$ arrojó velocidades entre 300 y 700 m/s para los dos eventos analizados, para los tres componentes y para los trenes de ondas tanto de la parte de movimiento intenso como de la coda de la señal; esto indica que la energía en estos periodos viaja con la velocidad de la estructura somera de la corteza.

Para periodos mayores a T_0 hay mucha dispersión en los valores de las velocidades resueltos con $f-k$, para el caso de los dos eventos; esto es resultado de la geometría del arreglo y de la corta distancia entre estaciones, pues la respuesta al impulso unitario muestra que para periodos mayores 5 s, la velocidad máxima que se puede resolver es de 630 m/s, que sigue siendo un valor bajo para la velocidad de la estructura más profunda de la cuenca.

Finalmente, sobre las direcciones de propagación de los trenes de ondas se puede ver que el campo de ondas que cruza el arreglo TXCL puede ser caracterizado para $T < 4$ s; en estos periodos se observa energía que proviene del epicentro y de

direcciones multitrayecto. En ambos casos las ondas se propagan con velocidades que impone la estructura somera de la Cuenca de México.

5.2 Polarización de registros de tres componentes

Una manera más de obtener información sobre las direcciones de origen de los distintos trenes de ondas de los registros es el análisis de polarización de registros de tres componentes, que tiene la ventaja de no requerir tiempo absoluto en las estaciones. Lo que se requiere es tener identificados trenes o pulsos en al menos dos estaciones, ya sea en superficie o en pozo, lo cual se logró en el análisis cualitativo del presente trabajo.

Para este análisis se empleó la polarización 3D implementada en el programa STK (Seismic Tool Kit) versión 6.1 (Reymond, 2003) y que corresponde con la propuesta de Vidale (1986), que detallamos a continuación.

5.2.1 Metodología

Según Vidale (1986) para registros sísmicos de tres componentes se tienen los registros $u_r(t)$ el componente radial (x), $v_r(t)$ el componente transversal (y) y $w_r(t)$ el componente vertical (z) que se convierten a señales analíticas:

$$u(t) = u_r(t) + iH(u_r(t))$$

$$v(t) = v_r(t) + iH(v_r(t))$$

$$w(t) = w_r(t) + iH(w_r(t))$$

Donde $H(\)$ corresponde con la Transformada de Hilbert. A partir de estas señales analíticas se calcula la matriz de covarianza:

$$C(t) = \begin{bmatrix} uu^* & uv^* & uw^* \\ vu^* & vv^* & vw^* \\ wu^* & wv^* & ww^* \end{bmatrix}$$

Donde el * indica el complejo conjugado. Para esta matriz se calculan los eigenvalores λ_i y los eigenvectores (x_i, y_i, z_i) , a partir de:

$$\begin{bmatrix} x_i \\ y_i \\ z_i \end{bmatrix} [C - \lambda_i I] = 0$$

Dado que la señal analítica es compleja y la matriz de covarianza es Hermitiana, los eigenvalores son reales y en general los eigenvectores son complejos.

El eigenvector (x_0, y_0, z_0) está asociado con el eigenvalor mayor λ_0 y apunta en la dirección de máxima polarización. De esta manera, la longitud de la componente real del vector (x_0, y_0, z_0) , X está dada por:

$$X = \sqrt{(\text{Re}(x_0 \text{cis} \alpha))^2 + (\text{Re}(y_0 \text{cis} \alpha))^2 + (\text{Re}(z_0 \text{cis} \alpha))^2}$$

Donde $\text{cis} \alpha = \cos \alpha + i \sin \alpha$ y $0^\circ \leq \alpha \leq 180^\circ$ es el ángulo de rotación del eigenvector que maximiza el valor de X .

La componente elíptica de la polarización está dada por:

$$P_E = \frac{\sqrt{1 - X^2}}{X}$$

Dado que el eigenvector (x_0, y_0, z_0) está normalizado, $\sqrt{1 - X^2}$ es la longitud de la parte compleja del vector y por lo tanto P_E es el cociente entre la parte compleja y la parte real del vector.

Si $P_E = 1$ entonces el movimiento está circularmente polarizado.

Si $P_E = 0$ entonces el movimiento está linealmente polarizado.

El “strike” de la máxima polarización está dado por:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(y_0)}{\text{Re}(x_0)} \right)$$

El “dip” de la dirección de máxima rotación está dado por:

$$\delta = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(z_0)}{\sqrt{\text{Re}(x_0)^2 + \text{Re}(y_0)^2}} \right)$$

Ambos ángulos toman valores entre -90° y 90° y cuando $\phi = \delta = 0$ representa un vector que apunta al azimut inverso de la dirección epicentral.

Por otro lado, los eigenvalores λ_2 y λ_1 corresponden con los montos de polarización intermedia y menor, respectivamente. Dado que λ_0 , λ_1 y λ_2 son ortogonales, la fortaleza del cálculo de la polarización está dada por:

$$P_s = 1 - \frac{\lambda_1 + \lambda_2}{\lambda_0}$$

$P_s = 1$ indica que el movimiento está completamente polarizado; si $P_s = 0$ indica que el componente de mayor polarización es casi igual a los otros dos, o comparable.

Por otro lado, una medida de la polarización planar en la señal, está dada por:

$$P_p = 1 - \frac{\lambda_1}{\lambda_2}$$

$P_p = 1$ indica que $\lambda_2 \gg \lambda_1$; si $P_p = 0$ indica que λ_2 es comparable con λ_1 .

5.2.2 Análisis para los distintos sismos del catálogo

A continuación reportamos los resultados del análisis de polarización para los eventos registrados en los que se identificaron trenes de ondas comunes, ya sea en la señal original o en las trazas filtradas. La descripción se realiza primero para cada sismo y cada estación de registro y posteriormente se presenta un análisis generalizado de la polarización del movimiento en la capa arcillosa de TXC, para las componentes horizontales del movimiento.

5.2.2.1 Sismo del 20 de abril de 1998 (20.04.1998)

Este sismo está registrado en las estaciones txs1 y txs2; aunque se pueden observar varios pulsos en la parte de la coda de la señal, seleccionamos el que se encuentra cerca de los 110 s de registro y que se identifica en los registros de las dos estaciones en los registros filtrados entre 3.39 y 2.55 s. En la figura 5.4 mostramos las trazas vertical, radial y transversal de los registros filtrados entre los periodos mencionados e indicados entre cada una de los componentes de movimiento, para las estaciones txs1 y txs2; con un recuadro se indican los trenes de ondas que se analizaron con el filtro de polarización.

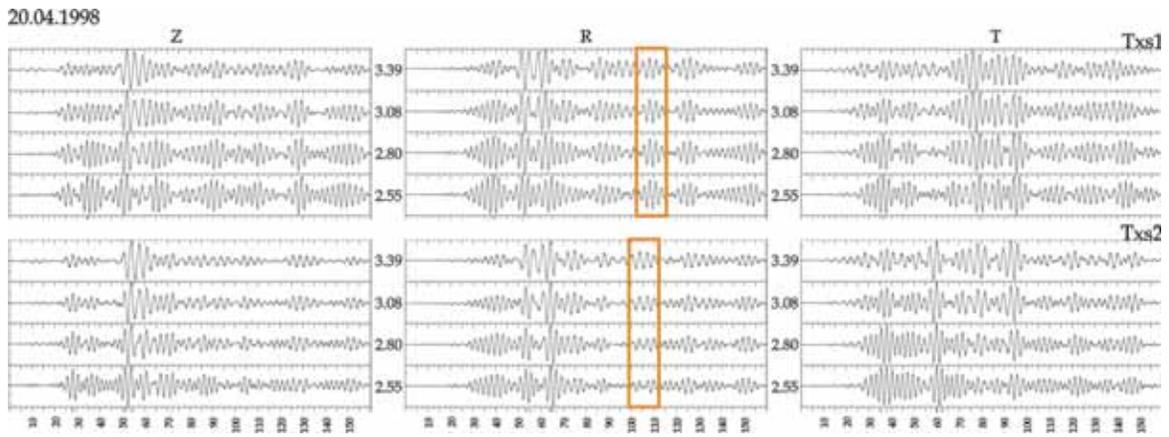
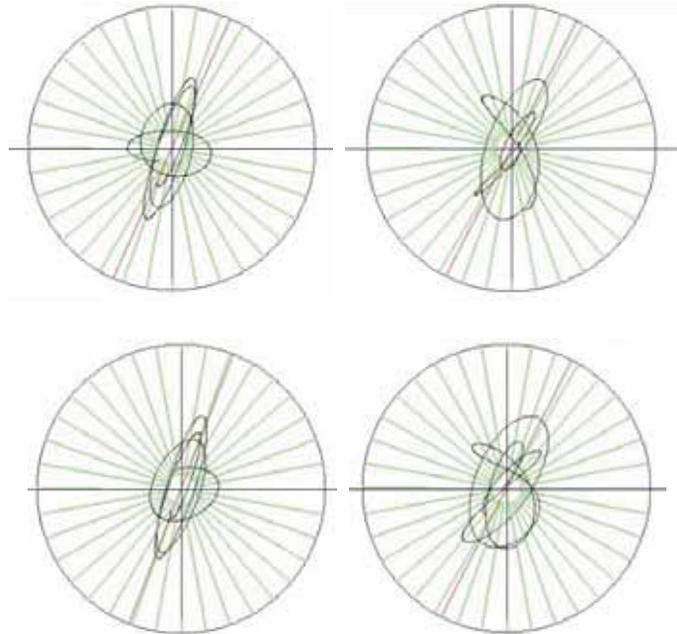


Figura 5.4. Registros de los componentes vertical, radial y transversal de las estaciones txs1 y txs2, filtrados alrededor de los periodos que se indican entre las figuras.

En la figura 5.5 se muestran los polarigramas de las estaciones txs1 a la izquierda y de txs2 a la derecha, respectivamente; de manera descendente los polarigramas corresponden con los registros filtrados alrededor de 3.39, 3.08, 2.80 y 2.55 s, respectivamente.



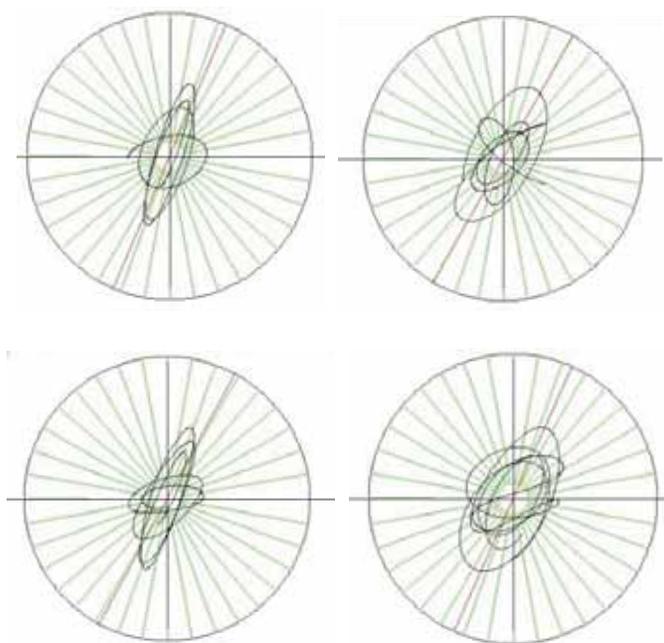


Figura 5.5. Diagramas de polarización horizontal para las estaciones txs1 y txs2, izquierda y derecha respectivamente; los registros están filtrados alrededor de 3.39, 3.08, 2.80 y 2.55 s.

En la figura 5.5 se puede ver que el movimiento registrado en la estación txs1 puede ser caracterizado como elíptico y retrógrado de una manera más directa y sencilla; sólo al final de la ventana considerada comienza a comportarse de manera más complicada. Por otro lado, el movimiento en la estación txs2 es un poco más complejo, aunque sigue siendo retrógrado. En cualquiera de los casos, en la figura 5.5 se puede ver que el puso analizado tiene un azimuth inverso de entre 200° y 210° , para las dos estaciones de registro.

5.2.2.2 Sismo del 21 de junio de 1999 (21.06.1999)

Este sismo está registrado en las estaciones txs1 y txs2. En la figura 5.6 se muestran los trenes de ondas seleccionados para el filtro de polarización con recuadros, para

los componentes vertical, radial y transversal de las estaciones txs1 y txs2 y para los registros filtrados alrededor de 2.55 y 3.73 s.

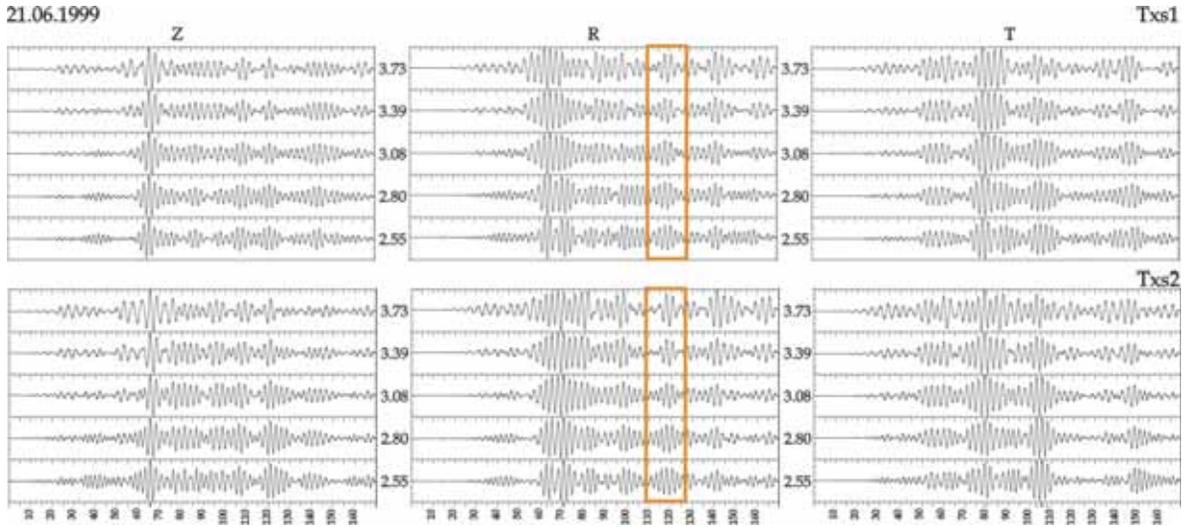
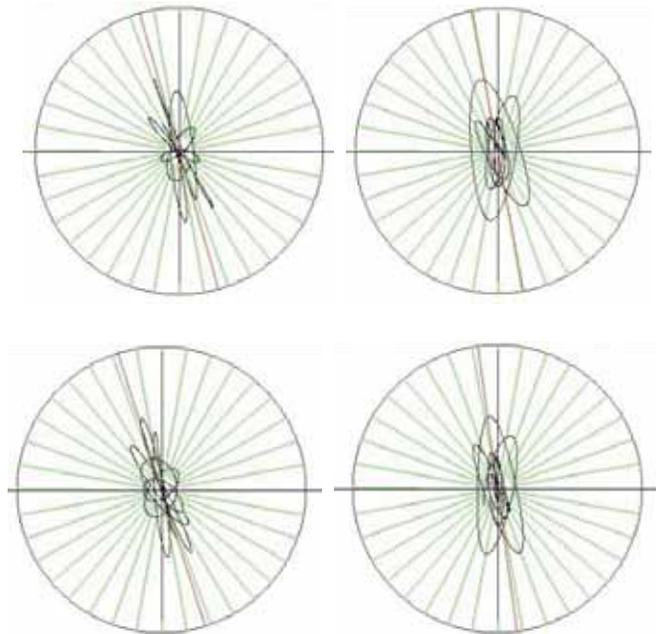


Figura 5.6. Registros de los componentes vertical, radial y transversal de las estaciones txs1 y txs2, filtrados alrededor de los periodos que se indican entre las figuras.



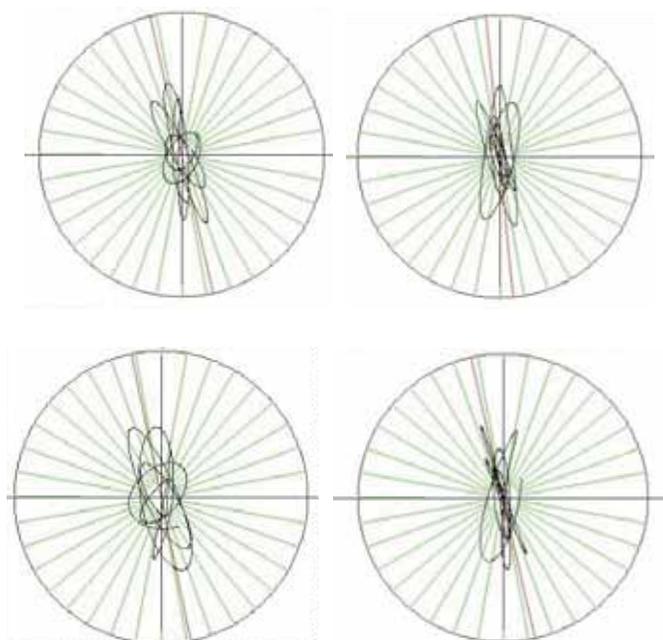


Figura 5.7. Diagramas de polarización horizontal para las estaciones txs1 y txs2, izquierda y derecha respectivamente; los registros están filtrados en 3.73, 3.39, 3.08 y 2.55 s.

En la figura 5.7 se puede ver que, aunque, la estimación de la dirección es muy similar en la polarización de los pulsos en las dos estaciones -entre 160° y 170° - el movimiento es bastante complejo; aunque se observa cierta componente elíptica, es complicado seguirla por algunas vueltas.

5.2.2.3 Sismo de la Costa de Oaxaca (30.09.1999)

Este sismo está registrado en las estaciones txs1 y txs2; aunque es posible identificar varios pulsos en la parte de la coda de la señal, no se encontró una buena respuesta al filtro de polarización para los registros filtrados en periodos mayores o menores a T_0 ; sólo en el filtro centrado en 2.80 se tuvo una buena respuesta.

En la figura 5.8 se muestran los registros de las componentes vertical, radial y transversal, en las estaciones txs1 y txs2, filtrados alrededor de 2.8 s. Los recuadros indican los dos pulsos que se analizaron.

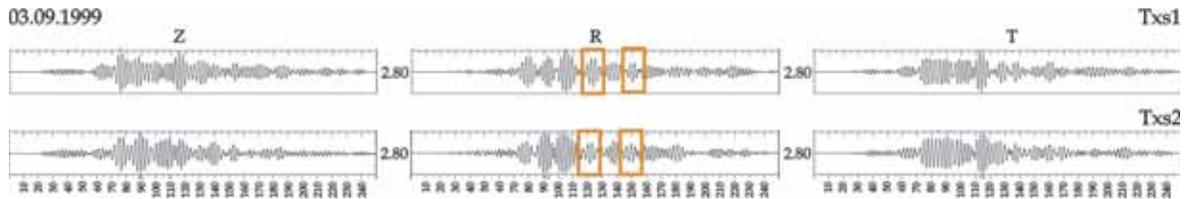


Figura 5.8. Registros de los componentes vertical, radial y transversal de las estaciones txs1 y txs2, filtrados alrededor de 2.8 s.

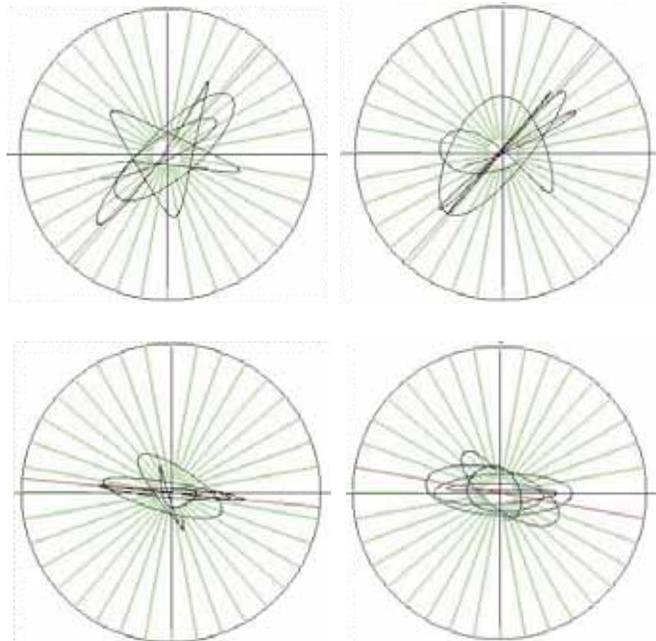


Figura 5.9. Diagramas de polarización horizontal para las estaciones txs1 y txs2, izquierda y derecha respectivamente; los registros están filtrados en 2.80 s, pero los pulsos que se consideran son distintos.

En la figura 5.9 se muestra la respuesta al filtro de polarización de los dos pulsos seleccionados. En el lado izquierdo se muestran los registros para la estación txs1 y

a la derecha para la estación txs2; y en la parte superior de la figura se muestra la respuesta del primer tren de ondas y en la parte inferior el resultado para el segundo. En los dos casos se puede ver una buena estimación del azimut, para el primer pulso $\sim 222^\circ$ en las dos estaciones y para el segundo entre 275° y 280° . Sin embargo, el movimiento en los dos casos es complejo y no se puede definir de manera clara un comportamiento particular.

5.2.2.4 Sismo de Colima (22.01.2003)

Este sismo está registrado en las estaciones txs1, txs2 y en el arreglo vertical en 0, 2, 10 y 20 m de profundidad. Cuando se realizó el análisis de polarización para los trenes de ondas en común entre las estaciones txs1, txs2 y tx50 no se obtuvieron resultados claros sobre el azimut o sobre el movimiento de las partículas; por lo que se procedió a analizar el movimiento en el arreglo vertical. En este caso se analizaron los registros en las distintas profundidades, una vez que los habíamos filtrado alrededor de 3.73, 3.39, 3.08, 2.80 y 2.55 s y seleccionamos dos pulsos distintos. En la figura 5.10 se muestran los registros de los componentes vertical, radial y transversal filtrados alrededor de los periodos mencionados arriba, para las estaciones en 0, 2, 10 y 20 m de arriba a abajo, respectivamente; los recuadros indican los dos pulsos seleccionados para el análisis de polarización.

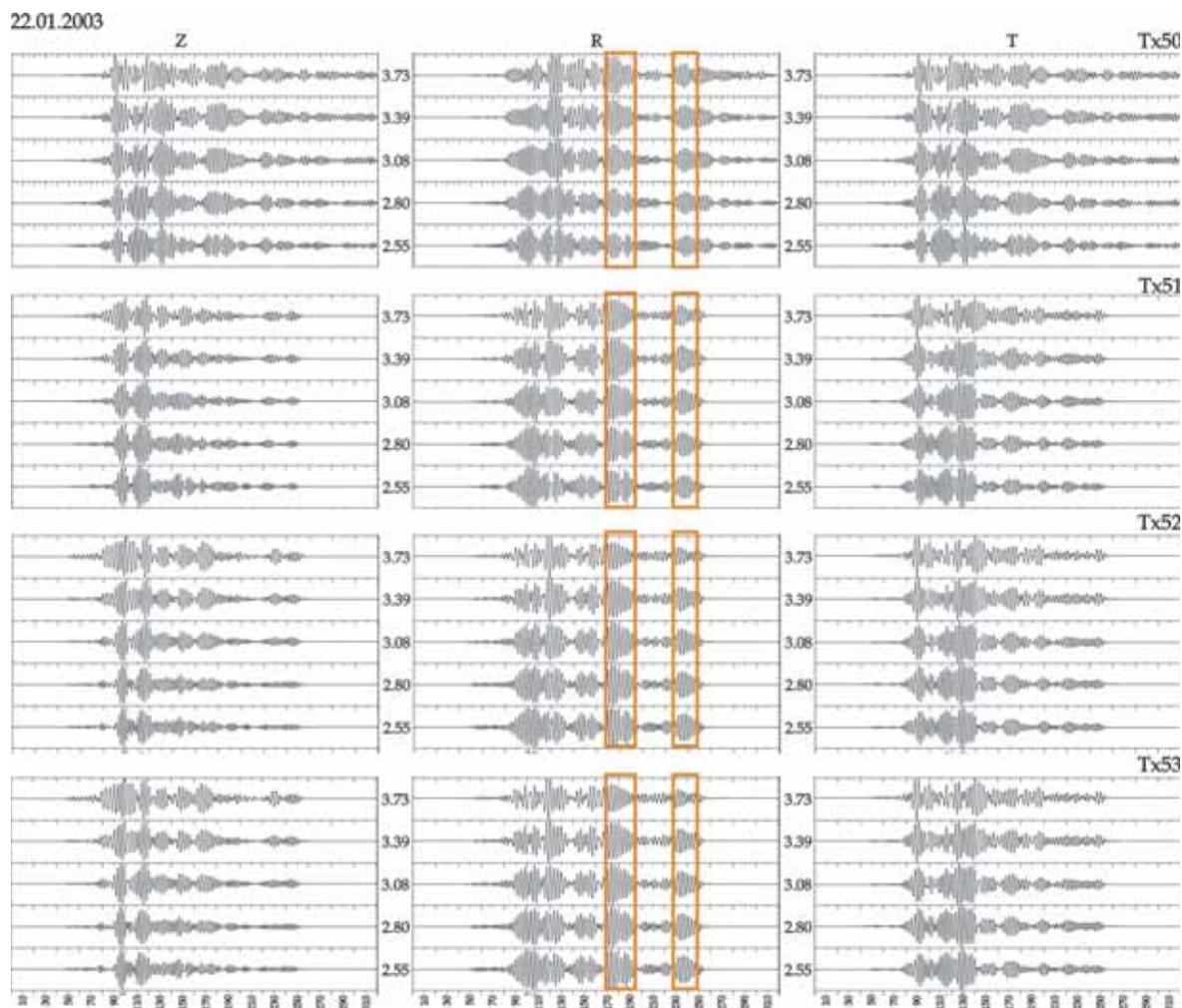


Figura 5.10. Registros de los componentes vertical, radial y transversal, filtrados alrededor de los periodos señalados entre las figuras. Las estaciones tx50, tx51, tx52 y tx53 corresponden con las profundidades de 0, 2, 10 y 20 m, respectivamente

En las figuras figuras 5.11, 5.12, 5.13, 5.14, 5.15 se muestran los polarigramas para los trenes de ondas seleccionados y filtrados en 3.73, 3.39, 3.08, 2.08 y 2.55, respectivamente.

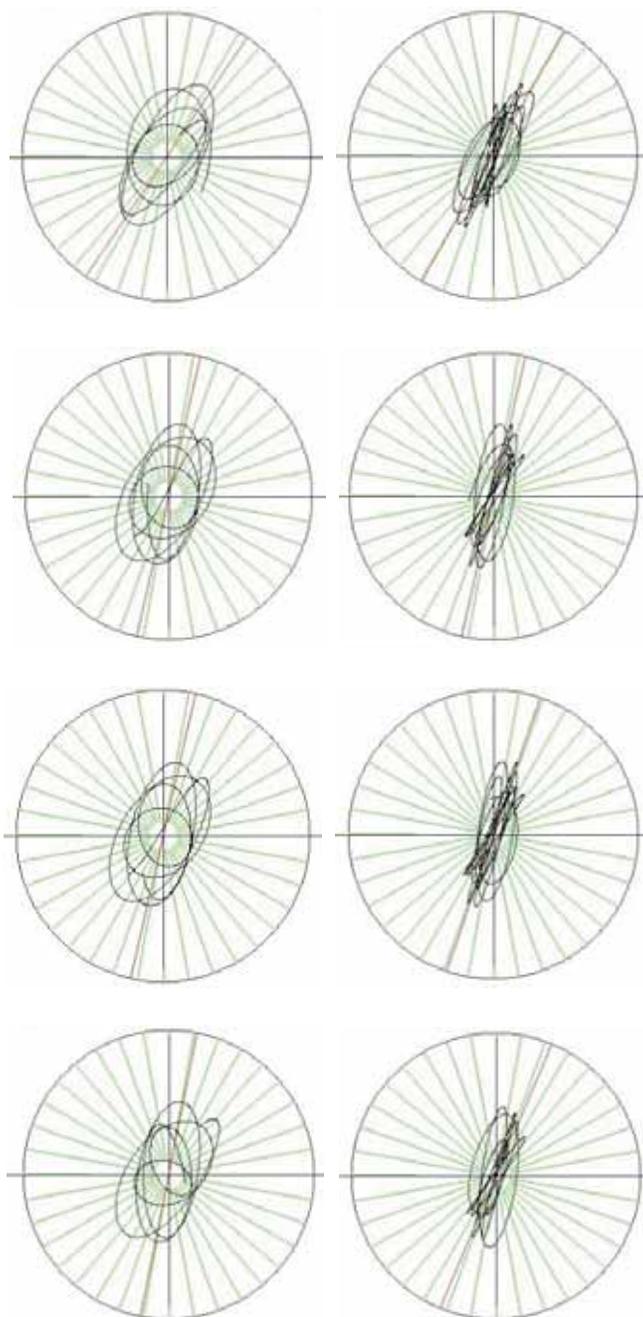


Figura 5.11 Diagramas de polarización horizontal para las estaciones en pozo; los registros están filtrados alrededor de 3.73 s. De arriba a abajo, las profundidades son de 0, 2, 10 y 20 m. A la izquierda se muestra la polarización para el primer tren seleccionado y a la derecha para el segundo.

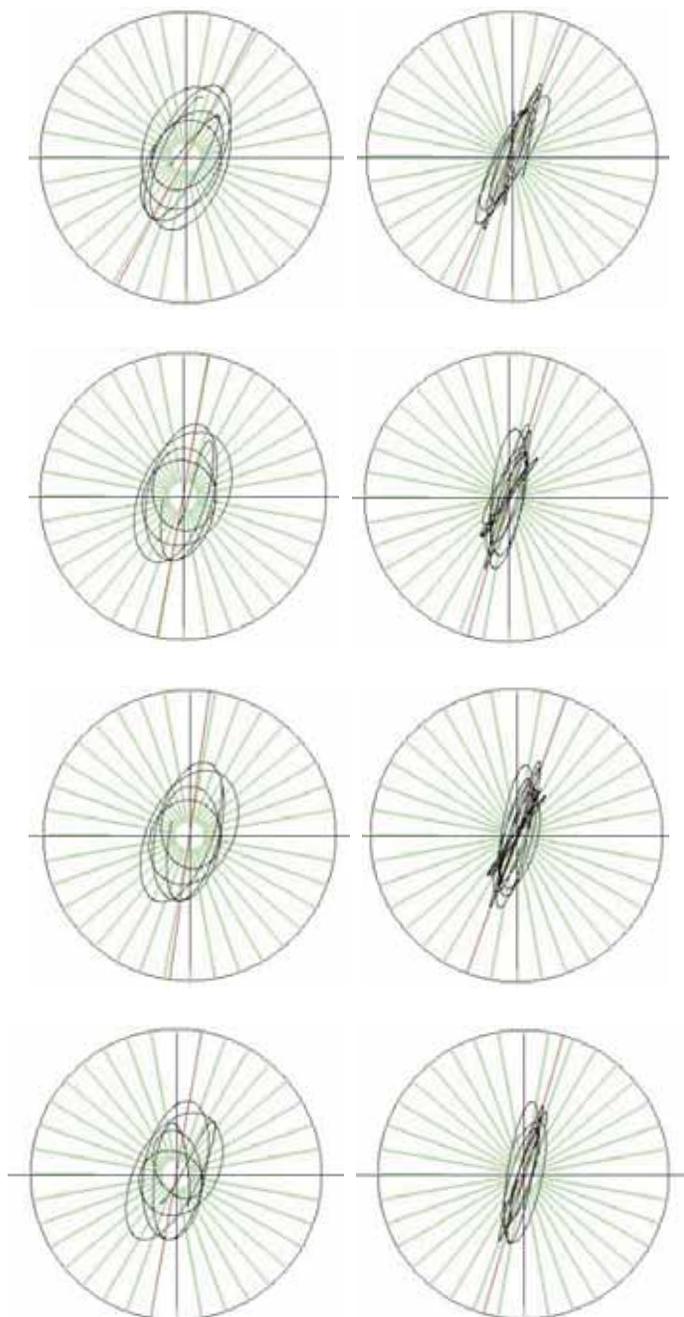


Figura 5.12 Diagramas de polarización horizontal para las estaciones en pozo; los registros están filtrados alrededor de 3.39 s. De arriba a abajo, las profundidades son de 0, 2, 10 y 20 m. A la izquierda se muestra la polarización para el primer tren seleccionado y a la derecha para el segundo.

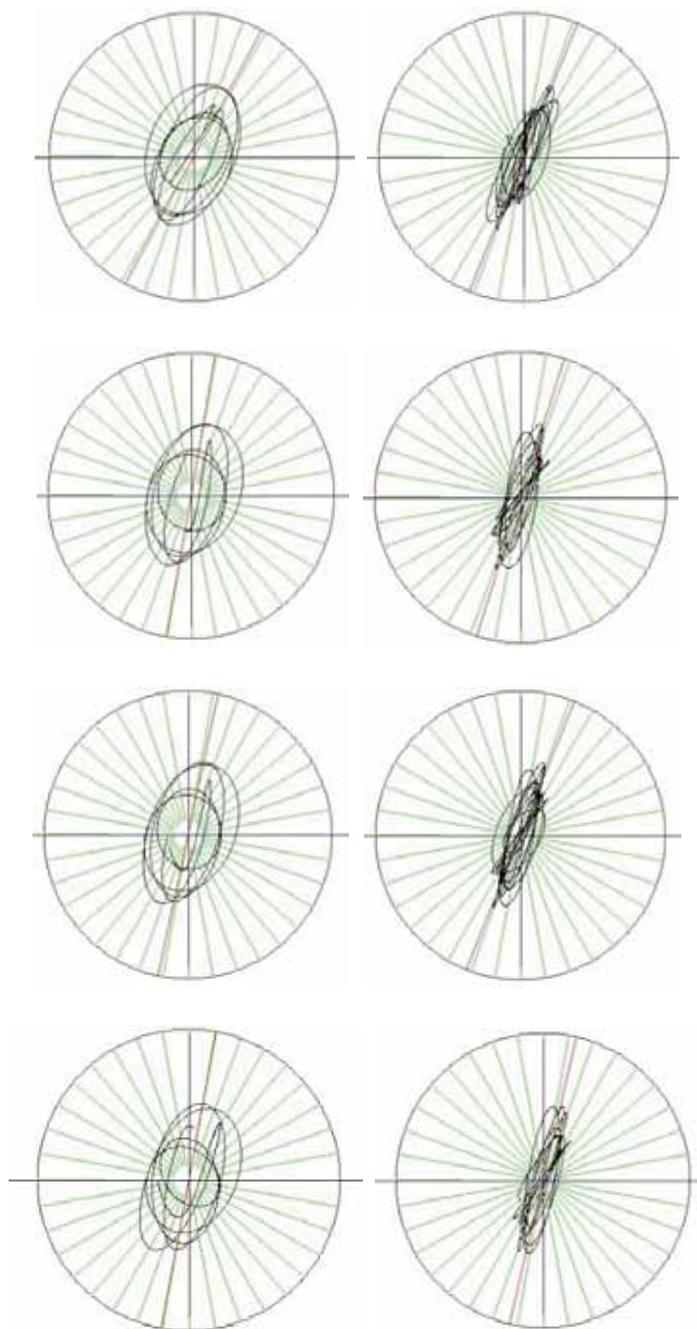


Figura 5.13 Diagramas de polarización horizontal para las estaciones en pozo; los registros están filtrados alrededor de 3.08 s. De arriba a abajo, las profundidades son de 0, 2, 10 y 20 m. A la izquierda se muestra la polarización para el primer tren seleccionado y a la derecha para el segundo.

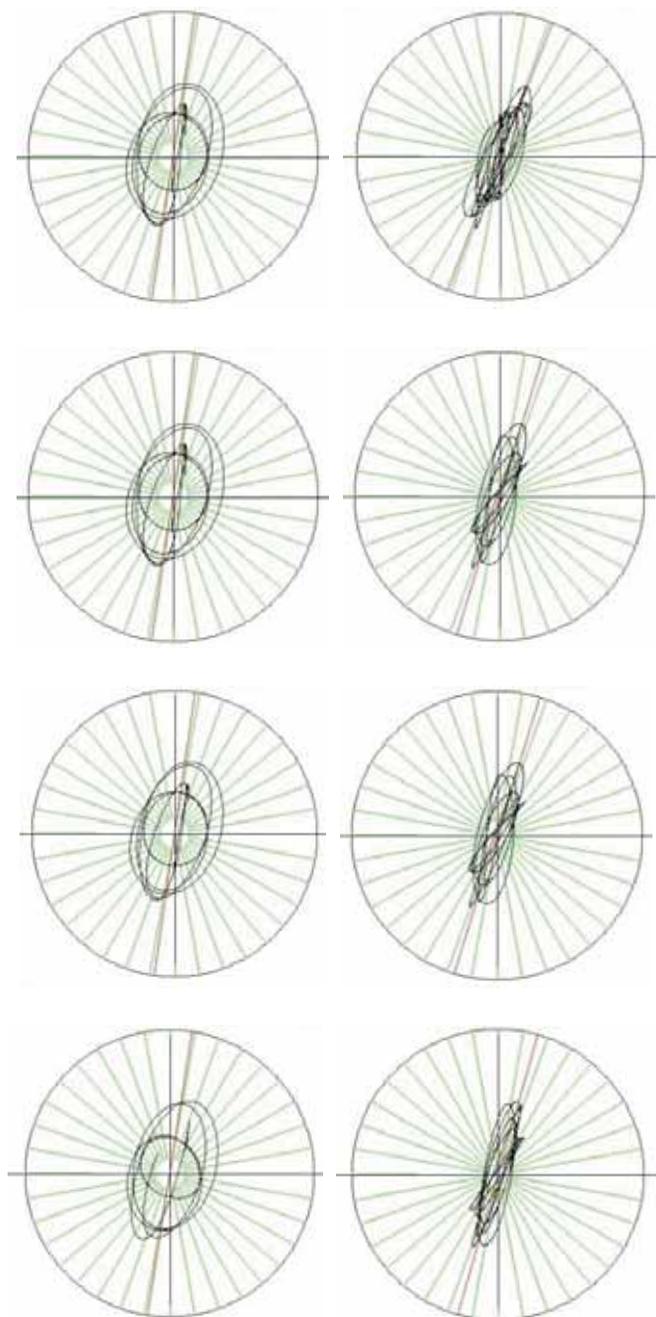


Figura 5.14 Diagramas de polarización horizontal para las estaciones en pozo; los registros están filtrados alrededor de 2.80 s. De arriba a abajo, las profundidades son de 0, 2, 10 y 20 m. A la izquierda se muestra la polarización para el primer tren seleccionado y a la derecha para el segundo.

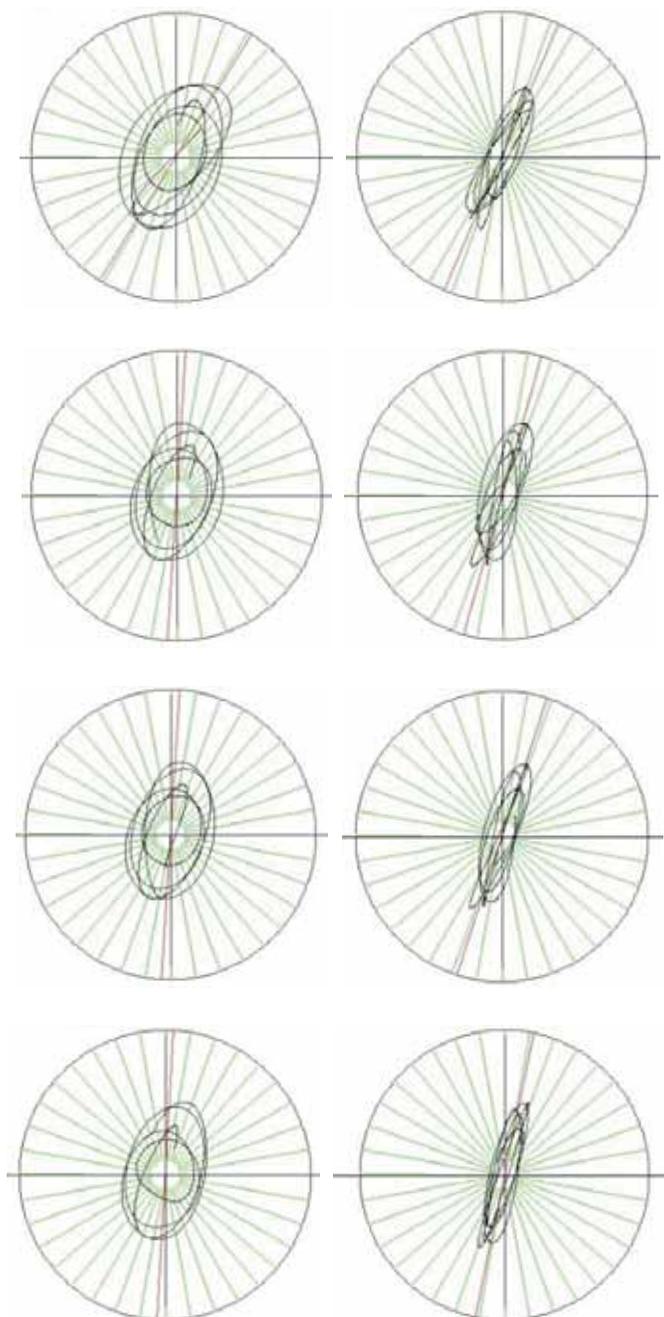


Figura 5.15 Diagramas de polarización horizontal para las estaciones en pozo; los registros están filtrados alrededor de 2.55 s. De arriba a abajo, las profundidades son de 0, 2, 10 y 20 m. A la izquierda se muestra la polarización para el primer tren seleccionado y a la derecha para el segundo.

Los resultados de la polarización son muy similares tanto para el azimut como para el movimiento; en general, para el primer tren se observa un movimiento más simple, en el que se puede identificar una trayectoria elíptica y retrógrada con un azimut entre 190° y 210° para el registro en superficie y entre 170° y 180° para las profundidades de 2, 10 y 20 m; sin embargo, para el segundo pulso analizado, el movimiento es más complejo, aunque se sigue identificando fácilmente la trayectoria elíptica con un azimut entre 190° y 210° para todas las profundidades.

5.2.3 Resultados preliminares

Se analizaron los registros de los eventos registrados en el arreglo TXCL y filtrados en los periodos analizados en el capítulo IV de este trabajo. Seleccionamos ventanas en la parte de la coda del registro y entre los filtros alrededor de 3.73 y 2.55 s, que es donde se había visto que existía la mayor parte de trenes de ondas monocromáticos con amplitud similar a la de la parte de movimiento intenso.

Para los registros de los eventos tres (15.06.1999), cinco (08.10.2001), seis (10.11.2001) y ocho (01.01.2004), no nos fue posible obtener resultados sobre el azimut de los trenes de energía tardíos. Un factor común a los últimos tres eventos es que identificamos un comportamiento monocromático en algún punto de las trazas filtradas en la banda de interés, por lo que es posible que este sea un factor importante en el fallo del análisis de polarización. Para el caso del evento no. dos (15.06.1999) la falta de resultados con el análisis de polarización puede deberse al mecanismo de falla y a la profundidad de este evento.

Por otro lado, el análisis de los registros de tres componentes de cuatro eventos sí arrojaron resultados sobre el azimut del que provienen los trenes de onda tardíos. En la tabla 5.1 se muestran los resultados de polarización del movimiento en la superficie para tres de estos eventos, para los periodos de filtrado señalados en la tabla.

Para el evento no. uno (20.04.1998) se tiene un comportamiento bastante uniforme en los distintos periodos de filtrado. Podemos notar que para el evento no. tres (21.06.1999) el comportamiento también es uniforme; sin embargo, para el registro filtrado alrededor de 2.8 s no fue posible obtener un buen resultado del análisis de polarización; esto puede ser debido a que en este periodo se detectaron pulsos monocromáticos en los componentes horizontales del movimiento. Por otro lado, para el evento no. cuatro (30.09.1999) sólo fue posible obtener una buena polarización en el filtro centrado en 2.8 s, para dos pulsos distintos, siendo el comportamiento casi idéntico en las dos estaciones.

Tabla 5.1

Sismo (dd.mm.aaaa)	Azimut inverso	Estación	Periodo de filtrado (s)				
			3.73	3.39	3.08	2.80	2.55
20.04.1998	243	txs1		205°	200°	202°	210°
		txs2		208°	208°	210°	205°
21.06.1999	241	txs1	165°	162°	168°		168°
		txs2	170°	172°	175°		168°
30.09.1999	152	txs1				222°	222°
		txs2				275°	280°

Tabla 5.1. Análisis de polarización del movimiento en superficie, para tres eventos mostrados, en las estaciones txs1 y txs2, en los periodos de filtrado mostrados.

Para este análisis, se muestran los resultados en la figura 5.16, en la que se indican las direcciones epicentrales y las direcciones transversales para cada uno de los tres eventos analizados en superficie, así como las direcciones azimutales encontradas a partir del análisis de polarización.

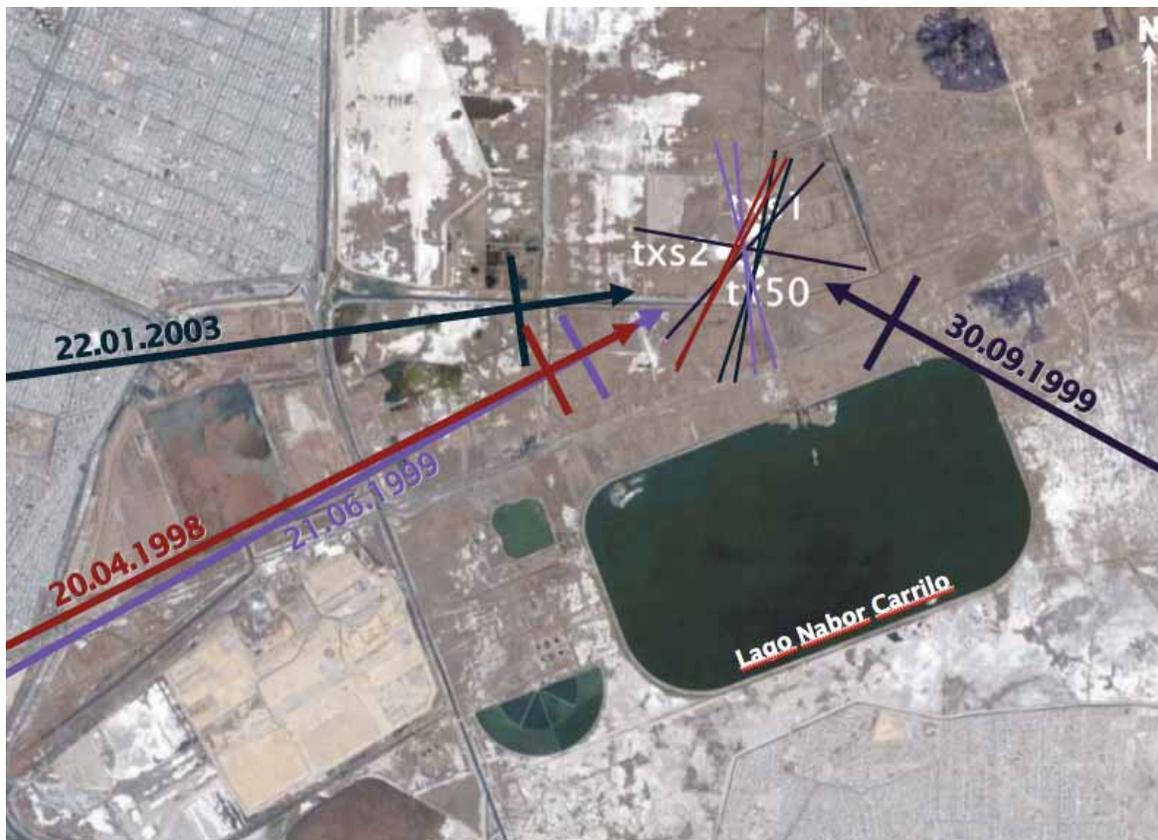


Figura 5.16. Análisis de polarización horizontal del movimiento en superficie, para tres eventos mostrados, en las estaciones txs1 y txs2, en los periodos de filtrado mostrados.

Por otro lado, en la tabla 5.2 se muestra el análisis de polarización del movimiento para el evento no. siete (22.01.2003) en los primeros 20 m de profundidad y para los registros filtrados alrededor de 3.73 y 2.55 s.

De estos resultados podemos ver que los trenes de energía tardíos en esta banda de periodos provienen de un azimut que varía entre 185° y 210° . En el filtro alrededor de 2.80 s –que es el más cercano a $T_0 = 2.7$ s– la polarización del movimiento en los primeros 20 m de la capa de arcilla es igual.

Del análisis de la polarización del movimiento en la superficie y en los primeros 20 m de profundidad de la capa arcillosa podemos decir que: cerca de T_0 y sin importar el azimut inverso de los eventos hay trenes energéticos de ondas, en la parte de la coda de la señal, que vienen de un azimut entre 190° y 220° .

Tabla 5.2

Sismo (dd.mm.aaaa)	Azimut inverso	Profundidad (m)	Periodo de filtrado (s)									
			3.73		3.39		3.08		2.80		2.55	
22.01.2003	261	0	215°	210°	198°	192°	210°	202°	190°	200°	210°	202°
		2	192°	192°	190°	198°	190°	198°	190°	198°	185°	195°
		10	192°	200°	188°	200°	192°	192°	190°	198°	185°	198°
		20	190°	210°	190°	198°	190°	192°	190°	195°	185°	192°

Tabla 5.2. Análisis de polarización del movimiento en los primeros 20 m de profundidad, en los periodos de filtrado mostrados.

5.3 Análisis del movimiento en la capa de arcilla

De los análisis realizados hasta este punto (capítulo 4 y secciones 5.1 y 5.2) se ha visto que el campo de ondas, que atraviesa el arreglo TXCL durante la ocurrencia de sismos fuertes, está compuesto por trenes de ondas energéticos que arriban al sitio en tiempos mayores a los 100 s de registro. Para algunos eventos hemos observado trenes de ondas similares entre los componentes vertical y radial y los resultados del análisis de polarización sugiere que se trata de ondas de Rayleigh. Sin embargo, el análisis cualitativo de los registros también muestra que en algunos casos no existe correlación de los trenes de ondas entre las estaciones del arreglo, aún para distancias cercanas a los 400 m.

5.3.1 Análisis de coeficientes de correlación en el arreglo vertical

Una manera de caracterizar los trenes de ondas en los registros sísmicos de superficie es correlacionarlos con los registros del movimiento en profundidad. Las características de amplitud y de fase se pueden obtener a partir de un análisis de los coeficientes de correlación del movimiento, CC, y pueden indicar si la presencia de estos trenes en profundidad se debe al arribo de ondas superficiales.

Los coeficientes de correlación los calculamos para cada par de estaciones del arreglo vertical, tomando como referencia la estación en superficie. Estos coeficientes se calculan para las ventanas de registro que contienen una energía mayor a cierto umbral impuesto para cada evento, de manera que se pueda discriminar entre el ruido y la señal correlacionable. La energía total de la traza

filtrada, E_T , y la energía de la ventana, E_W , se calculan con la suma de las amplitudes al cuadrado; el valor mínimo del cociente E_W/E_T se define para cada evento analizado.

El procedimiento para calcular los CC es como sigue: se filtra el registro original con el filtro pasabanda definido en la sección 4.1, se seleccionan ventanas cuya longitud es de nueve veces el periodo central de cada filtro (esta longitud es la que mejor cubre la longitud de los trenes observados en las trazas filtradas alrededor de cada periodo) y que se traslapan por 1/3 de la longitud de la ventana, se obtiene el cociente E_W/E_T , se evalúa que cumpla con el umbral impuesto y se calculan los CC a partir de la matriz de covarianza C de los registros observados:

$$CC(s,p) = \frac{C(s,p)}{\sqrt{C(s,s)C(p,p)}}$$

Donde (s) se refiere al registro en superficie y (p) al registro en cada profundidad. Los valores de los CC varían entre 1 y -1, el primero corresponde con señales en fase, mientras que el segundo corresponde a dos señales con fase opuesta.

Hemos usado los registros de los eventos seis y siete (tabla 2.3) para calcular los coeficientes de correlación del movimiento en profundidad. Estos registros corresponden con los eventos del 01.11.2001 y del 22.01.2003; el primero fue registrado en las profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m; mientras que el segundo se registró correctamente en los instrumentos de 2, 10 y 20 m.

Para el evento seis (10.11.2001) calculamos los coeficientes de correlación entre las ventanas que tuvieran el 90% de la energía total de la traza. En la figura 5.17 mostramos los coeficientes de correlación para los tres componentes del movimiento: vertical, radial y transversal, de izquierda a derecha, respectivamente. Y de manera descendente mostramos los coeficientes de correlación entre las profundidades de (a) 0-2 m, (b) 0-10 m, (c) 0-20 m, (d) 0-30 m y (e) 0-40 m.

En la figura 5.17 se puede ver que el 90% de la energía se localiza entre los 30 y los 50 s de registros, que corresponde con la parte de movimiento intenso de los registros. En estas figuras se puede observar que los coeficientes de correlación se pueden delimitar en dos bandas respecto al tiempo de registro: la primera entre los 30 y los 50 s de registro y para periodos de filtrado menores a 4 s, los coeficientes de correlación para los componentes vertical y radial son mayores a 0.8, mientras que los del componente transversal varían entre 0.6 y 1.

La segunda banda se puede observar más clara en el componente radial, en tiempos de registro mayores a los 70 s y de 2.8 a 4 s de periodo de filtrado, con coeficientes de correlación cercanos a uno, pero que van disminuyendo conforme aumenta la profundidad de correlación, y la banda de periodos también disminuye sólo entre los periodos de filtrado de 2.8 a 3 s; esta banda también se observa en el componente transversal, aunque la banda en la que el CC es cercano a 1 varía entre 3.4 y 4 s de periodo de filtrado. En los CC del componente vertical se puede ver que son cercanos a 1 para las correlaciones entre 0-2, 0-10 y 0-20; para los CC de las

estaciones 0-30 y 0-40 disminuyen entre 0.2 y 0.4 y la banda de tiempo en la que tienen los valores más altos se hace más angosta, sólo entre 35 y 45 s de registro.

Para los registros del evento siete (22.01.2003) calculamos los coeficientes de correlación para las ventanas con el 95% de la energía total de la traza. La figura 5.18 (a) muestra la correlación entre las profundidades de 0 y 2 m, la (b) entre 0 y 10 m y la (c) entre 0 y 20 m.

En la figura 5.18 se puede ver que las ventanas con un contenido mayor al 95% de la energía total de la traza se localizan a partir de los 60 s de registro y hasta los 120 s en el componente vertical, hasta los 160 s en el radial y hasta los 110 en el transversal. En los tres casos este tiempo corresponde con la parte de movimiento intenso del registro; aunque en el componente radial las ventanas con esta energía sí abarcan la parte temprana de la coda. En estas figuras se puede ver que los coeficientes de correlación de los tres componentes son cercanos a uno, entre los periodos de 2 y 4 s de periodo central de filtrado.

En el caso del componente vertical, se puede ver que tiene un comportamiento muy similar en las correlaciones entre distintas profundidades, la correlación disminuye para periodos mayores a 4 s y se mantiene cercana a uno en periodos alrededor de T_0 para las ventanas de registro que corresponden con el movimiento intenso.

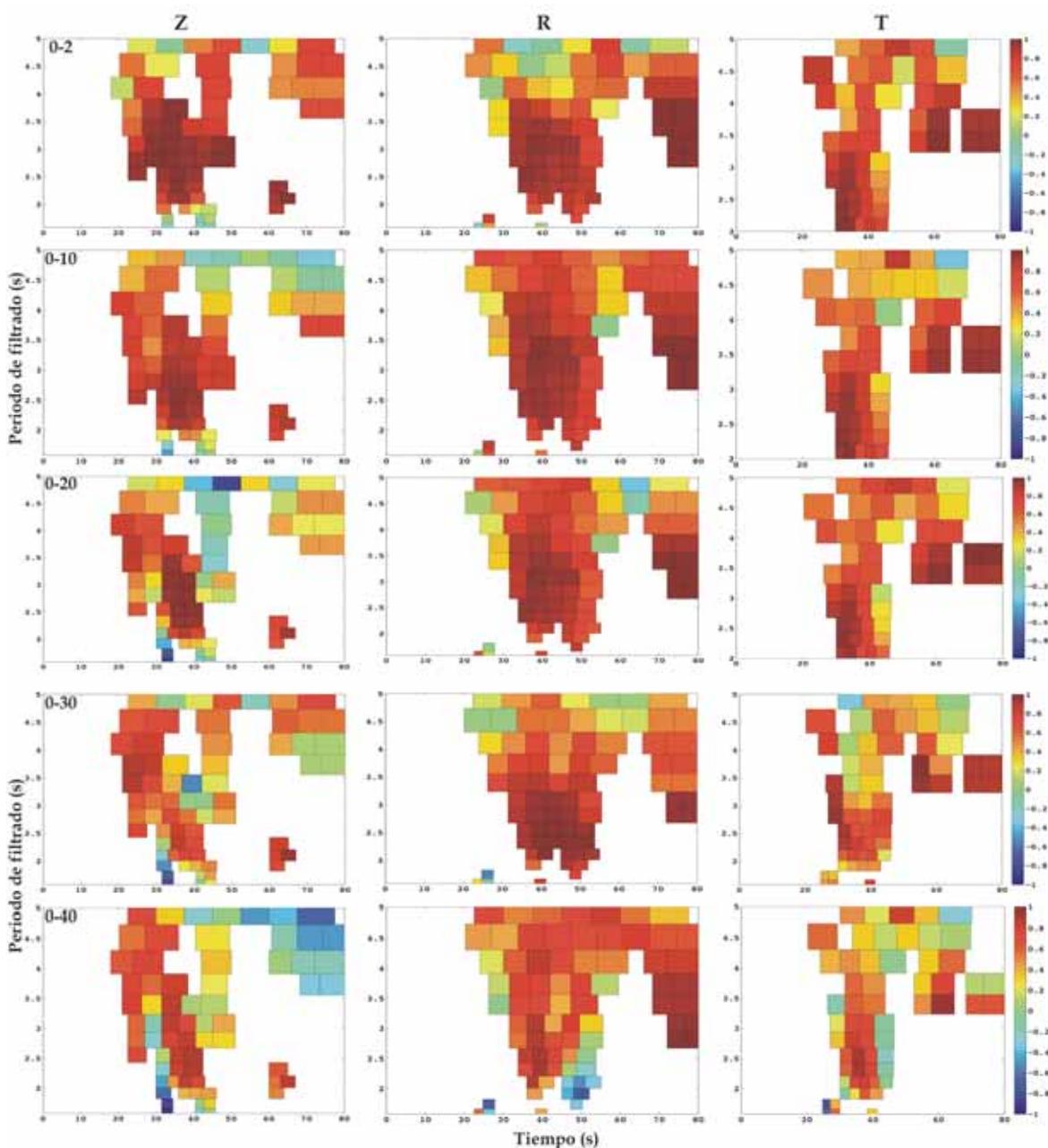


Figura 5.17. Coeficientes de correlación entre las ventanas de tiempo del evento seis (10.11.2001) que sobrepasan el 90% de la energía total de la traza.

Para el componente radial se puede ver que para periodos de filtrado mayores a 4.5 s, los coeficientes de correlación varían entre 0 y 0.6. Para periodos de filtrado

menores a 4 s, se observan dos bandas en el tiempo de registro para las que los coeficientes de correlación varían entre 0.6 y 1, entre los 50 y los 80 s y entre los 120 y los 160 s de registro. La primera de estas bandas de tiempo corresponde con la parte intensa del movimiento, mientras que la segunda corresponde con la parte temprana de la coda de la señal, en la que se pueden ver un tren de ondas tardío. Para el componente transversal los coeficientes de correlación varían entre 0.6 y 1 en la parte correspondiente con el registros del movimiento intenso (60 a 120 s), para periodos de filtrado entre 2 y 3.5 s.

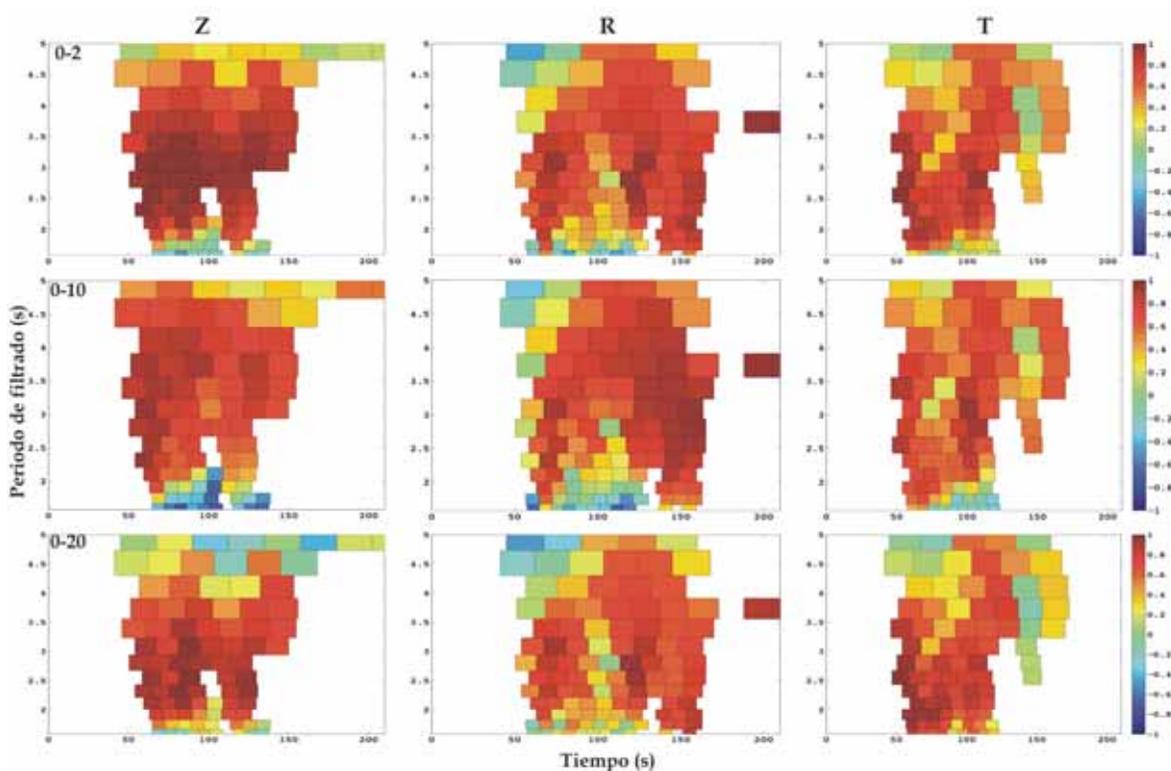


Figura 5.18. Coeficientes de correlación entre las ventanas de tiempo del evento no. 7 (22.01.2003) que sobrepasan el 90% de la energía total de la traza, de los componentes vertical, radial y transversal, de izquierda a derecha, respectivamente.

Del análisis de los dos eventos se pueden definir dos bandas que dividen los coeficientes de correlación: para periodos de filtrado mayores a 4 s los valores de los coeficientes varían entre 0 y 0.6, mientras que para los periodos de filtrado menores a 4 s los coeficientes de correlación en general resultan mayores a 0.6.

Los coeficientes de correlación tienen los valores más altos en la parte del movimiento intenso del registro; a excepción del componente radial del sismo siete, en el que sí se observan coeficientes de correlación cercanos a uno en la parte temprana de la coda de la señal, que abarca uno de los trenes de ondas tardíos. Sin embargo, para los dos eventos analizados se puede ver que los coeficientes de correlación tienen sus valores mayores a 0.8 en ciertas bandas, que se mantienen en los primeros 40 m de la capa de arcilla.

5.3.2 Análisis del desplazamiento en la capa de arcilla

Una manera de investigar a qué se debe el movimiento correlacionable es evaluando el tipo de desplazamiento en profundidad. Para las ventanas seleccionadas, con base en los valores de energía propuestos y en los valores más altos de los coeficientes de correlación, calculamos los desplazamientos en las distintas profundidades para los dos eventos considerados; esto con el objetivo de comparar el desplazamiento observado con aquél que predice un perfil de velocidades, considerando el predominio de ondas superficiales.

El perfil de velocidades que consideramos está compuesto por tres modelos de velocidades que han sido obtenidos o propuestos, tanto para la zona de estudio

como para la zona de lago de la Cuenca de México. La parte superficial del modelo propuesto se compone por las características de la capa de arcilla que obtuvimos previamente con la técnica de interferometría sísmica (apartado 3.2); debajo de ésta consideramos las capas más profundas propuestas por Stephenson y Lomnitz (2005); para la parte más profunda del modelo usamos la parte de la estructura intermedia del modelo propuesto por Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007).

El modelo de velocidades conformado se muestra en la tabla 5.3; las dos capas más superficiales están sombreadas y corresponden con las propiedades definidas en el apartado 3.2. Los desplazamientos obtenidos de la propagación a través de este perfil de velocidades lo calculamos con los programas de Herrmann (2002), considerando que la fuente se localiza a 20 km de profundidad y que hay un predominio de ondas superficiales.

Tabla 5.3

Espesor (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (g/cm ²)
0.020	0.25	0.034	1.1
0.022	0.135	0.079	1.2
0.111	1.750	0.750	1.5
0.075	2.000	0.600	1.8
0.100	2.600	1.000	1.9
0.100	2.600	1.200	1.9
0.500	2.600	1.200	2.0
0.800	3.300	2.600	2.3
1.900	4.500	2.850	2.4
∞	8.200	4.750	3.0

Tabla 5.3. Modelo de velocidades para TXCL conformado a partir de lo obtenido con interferometría y de lo definido por Stephenson y Lomnitz (2005) y Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007).

Para el modelo de la tabla 5.3 obtenemos solución en los periodos de filtrado entre 1.58 y 3.08 s, para el modo fundamental y el primer modo superior de ondas superficiales. En la figura 5.20 mostramos los desplazamientos observados en el evento del 10.11.2001; las líneas continua y discontinua corresponden con el modo fundamental y con el primero modo superior de ondas superficiales, respectivamente. El eje vertical corresponde con la profundidad de registro en metros y el eje horizontal corresponde con el desplazamiento normalizado; los números dentro de cada recuadro corresponden con el periodo central del filtro aplicado.

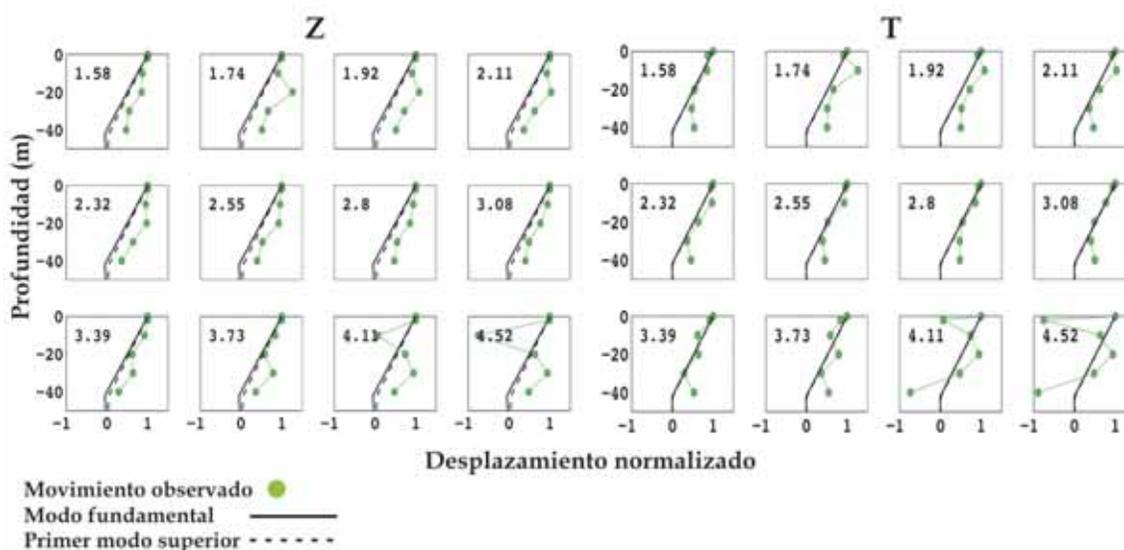


Figura 5.20. Desplazamientos de los tres componentes. Los puntos indican el movimiento observado, las línea continua y discontinua corresponden con el modo fundamental y con el primer modo superior de ondas superficiales, respectivamente.

Para el evento del 10.11.2001 se tienen registros hasta la profundidad de 40 m; en los componentes vertical y transversal se obtuvo el desplazamiento de las

partículas de manera adecuada, mientras que en el componente radial se observa un comportamiento errático, que puede ser debido a problemas instrumentales.

En los dos componentes se puede ver que los modos de propagación tienen un comportamiento similar. Por esta razón cuando se analizan los desplazamientos observados en los dos componentes, se puede ver que para los registros filtrados entre 1.92 s y hasta aquellos filtrados en 3.08 s es complicado definir a qué modo corresponde.

5.3.4 Resultados preliminares

Las velocidades y direcciones de propagación arrojadas por el análisis con el método $f-k$ indican que: para $T < 4s$ la energía en los tres componentes del movimiento proviene tanto del epicentro, como de direcciones multitrayecto; además, la velocidad con la que viajan está controlada por la estructura somera de la cuenca. Dada la geometría del arreglo instrumental TXCL y la corta distancia entre las estaciones en superficie, no nos fue posible determinar la dirección de propagación ni la velocidad de ondas con periodos mayores a 4 s.

Con el análisis de polarización de los registros de tres componentes encontramos que para la coda de las señales filtradas en periodos centrales de $2.55 < T < 3.73$ s la energía proviene de direcciones entre 170 y 200° .

De los análisis de correlación del movimiento en el arreglo vertical, se puede ver que los coeficientes de correlación más altos corresponden con la parte de de los registros correspondiente con el movimiento intenso. Alrededor del periodo

fundamental del sitio los coeficientes de correlación son mayores a 0.6 y en ambos eventos se definen bandas de tiempo de registro en el que los coeficientes varían entre 0 y 0.6.

En el análisis del desplazamiento en la capa de arcilla, podemos ver que el componente radial tiene un comportamiento errático que puede ser debido a problemas instrumentales o bien a la falta de datos de desplazamiento en este componente. En los componentes vertical y transversal es complicado definir de qué modo de propagación se trata, pues las soluciones del modelo de velocidades para el modos fundamental y el primer modo superior tiene formas similares en el componente vertical y, prácticamente, se confunden para el componente transversal.

Capítulo VI

Discusión y confrontación de resultados

La base de datos que conformamos con los registros obtenidos durante el funcionamiento del arreglo TXCL, nos permitió realizar distintos análisis con el objetivo de caracterizar el campo de ondas en la Zona del Lago de Texcoco.

La estimación de la respuesta de sitio muestra una frecuencia fundamental en 0.37 Hz (2.7 s de periodo) y una amplificación relativa a Estanzuela por un factor de 16, la amplificación estimada con cocientes H/V es menor y confirma lo que se ha visto en diversos trabajos previos que usan esta técnica: que la amplitud definida por los cocientes H/V es subestimada y que por lo tanto debe ponerse atención en la estimación de este factor de la respuesta de sitio. También se puede ver que el resultado de los cocientes espectrales es independiente de la dirección epicentral

de los eventos, como ya lo reportaron Lozano *et al.* (2009) para cocientes espectrales de registros de eventos fuertes dentro de la Cuenca de México.

En los mapas de isoperiodos y en las estimaciones de periodos fundamentales, para distintos sitios de la Cuenca de México, presentados por Lermo y Chávez-García (1994) no se abarcaba la zona del Lago de Texcoco, aunque con una extrapolación de las curvas de isoperiodos, se podía ver que la zona de Texcoco caía entre las curvas de 3 y 4 s, como también lo reportaron Stephenson y Lomnitz (2005). Flores-Estrella (2004) encontró un periodo fundamental de 2.9 s con amplificaciones relativas cercanas a un factor de 20, a partir de cocientes espectrales H/V y de cocientes respecto de dos estaciones de referencia, con registros de microtremores.

Cuando confrontamos los resultados de este trabajo con aquellos que han sido obtenidos en la zona a partir de registros de microtremores, observamos que la frecuencia fundamental es menor a aquella estimada con registros de sismos fuertes. Este efecto puede deberse al hecho de que los microtremores están conformados esencialmente por ondas superficiales, que en el caso de la zona del Lago de Texcoco son rápidamente atenuadas en distancias menores a 100 m, por lo que la respuesta de sitio estimada con este tipo de registros estará fuertemente afectada por los primeros metros de la capa de arcilla, no así por la estructura somera o profunda de la cuenca. Respecto de las estimaciones de la amplificación, se puede ver que las obtenidas con microtremores son similares las obtenidas con

registros de sismos fuertes; sin embargo, las bases físicas de los cocientes espectrales estándar para registros de sismos fuertes son más robustas que aquellas para los mismos cocientes con registros de microtemores.

Con el cálculo de cocientes espectrales del movimiento en superficie respecto al movimiento en la capa arcillosa, se puede ver que en los primeros dos metros de la capa de arcilla se tiene el mismo movimiento que en superficie, por lo que los cocientes son planos entre 0.3 y 3 Hz y su amplitud es cercana a uno. A partir de los cocientes espectrales entre el registro en la superficie y aquél en la profundidad de 10 m, se comienzan a identificar los armónicos superiores y la frecuencia fundamental del sitio.

El análisis de interferometría sísmica nos permitió determinar un modelo de velocidades de la zona del Lago de Texcoco, así como los factores de atenuación de las dos capas de este modelo, que abarcan los primeros 40 m de la capa de arcilla de origen lacustre.

Los modelos de velocidades estimados para la zona (Aguirre *et al.*, 2001; Stephenson y Lomnitz, 2005) mostraban estructuras de velocidades más complejas, con inversiones de velocidades y un mayor número de capas que la estimada en este trabajo. Sin embargo, el cálculo de la función de transferencia teórica, del modelo de velocidades obtenido a partir del análisis de interferometría sísmica, indica que la respuesta sísmica del sitio puede ser modelada con un perfil de

velocidades simple. La mayor amplificación está controlada por las características de los primeros 40 m de la capa de arcilla y que la respuesta puede ser reproducida para el modo fundamental y para los primeros dos modos superiores.

La frecuencia fundamental que obtenemos en la función de transferencia teórica coincide con aquella de las funciones de transferencia empíricas, que obtuvimos con los cocientes espectrales; los niveles de amplificación de la función de transferencia teórica son similares a aquellos relativos a la estación en roca Estanzuela.

Los espectros de respuesta con 5% de amortiguamiento, para los ocho eventos de la base de datos, muestran dos bandas con pseudoaceleraciones máximas: la primera entre 0 y 1 s de periodo con una pseudoaceleración cercana a 0.6 g y la segunda entre 2 y 3 s de periodo con valores de pseudoaceleración de aproximadamente 0.8 g. Se puede ver que se tienen distintos comportamientos espectrales dependiendo del evento, ya que hay algunos que excitan los modos de propagación en los armónicos en bajos periodos (en la banda de 0 a 1 s de periodo); mientras que hay eventos cuya energía se propaga de manera más eficiente en periodos entre 2 y 3 s.

Mayoral *et al.* (2008) presentaron espectros de respuesta del sitio TXSO, al NW del arreglo TXCL y más próximo a la zona de transición, a partir del análisis de tres registros de subducción de la base nacional de sismos fuertes; estos autores

encontraron que para periodos entre 1 y 2 s la pseudoaceleración máxima con 5% de amortiguamiento es de 0.6. En este trabajo calculamos los espectros de respuesta a partir de los registros de ocho sismos, cuyos epicentros cubren un área más extensa que aquellos presentados por Mayoral *et al.* (2008) y contamos con registros de sismos intraplaca que tienen un espectro de respuesta con un comportamiento distinto a los de subducción y que es importante considerar en el análisis de riesgo sísmico para el diseño de estructuras sismoresistentes.

El análisis cualitativo nos permitió describir las ondas que se observan en distinto periodos. Según Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) y analizando registros de tres eventos distintos, encuentran que: para periodos mayores de 6 segundos el movimiento está dominado por ondas cuyas longitudes son más grandes que las distancias entre estaciones de su arreglo, por lo que el movimiento se puede correlacionar entre las estaciones. Esto es que son ondas que atraviesan el arreglo y cuyas velocidades están guiadas por la estructura de la corteza.

Estos autores (*ibid*) identifican que los trenes de ondas que viajan en los periodos mayores a 6 s, se pueden correlacionar entre los componentes vertical y radial; mientras que el movimiento observado en el componente horizontal no se puede correlación ni con el vertical ni con el radial. Por otro lado, el análisis de correlación les permitió establecer que en la parte de movimiento intenso y en los periodos de filtrado mayores a 6 s, los trenes de ondas corresponden con los modos fundamentales de ondas de Rayleigh y Love, que vienen de la dirección

epicentral; aunque la parte tardía de los registros filtrados muestra las mismas características de propagación, los trenes de ondas de esta parte del registro tienen direcciones de propagación de multitrayecto.

Para los registros filtrados alrededor del periodo fundamental Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) encuentran las duraciones más largas e identifican el arribo de trenes de ondas monocromáticos, en los registros en superficie, no así en los registros en las distintas profundidades del pozo.

Para el caso de los registros de TXCL el análisis cualitativo nos permitió identificar algunas características similares con las observadas por los autores previamente mencionados (*ibid*). Para los registros filtrados arriba de 6 s (periodo central del filtro) identificamos trenes de ondas de largo periodo, que en general son comunes entre los componentes radial y vertical, no así en el transversal. El comportamiento en estos periodos depende de la fuente, ya que para algunos tenemos la presencia de trenes de ondas en la parte tardía del registros, mientras que para otros eventos tenemos un solo tren.

Del mismo modo que en los registros del arreglo Roma analizados por *ibid*, encontramos que en el arreglo TXCL las duraciones más largas del movimiento se identifican en la parte tardía de los registros y en periodos cercanos a T_0 . Sin embargo este comportamiento puede cambiar según el evento que se analice (por

ejemplo el evento número siete) y algunas veces no es tan simple identificar estos trenes monocromáticos entre estaciones.

Para el caso del análisis en los registros de pozo, Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) encontraron que para periodos menores que T_0 la amplificación 1D, debida a las capas arcillosas, hace que la correlación entre las estaciones a distintas profundidades caiga rápidamente. Sin embargo, los arribos tardíos los observan tanto en superficie como en el sensor a 30 m, no así en el de 102 m, pero aclara que estos arribos no se pueden correlacionar entre componentes; también observan que la amplitud de la componente vertical no decae con la profundidad, como ocurre con las componentes horizontales. En el arreglo TXCL el registro más profundo proviene de la sensor localizado a 40 m; se observa que el comportamiento entre las distintas profundidades es similar entre sí, para los tres componentes del movimiento y que, en particular, para el componente vertical la amplitud del movimiento comienza a decaer después de los 10 m de profundidad.

Respecto a la determinación de las direcciones de propagación, la disposición espacial del arreglo TXCL ocasionó que el análisis $f-k$ arrojara resultados dentro de un intervalo de periodos limitado. Sin embargo, la búsqueda de ventanas de registro que tuvieran características comunes entre estaciones y entre componentes fue útil. De manera que resultó en la caracterización del campo de ondas que atraviesa en arreglo TXCL, para periodos menores a 4 s; para esta banda de periodos las ondas registradas por el arreglo provienen del epicentro y de

direcciones multitrayecto (entre 150 y 200°) y viajan con velocidades que corresponden con aquella de la corteza somera de la Cuenca de México. Estos valores, tanto para las velocidades, como para la dirección de origen o propagación, corresponden con aquellos encontrados por Stephenson y Lomnitz (2005) para el mismo sitio de análisis y con los encontrados por Roullé y Chávez-García (2005)

La estimación de direcciones de propagación a partir del análisis de polarización de registros de tres componentes y considerando la polarización de los componentes horizontales, encontramos que la energía de los trenes de ondas tardíos y monocromáticos provienen de direcciones que varían entre 185° y 290°. Estos valores también corresponden con lo encontrado por Stephenson *et al.* (2006) y por Roullé y Chávez-García (2005).

Si consideramos las direcciones de propagación encontradas con los análisis de polarización y $f-k$ y la velocidad encontrada a partir este análisis para periodos cercanos al periodo fundamental del sitio ($T_0=2.7$ s), podemos sugerir posibles orígenes de los trenes de ondas tardíos, que identificamos en al menos dos estaciones en superficie. Para ello tomamos en cuenta que en el análisis $f-k$ las ondas de la parte de movimiento intenso y con periodos largos provienen del epicentro. De este modo, podemos considerar que los trenes tardíos en periodos cercanos a T_0 se originan en algún sitio del trayecto entre el epicentro y el arreglo TXCL, como ya lo han sugerido varios autores (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et*

al., 1996; Lomnitz *et al.*, 1999; Chávez-García y Salazar, 2002; Roullé y Chávez-García, 2005; Ferrer *et al.*, 2006; Stephenson *et al.*, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007). Si consideramos la diferencia de tiempo entre el final de la parte del movimiento intenso y el inicio del tren de ondas que se analiza, obtenemos el Δt que viaja el tren de ondas observado.

En la tabla 6.1 se pueden ver las direcciones de propagación definidas por los análisis realizados, la velocidad encontrada con f-k, la diferencia de tiempo entre la parte de movimiento intenso y el tren seleccionado y la estimación de distancia que estaría viajando dicho tren, sin considerar atenuación. Los trenes que se analizan son los mismos que señalamos en la tabla 5.1, para los periodos usados.

Tabla 6.1

Periodo (s)	Velocidad (km/s)	Evento (dd.mm.aaaa)	Δt (s)	Distancia (km)	Dirección
2.8	0.325	20.04.1998	41.02	13.3	210°
		30.09.1999	34.45	11.2	222°
			5.02	1.6	280°
3.39	0.507	21.06.1999	34.17	17.3	165°

Tabla 6.1. Estimación de la distancia recorrida por los trenes analizados con polarización, considerando la velocidad obtenida con f-k y el Δt entre el tren de interés y la parte de movimiento intenso.

Esta información se resume en la figura 6.1, en ella mostramos el arreglo instrumental, las direcciones obtenidas del análisis de polarización y las trayectorias propuestas de origen y de viaje de los trenes de ondas tardíos; la dimensión de las líneas corresponde con las distancias reportadas en la tabla 6.1. Se

puede ver que de manera general los trenes tardíos provienen de las zonas de transición entre los suelos lacustres y los terrenos más rígidos, dentro de la cuenca.

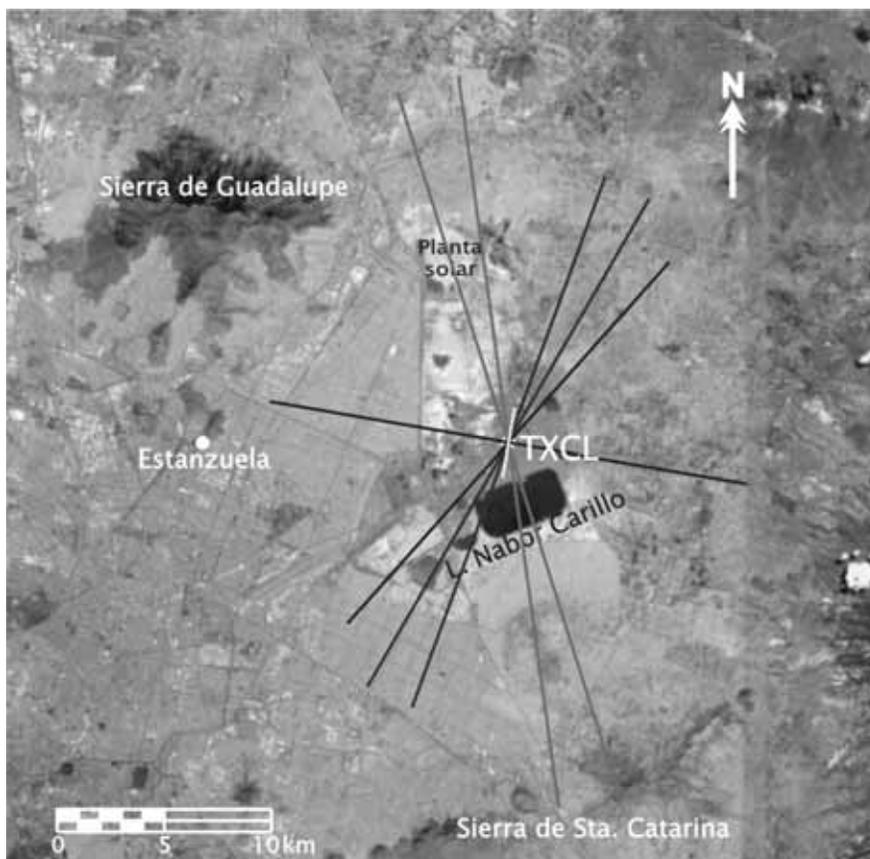


Figura 6.1. Direcciones de origen y trayecto de los trenes de ondas tardíos.

Se ha sugerido que el origen de los trenes de ondas tardíos que caracterizan el beating en la zona de lago de la Ciudad de México, en periodos cercanos al periodo fundamental del sitio, se localiza en el límite sur del Cinturón Volcánico Transmexicano, unos 70 km al sur de la ciudad (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996; Chávez-García y Salazar, 2002; Roullé y Chávez-García, 2005; Ferrer *et al.*, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007). Por otro lado, a partir del análisis

de registros del Lago de Texcoco Stephenson *et al.* (2006) definieron que para una frecuencia de 0.48 Hz, la energía provenía de un azimut de 150° con una velocidad de 160 m/s, lo que la localizaba en el límite suelo-roca del lago.

Con nuestro análisis mostramos que para el caso de los registros del arreglo TXCL, cuando no se considera atenuación, los trenes de ondas tardíos provienen de los límites cercanos de la cuenca o de las zonas de transición entre el suelo lacustre y el terreno rocoso.

Estos resultados ponen en evidencia la existencia de efectos de multitrayecto en el movimiento registrado en la zona del Lago de Texcoco. Este fenómeno ya había sido reportado por Furumura y Keneth (1999) a partir de modelado matemático, para explicar la duración del movimiento en la Ciudad de México con base en efectos de multitrayecto desde la fuente hasta el sitio de interés, que ya habían sido propuestos por varios autores, a partir del análisis de registros en la zona de lago de la Cuenca de México (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996; Lomnitz *et al.*, 1999; Chávez-García y Salazar, 2002; Roullé y Chávez-García, 2005; Ferrer *et al.*, 2006; Stephenson *et al.*, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007).

Del análisis de polarización también observamos que cerca del periodo fundamental del sitio, los trenes de ondas superficiales seleccionados, corresponden con ondas de Rayleigh. Malischewsky *et al.* (2006, 2008) demuestran en qué condiciones dinámicas del subsuelo pueden existir ondas de Rayleigh con

movimiento prógrado; estos autores sugieren que cuando se tiene un modelo de velocidades de una capa sobre un semiespacio, con condiciones de baja velocidad y con un módulo de Poisson cercano al del agua en la capa, en periodos entre T_0 y $2T_0$, pueden existir estas ondas. Nuestros resultados no contradicen los propuestos por estos autores (*ibid*), dado que nosotros proponemos que el movimiento en el arreglo TXCL puede ser modelado a partir de un modelo de dos capas sobre un semiespacio.

Los resultados del análisis del desplazamiento en el arreglo vertical muestran una predominancia del modo fundamental de ondas superficiales en los componentes vertical y transversal. Con la finalidad de confirmar esta observación, calculamos las eigenfunciones de varios modelos de velocidades (Stephenson y Lomnitz, 2005; Malischewsky *et al.*, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007; Shapiro *et al.*, 2001) y comparamos las observaciones de los registros con los desplazamientos obtenidos teóricamente.

Los modelos de velocidades que consideramos para la confrontación de nuestros resultados, son aquellos que muestran diferentes características en cuanto a los desplazamientos obtenidos de manera teórica, en el intervalo de periodos estudiados para el modo fundamental y para el primer modo superior de ondas superficiales. Los modelos considerados son:

- El modelo de velocidades llamado TXC-Roma, que considera las características dinámicas de las capas superficiales, definidas por interferometría sísmica (apartado 3.2) y la parte profunda del modelo de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007)
- El modelo de velocidades considerado por Shapiro *et al.* (2002)
- El modelo propuesto en este trabajo, que está conformado por las características dinámicas de las capas superficiales, definidas por interferometría sísmica (apartado 3.2), por la parte profunda del modelo propuesto por Stephenson y Lomnitz (2005) y por la parte de la estructura intermedia de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007)

En las figuras 6.2 y 6.3 se muestran los desplazamientos observados en los registros del arreglo vertical y los desplazamientos obtenidos de la propagación a través de los modelos mencionados para el modo fundamental y para el primer modo superior de ondas superficiales, respectivamente. En estas figuras se puede ver que el comportamiento de los modos fundamental y del primer modo superior de ondas superficiales es similar para algunos periodos de filtrado; esta observación puede deberse a que estamos analizando la parte más somera de la estructura y los periodos cercanos al periodo fundamental del sitio.

Shapiro *et al.* (2001) sugirieron que la propagación en la Cuenca de México estaba dominada por modos superiores de ondas superficiales en los periodos entre 2 y 3 segundos. Nuestros resultados muestran que es complicado discriminar entre el

modo fundamental y el primer modo superior de ondas superficiales, tanto en la parte del movimiento intenso, como en el inicio de la coda de la señal, para los primeros 40 m de la capa de arcilla y para periodos cercanos al periodo fundamental del sitio.

En la figura 6.2 podemos ver que en el intervalo de los registros filtrados entre 2.11 y 3.08 segundos, el desplazamiento observado en el componente vertical se comporta de una manera similar a una combinación de los modelos de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) y de Shapiro *et. al* (2001); sin embargo, para periodos entre 3.39 y 3.73, el desplazamiento se acerca a la solución del modelo propuesto en este trabajo. Para el componente transversal, se puede ver que para los periodos entre 2.11 y 3.73 el desplazamiento es más cercano a la solución del modelo que proponemos en este trabajo.

En la figura 6.3 se muestran las soluciones de los modelos de velocidades, para el primer modo superior de ondas superficiales. Se puede ver que para los modelos de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007) y el propuesto en este trabajo, las soluciones son similares al modo fundamental de ondas superficiales, no así para el modelo de Shapiro *et. al* (2001). Para el desplazamiento observado en el componente vertical se puede ver que se localiza entre las curvas del modelo de este trabajo y el de Cárdenas-Soto y Chávez-García (2007); aunque para los periodos entre 3.08 y 3.73 el modelo de este trabajo satisface mejor las observaciones.

En el caso del movimiento del componente transversal se puede ver, como en el caso del modo fundamental de ondas superficiales, que la solución del modelo que proponemos en este trabajo satisface el movimiento observado para los periodos entre 2.11 y 3.73 s.

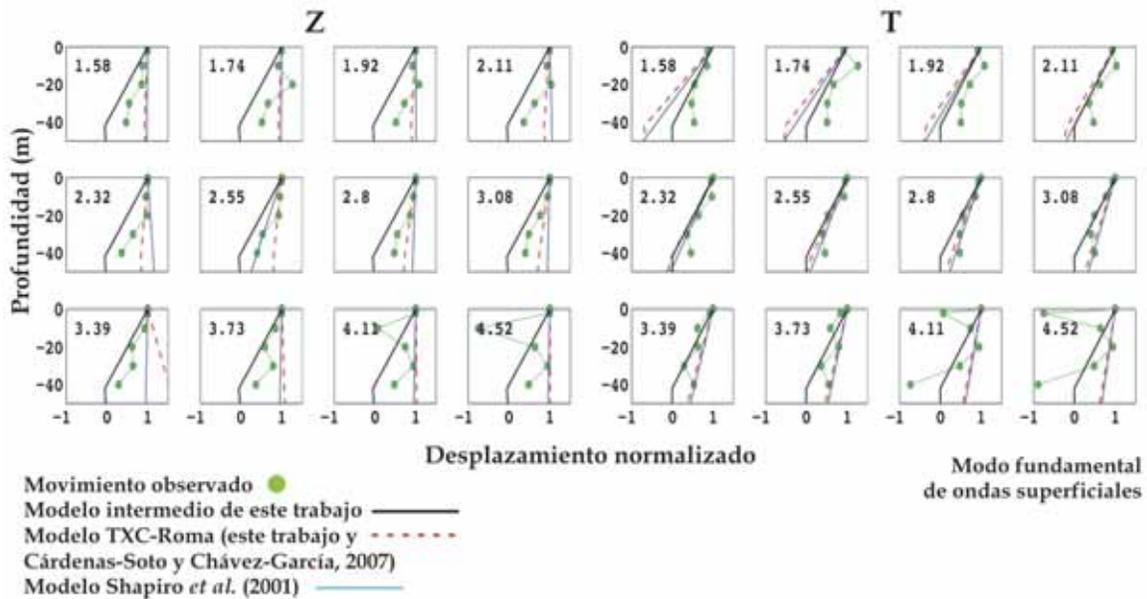


Figura 6.2 Desplazamientos observados en los registros del sismo del 01.11.2001 y eigenfunciones de los modelos de velocidades reportados en el texto, para el modo fundamental de ondas superficiales.

A partir de estos resultados podemos decir que las soluciones del modelo que proponemos en este trabajo son las que mejor satisfacen las observaciones, ya sea para el modo fundamental o para el primer modo superior de ondas superficiales. Sin embargo, dadas las características del arreglo instrumental, y por lo tanto de las observaciones obtenidas, no es posible discriminar entre las contribuciones de los modos fundamental y superior de ondas superficiales.

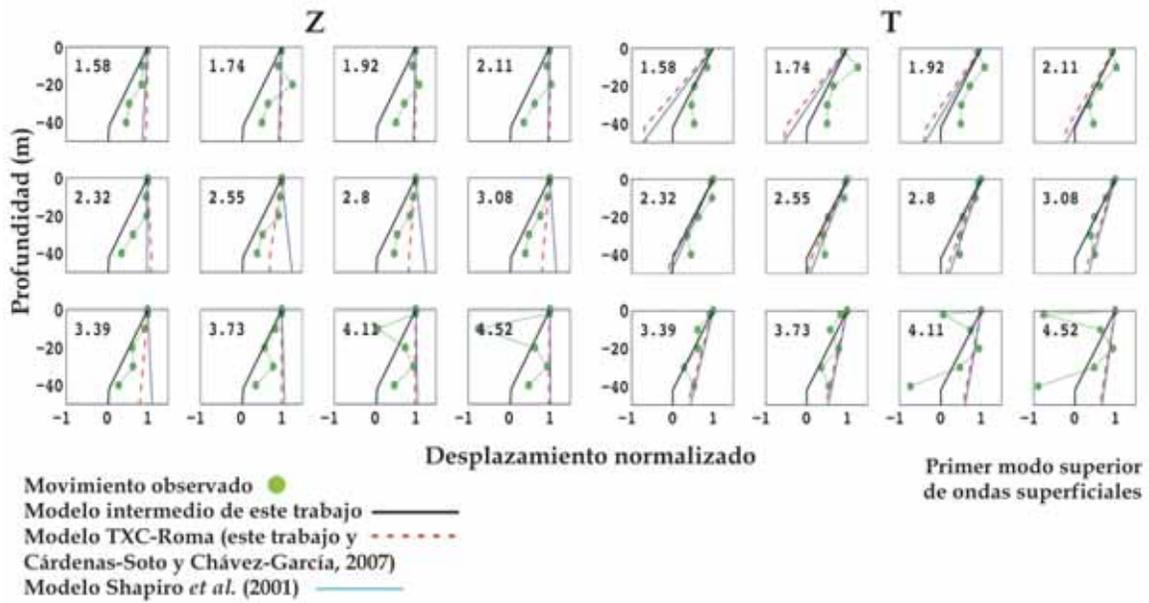


Figura 6.3 Desplazamientos observados en los registros del sismo del 01.11.2001 y eigenfunciones de los modelos de velocidades reportados en el texto, para el primero modo superior de ondas superficiales.

Capítulo VII

Conclusiones

En este trabajo hemos estudiado el campo de ondas que cruza el arreglo TXCL; para ello hemos usado una base de datos conformada por registros de ocho sismos de movimientos fuertes ($5.9 < M < 7.6$) obtenidos durante el funcionamiento del arreglo Texcoco (seis acelerógrafos triaxiales que conforman dos triángulos en superficies de apertura de 400 y de 40 m, un arreglo vertical con cinco estaciones que cubren una profundidad de 40 m). El objetivo del estudio fue caracterizar la respuesta de sitio y el campo de ondas que atraviesa el arreglo instrumental.

La respuesta de sitio se definió a partir de cocientes espectrales estándar y cocientes espectrales H/V. Con ambos métodos la frecuencia fundamental se localizó en 0.37 Hz (2.7 s de periodo); la amplificación relativa a un sitio de

referencia (estación Estanzuela) es por un factor de 16 y la estimada con cocientes H/V es por un factor de 8.

Los registros sísmicos del arreglo vertical nos permitieron analizar la respuesta sísmica de los primeros 40 metros de la capa de arcilla. En este intervalo de profundidades la respuesta sísmica del sitio puede ser modelada con un perfil de velocidades simple, que está en función de los valores bajos de velocidad de ondas de corte y de los valores del factor de atenuación Q para cada capa; esto resulta en que la amplificación del sitio y la presencia de modos superiores de vibración del terreno están controlados por las características dinámicas de los primeros 40 m de la capa de arcilla.

Para fines de ingeniería civil presentamos los espectros de respuesta de sitio para esta zona. Los espectros de respuesta con 5% de amortiguamiento, para los ocho eventos de la base de datos, muestran dos bandas con pseudoaceleraciones máximas: la primera entre 0 y 1 s de periodo con una pseudoaceleración cercana a 0.6 g y la segunda entre 2 y 3 s de periodo con valores de pseudoaceleración de aproximadamente 0.8 g.

El campo de ondas que atraviesa el arreglo TXCL durante la ocurrencia de sismos fuertes fue explorado en distintas bandas de periodos. Para periodos mayores a 6 s, el campo de ondas está controlado por las características de las fuentes sísmicas y

en general se observan trenes de ondas superficiales de largo periodo que viajan con velocidades que están controladas por la estructura profunda de la cuenca.

Para los registros filtrados alrededor del periodo fundamental (en el intervalo entre 2.11 y 3.39 s) las señales están dominadas por el beating característico de la zona de lago de la cuenca, que se presenta como trenes de ondas monocromáticos de gran amplitud. En algunos casos este beating se puede seguir conforme atraviesa el arreglo instrumental; sin embargo, para la mayoría de los eventos analizados los trenes de ondas no se puede identificar en todas las estaciones del arreglo instrumental, lo cual se debe al efecto del factor de atenuación de las capas más superficiales.

Del análisis cualitativo de las trazas filtradas, también observamos que el movimiento en los componentes radial y vertical presenta los mismos trenes de ondas, mientras que el componente transversal tiene un comportamiento independiente de éstos. Adicionalmente a esto y con los resultados de los análisis cuantitativos, observamos que el movimiento sísmico en el Lago de Texcoco, en los primeros metros de la capa de arcilla y en periodos cercanos al periodo fundamental, está compuesto por una combinación de los modos fundamental y del primer modo superior de ondas superficiales, que viajan con velocidades que corresponden con los valores de la estructura somera de la cuenca y que provienen de direcciones multitrayecto, que pueden estar relacionadas con las estructuras que circundan la cuenca.

Estos resultados, aunados a la determinación de la respuesta sísmica, muestran que el movimiento del terreno en la zona de Lago de Texcoco está controlado por la resonancia 1D de la capa de arcilla, así como por la interacción de la propagación horizontal de ondas superficiales, que está controlada por la estructura somera de la cuenca, con la respuesta de las capas más superficiales de la misma.

Finalmente, la respuesta de las arcillas lacustres de la Cuenca de México ha sido extensivamente estudiada, y los esfuerzos de los distintos grupos han redituado en un mejor entendimiento de la respuesta sísmica en la cuenca, lo que ha conllevado a una reducción del riesgo sísmico. Ahora, es necesario sumar esfuerzos para contar con una mayor cobertura de redes sísmicas que proporcionen datos de mayor calidad cada vez y que puedan ser utilizados por diferentes especialistas para abordar temas que hasta el momento no han sido cabalmente comprendidos.

Referencias

- 📖 **Aki, K. and P. G. Richards** (1980), "Quantitative seismology, theory and methods", W. H. Freeman.
- 📖 **Aguirre-González, J., H. Mijares, E. Briones, H. Flores-Estrella and E. Mares** (2001), "Aplicación de observación de arreglos de microtemores a estudios geotécnicos mediante el método SPAC. Alternativa para el nuevo aeropuerto", Instituto de Ingeniería, UNAM, México, D. F.
- 📖 **Alvarez, J., R. E. Chavez and C. Lomnitz** (1995), "Shallow SH-refraction survey on Mexico City mud: amplification by wedge effects". *First Break*, 13, no. 12, 471-479.
- 📖 **Arias-Paz, A.** (1990), "Evolución de la calidad del agua subterránea en el Ex-lago de Texcoco". Tesis de licenciatura, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 📖 **Barker, J. S., M. Campillo, F. J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans and S. K. Singh** (1996), "Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers", *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 86, 1667-1680.
- 📖 **Bard P.** (1998), "Microtremor Measurements: a Tool for Site Effect Estimation?" *The effects of Surface Geology on Seismic Motion*; Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 1251-1279.
- 📖 **Bazán, E. y R. Meli.** (1999), "Diseño sísmico de edificios". Edit. Limusa, 2a ed., México, 317 pp.

-
- 📖 **Beck J. L. and J. F. Hall** (1986), "Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September 19, 1985", *Geophys Res Lett* 13, 6, 593-596.
- 📖 **Bernstein, P.** (1996), "Against the Gods. The Remarkable Story of Risk", John Wiley & Sons. United States of America. 383 pp.
- 📖 **Birkle, P., V. Torres Rodriguez and E. Gonzalez Partida** (1998), "The water balance for the basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption". *Hydrogeology Journal*, 6, 500-517.
- 📖 **Capon, J.** (1969), "High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis", *Proceedings of the IEEE*, 57, 1408-1418.
- 📖 **Campillo, M., J. C. Gariel, N. Shapiro, J. Pacheco and R. B. Herrmann** (1996), "Crustal structure south of the Mexican Volcanic Belt, Based on Group Velocity Dispersion", *Geofísica Internacional* 35, 361-370.
- 📖 **Cárdenas-Soto M., F. J. Chávez-García and A. Gusev** (1997), "Regional Amplification of ground motion in Central Mexico"; *J. of Seismology*, 1, 341-355.
- 📖 **Cárdenas M., J. Lermo, F. Núñez-Cornú, A. González and D. Córdoba** (1998) "Seismic energy attenuation in the region between the Coast of Guerrero and Mexico City: differences between paths along and perpendicular to the coast", *Phys. Earth Planet Interiors*, 105, 47-57.
- 📖 **Cárdenas-Soto M. y F. J. Chávez-García**, (2007), "Earthquake ground motion in Mexico City: An analysis of data recorded at Roma array"; *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 27, 475-486.
- 📖 **Cárdenas-Soto M. y F. J. Chávez-García**, (2007), "Aplicación de la interferometría sísmica para obtener la respuesta de edificios y depósitos de suelo ante movimientos fuertes"; *XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Iztapa-Zihuatanejo, Guerrero, México, 15 pp.

-
- 📖 **Cardona, O. D.** (2001), "La necesidad de repensar de manera holística los conceptos de vulnerabilidad y riesgo. Una crítica y una revisión necesaria para la gestión", Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina, La Red, <http://www.desenredando.org/>.
- 📖 **CENAPRED** (2004), "Guía básica para la elaboración de atlas estatales y municipales de peligros y riesgos. Evaluación de la vulnerabilidad física y social". Secretaría de Gobernación, Sistema Nacional de Protección Civil, México, 46 pp.
- 📖 **Chavez-Garcia, F. and P. Y. Bard** (1994), "Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes". *Soil Dyn. and Earth. Eng.*, 13, 229-247.
- 📖 **Chavez-Garcia, F., J. Ramos-Martinez and E. Romero-Jimenez** (1995), "Surface-wave dispersion analysis in Mexico City". *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 1116-1126.
- 📖 **Chavez-Garcia, F. and L. Salazar** (2002), "Strong Motion in Central Mexico: A Model Based on Data Analysis and Simple Modeling". *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 8, 3087-3101.
- 📖 **Córdoba, J.** (1988), "Experiencias derivadas de los sismos de septiembre de 1985". Fundación ICA, A. C. Edit. Limusa, México, 130 pp.
- 📖 **Field, E. H. and K. H. Jacob.** (1995), "A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques", *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85, 1127-1143.
- 📖 **Flores-Estrella, H.** (2004), "Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México"; Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, México.
- 📖 **Goldstein P., D. Dodge, M. Flirpo, L. Minner, J. Tull, D. Harris and W. C. Tapley.** (1995), "Seismic Analysis Code, SAC".
- 📖 **Gupta, I. D.** (1998), "The State of the Art in Seismic Hazard Analysis", *ISET Journal of Earthquake Engineering*, paper 428, vol. 39, no. 4
- 📖 **Kawase, H. and K. Aki** (1989), "A study on the response of a soft basin for incident S, P and Rayleigh waves with special reference to the long duration observed in Mexico City". *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1361-1382.

-
- 📖 **Kramer, S. L.** (1996), "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall, U. S. A., 653 pp.
- 📖 **Kumate, J. and M. Mazari (Coordinación)** (1990), "Problemas de la Cuenca de México". El Colegio Nacional, Primera Edición, México. 403 pp.
- 📖 **Lay, T. and T. C. Wallace.** (1995), "Modern Global Seismology", Academic Press, E. U. A., 521 pp.
- 📖 **Lermo, J. and F. Chávez-García.** (1993), "Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios with only one Station"; Bull. Seism. Soc. Am., 83, 1574-1594.
- 📖 **Lermo, J. and F. Chávez-García.** (1994), "Are Microtremores Useful in Site Response Evaluation?"; Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1350-1364.
- 📖 **Lomnitz, C., J. Flores, O. Novaro, T. S. Seligman and R. Esquivel,** (1999), "Seismic coupling of interface models in the sedimentary basins: a recipe for disaster". Bull. Seism. Soc. Am., 89, 14-21.
- 📖 **Lozano, L., M. Herraiz and S. K. Singh,** (2009), "Site effect study in Central Mexico using H/V and SSR techniques: Independence of seismic site effects on source characteristics". Earthq. Spectra, 15, 273-95.
- 📖 **Malischewsky, P., F. Scherbaum, C. Lomnitz, T. Thanh Tuan, F. Wuttke and G. Shamir,** (2008), "The Domain of existence of prograde Rayleigh wave motion for simple models". Wave Motion, 45, 556-564.
- 📖 **Malischewsky, P., C. Lomnitz, F. Wuttke and R. Saragoni,** (2006), "Prograde Rayleigh-wave motion in the Valley of Mexico". Geofísica Internacional, 45, 149-162.
- 📖 **Malischewsky, P. and F. Scherbaum,** (2004), "Love's formula and H/V-ratio (ellipticity) of Rayleigh waves". Wave Motion, 40, 57-67.
- 📖 **Mateos, J. L., Flores, J., Novaro, O., Seligman, T. H. and Alvarez-Tostado, J. M.,** (1993), "Resonant response models for the Valley of Mexico-II". The trapping of horizontal P waves. Geophys. J. Int., 113, 449-62.
- 📖 **Montalvo-Arrieta, J. C., F. J. Sánchez-Sesma, E. Reinoso** (2002), "A virtual reference site for the Valley of Mexico". Bull. Seism. Soc. Am., 92, 1847-54.

-
- 📖 **Nakamura, Y.** (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface"; Quarterly Report of Railway Technical Research Institute, 30 - I.
- 📖 **Nawab, S. H., F. Dowla and R. T. Lacoss.** (1985), "Direction determination of wideband signals" IEEE Transactions on Acoustic, speech and Signal Processing, 33, 4, 1114-1122.
- 📖 **Pérez-Cruz, G.** (1988), "Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México". Master Thesis, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- 📖 **RCDF** (2004), "Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal", Administración Pública del Distrito Federal, Jefatura de Gobierno, Normas Técnicas Complementarias para el Diseño por Sismos, México.
- 📖 **Reymond, D.** (2003), Seismic Tool Kit, *STK*.
- 📖 **Ramos-Martínez, J., F. J. Chavez-García, E. Romero-Jimenez, J. L. Rodríguez-Zuñiga and J. M. Gomez-Gonzalez** (1997), "Site effects in Mexico City: Constraints from surface wave inversion of shallow refraction data". J. Appl. Geophys., 36, 157-165.
- 📖 **Rodríguez-Abreu, L. E.** (2008), "El movimiento observado en el Valle de México. Un estudio a partir de arreglos acelerométricos para el sismo del 24 de octubre de 1993"; Tesis de Licenciatura, Ingeniería Geofísica, Fac. de Ingeniería, UNAM, 124 pp.
- 📖 **Rouille, A.** (2004) "El movimiento sísmico en el Valle de México: Análisis de datos de un arreglo 3D de pequeña apertura en la Colonia Roma", Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM, 176 pp.
- 📖 **Rouille, A. and F. Chávez-García** (2005) "Comparison of three methods to study the wavefield in the Valley of Mexico using data from a dense array", Revista de Ingeniería Sísmica, 73, 1-25.
- 📖 **Sanchez-Sesma, F. J., S. Chavez-Perez, M. Suarez, M. A. Bravo and L. E. Perez-Rocha** (1988), "On the seismic response of the Valley of Mexico. The Mexico earthquake of September 19, 1985", The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra, 4, 569-589.

-
- 📖 **Seed, H. B., M. P. Romo and J. I. Sun** (1988), "Relationships between Soil Conditions and Earthquake Ground Motion", *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra*, 4, 687-729.
- 📖 **Shapiro, M. N., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans and F. J. Sanchez-Sesma**, (1997), "Surface wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico". *Geophys. J. Int.*, 128, 151-166.
- 📖 **Shapiro, M. N., S. K. Singh, D. Almora and M. Ayala**, (2001), "Evidence of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico". *Geophys. J. Int.*, 147, 517-527.
- 📖 **Singh, S. K., J. Lermo, T. Dominguez, M. Ordaz, J. M. Espinoza, E. Mena and R. Quaas**, (1988), *A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site (CU)*. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra*, 4, 653-673.
- 📖 **Singh, S. K. and M. Ordaz** (1993), "On the origin of long coda observed in the lake bed strong motion records of Mexico City", *Bull. Seism. Soc. Am.*, 83, 1298-1306.
- 📖 **Singh, S. K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres and R. Vasquez**, (1995), "Is there truly a "hard" rock site in the Valley of Mexico?", *Geophys. Res. Lett.*, 22, 4, 81-84.
- 📖 **Sneider, R. And E. Safak**, (2006), "Extracting the Building Response Using Seismic Interferometry: theory and Application to the Millikan Library in Pasadena, California", *Bull. of Seism. Soc. of Am.*, 96, 2, 586-598.
- 📖 **Stephenson, B. and C. Lomnitz**. (2005), "Shear-Wave Velocity Profile at the Texcoco Strong-Motion Array Site, Valley of Mexico"; *Geofísica Internacional*, Vol. 44, Num. 1, 3-10.
- 📖 **Stephenson, B. C. Lomnitz and H. Flores-Estrella** (2006), "Late resonant response at Texcoco Valley, Mexico"; *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 26, 791-798.

- 📖 **Tapia-Varela, G. and J. Lopez-Blanco**, (2002), "Mapa geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100, 000". Revista Mexicana de Ciencias Geológicas. V. 19, num., 1, 50-65.
- 📖 **Vazquez-Sanchez, E. and Jaimes-Palomera L. R.**, (1989), "Geología de la Cuenca de México". Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, A. C. pp. 1-24.
- 📖 **Vidale, J. E.** (1986) "Complex Polarization Analysis of Particle Motion" Bull. of Seism. Soc of Am. 76, 5, 1393-1405.

RESPUESTA SÍSMICA EN EL LAGO DE TEXCOCO. RESULTADOS A PARTIR DE REGISTROS DE MOVIMIENTOS FUERTES

Hortencia Flores-Estrella⁽¹⁾, Martín Cárdenas-Soto⁽²⁾ y Cinna Lomnitz⁽³⁾

RESUMEN

En 1995 se instaló un arreglo acelerométrico constituido por seis estaciones en superficie, que formaron dos triángulos con aperturas de 30 y 400 m y un arreglo vertical con instrumentos en cinco profundidades, que alcanzaron los 40 m. La base de datos de este arreglo consta de ocho eventos de movimientos fuertes ($5.9 < M < 7.9$) que analizamos para obtener la respuesta sísmica, el modelo de velocidades y el espectro de respuesta de sitio. Los resultados de este estudio muestran que la respuesta de sitio está caracterizada por la frecuencia fundamental en 0.37 Hz. El análisis de los registros en pozo permitió obtener un modelo de velocidades que está constituido por dos capas, con factores de atenuación Q distintos para cada una; la amplificación dinámica, debida a las propiedades físicas de las arcillas lacustres, domina la respuesta de sitio. Finalmente, el espectro de respuesta muestra que las pseudoaceleraciones máximas en el sitio se encuentran en dos intervalos de periodo: entre 0 y 1 s y entre 2 y 3 s, con ordenadas espectrales de 0.6 g y 0.74 g, respectivamente.

ABSTRACT

In 1995 an accelerometer array was installed, it consisted on six surface stations which formed two triangles with distances of 30 and 400 m between them, and a vertical array with instruments in five depths. The database is formed by eight strong motion records ($5.9 < M < 7.9$), which were analyzed to estimate the seismic response, to obtain a velocity model for the clay layer and to calculate the response site spectra. The site response is characterized by the fundamental frequency on 0.37 Hz. and an amplification factor around. The shear velocity model was obtained from the analysis to the seismic records from the borehole; this model consists on two layers with a Q factor estimation for each of them. The transfer function for this model is dominated by the dynamic amplification, due to the lacustrine clay layer and its physical properties, and it is close to the empirical transfer function obtained from spectral ratios. The response spectra estimation shows two intervals with maximum pseudoacceleration: between 0 and 1 sec and between 2 and 3 sec, with spectral ordinales of 0.6 and 0.74 g, respectively.

Introducción

La Ciudad de México, al ser una de las urbes más pobladas del mundo y el centro político del país, es el centro de atención de estudios enfocados a conocer la respuesta sísmica del terreno a fin de reducir el riesgo ante sismos de gran magnitud. Por ello el movimiento del terreno durante sismos fuertes, es un tema que ha sido estudiado por distintos grupos de investigación, desde enfoques tanto teóricos como prácticos. La importancia de este tema radica en que los efectos de sitio en algunas zonas de la ciudad ocasionan que la respuesta sísmica esté caracterizada por una amplificación significativa del movimiento (generada de manera local y regional) y por una larga duración del mismo.

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM.

² Departamento de Geofísica, División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM

³ Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica, UNAM

Los sismos de Michoacán de septiembre de 1985 causaron uno de los peores desastres en la ciudad (350 edificios dañados o colapsados y una cantidad no consensuada de pérdidas humanas), principalmente en las zonas ubicadas sobre el lecho del Lago de México, sobre el cual la ciudad creció después de que éste se desecó. A partir de estos eventos, los efectos de sitio en la zona de lago de la Cuenca de México cobraron mayor interés de distintas disciplinas debido a las consecuencias destructivas de éstos. En primer instancia, el análisis de los registros de estos eventos reportó que el efecto de sitio en la zona de lago de la ciudad, estuvo caracterizado por una amplificación del movimiento por un factor de 40 veces respecto de los sitios en zona de lomas (Singh *et al.*, 1988); este fenómeno se explicó como resultado del contraste de impedancias entre el suelo arcilloso y los estratos más competentes. Además, se observó que la amplificación del movimiento del terreno en la Ciudad de México no es exclusiva de los sitios en la zona de lago. Gracias al análisis de los registros de los sismos de 1985 se encontró que en la zona de lomas de la ciudad existía una amplificación del movimiento en frecuencias entre 0.2 y 2 Hz (Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995; Pacheco y Singh, 1995). Cárdenas-Soto *et al.* (1997) delimitaron la zona en la cual se observa esta amplificación regional y la asociaron con una estructura compleja debajo de la parte sur y centro de México, como podría ser una discontinuidad en el límite sur del Cinturón Volcánico Transmexicano, CVT (Chávez-García *et al.*, 1995; Chávez-García y Salazar, 2002)

En las estaciones localizadas en los suelos de origen lacustre, Beck y Hall (1986) identificaron una larga duración del movimiento en los registros de los sismos de 1985; este fenómeno está caracterizado por aparecer como una sucesión de paquetes de ondas armónicas (Singh y Ordaz, 1993) y ha sido extensivamente documentado por diversos autores (*ibid*; Beck y Hall, 1986; Lomnitz, 1988, 1990; Alvarez *et al.*, 1995; Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996; Iida, 1999; Roullé y Chávez-García, 2005; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007). Sobre el origen de este fenómeno se han propuesto explicaciones que involucran efectos de sitio 2D y 3D, perturbaciones gravitacionales de las ondas superficiales o generación de ondas superficiales en los límites de la cuenca. Chávez-García y Bard (1993, 1994) analizaron y discutieron si estos factores podrían ser las causas de esta duración. Algunos resultados a partir del análisis de sismos fuertes (Chávez-García *et al.*, 1995; Roullé y Chávez-García, 2005; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007) apuntan a que la larga duración del movimiento, en la zona de lago de la Ciudad de México, es debida a una interacción de ondas guiadas por la estructura profunda de la cuenca (entre 1 y 4 km) con la resonancia 1D de las capas superficiales; o bien, que existe un acoplamiento entre ondas P y Rayleigh, que aparece como pulsos monocromáticos que son debidos a las condiciones de velocidad de la parte somera de la Cuenca de México (Lomnitz *et al.*, 1999). En la actualidad no existe un consenso sobre el origen y la causa de este fenómeno, cuyo entendimiento es primordial para reducir el riesgo sísmico de la ciudad, pues dado que arribos sucesivos de paquetes energéticos de ondas imponen cargas laterales adicionales a las obras civiles.

La evaluación de los efectos de sitio en la cuenca ha sido realizada en su mayor parte en la zona urbana; sin embargo, recientemente ha surgido una serie de estudios que han cuestionado el llamado “movimiento de campo libre” en zonas urbanas. En efecto, muchas de las mediciones han sido en la vecindad de edificios, y es bien sabido que éstos, al interactuar con el movimiento del suelo, producen el llamado efecto de Interacción Suelo-Estructura. El análisis de los registros de algunos edificios instrumentados muestra que la existencia de efectos de interacción suelo-estructura puede modificar la respuesta sísmica del terreno (Chávez-García y Cárdenas-Soto, 2002).

Un fenómeno adicional que debe considerarse en la evaluación de la respuesta sísmica, en la zona urbana de la cuenca, es la compactación de las arcillas por el hundimiento de la Ciudad de México, resultado del bombeo del agua del subsuelo para el consumo local. Ovando *et al.* (2007) mostraron que este fenómeno ocasiona una consolidación del terreno, que a su vez genera un aumento en los esfuerzos de cizalla efectivos que modifican tanto el módulo de cortante, como la velocidad de propagación de ondas S

de los depósitos lacustres de la cuenca. Estos autores (*ibid*) proponen que esto deberá verse reflejado en una revisión constante de los mapas de zonificación y de los espectros de diseño asociados.

Los estudios mencionados han permitido contar con una gran cantidad de información en torno a la respuesta sísmica de la Ciudad de México. Sin embargo, el crecimiento de esta urbe se ha extendido hacia los lechos de los antiguos lagos como son los de Chalco, de Xochimilco y de Texcoco; prueba de ello es el desarrollo y el crecimiento en número de habitantes de algunos municipios del Estado de México y de algunas delegaciones del Distrito Federal, D. F. (por ejemplo: Chalco, Ecatepec, Texcoco, Xochimilco, ver tabla 1); además, se han dado esfuerzos gubernamentales para la construcción de infraestructura de servicios, tales como la propuesta alternativa del aeropuerto de la ciudad, sobre el lecho de lo que era el Lago de Texcoco, al NE de la Ciudad de México.

Tabla 1. Crecimiento en número de habitantes de algunos municipios o delegaciones en la zona de lago de la Cuenca de México, entre 1995 y 2005 (fuente INEGI).

Municipio o delegación	No. de habitantes (1995)	No. de habitantes (2005)
Chalco	175, 821	257, 405
Ecatepec	1, 457, 124	1, 688, 258
Tecamac	148, 432	270, 574
Texcoco	173, 106	209, 308
Xochimilco	332, 314	404, 458

En un proyecto conjunto de los institutos de Ingeniería y del Instituto de Geofísica de la UNAM y como un esfuerzo por conocer la respuesta sísmica en arcillas vírgenes de la Cuenca de México, en 1995 se instaló un arreglo instrumental sobre las arcillas del Lago de Texcoco, dentro de la Reserva Natural a cargo de la Comisión Nacional del Agua (CNA), al NE de la Ciudad de México (arreglo TXCL en la figura 1). El objetivo del arreglo instrumental Texcoco, TXCL, fue el de monitorear la propagación de ondas superficiales coherentes y enriquecer el conocimiento sobre el campo de ondas que se propaga ante la incidencia de movimientos fuertes (Stephenson y Lomnitz, 2005).

En este estudio analizamos la base de datos de registros de movimientos fuertes del arreglo TXCL con el propósito de caracterizar la respuesta de sitio. Para ello empleamos las técnicas de cocientes espectrales H/V (Lermo y Chávez-García, 1993) y de cocientes espectrales estándar, SSR por sus siglas en inglés (Borcherdt, 1970) y realizamos una evaluación de la frecuencia fundamental y de la amplificación dinámica de los estratos de arcilla en la región. Posteriormente, con el apoyo de los registros en el arreglo vertical estimamos un modelo de velocidad de ondas de corte a fin de reproducir las observaciones. Finalmente, utilizando los registros de movimientos fuertes proponemos un espectro de respuesta de sitio para la zona de estudio.

Antecedentes geológicos y geotécnicos en el Lago de Texcoco

El lecho del Lago de Texcoco está constituido por arcillas de origen lacustre, que son las mismas que se extienden en la zona de lago de la Ciudad de México; además, es una región cuya respuesta sísmica no se ha caracterizado completamente (Reglamento de Construcciones del Distrito Federal, RCDF, 2004; Mayoral *et al.*, 2008). En los tres primeros metros de profundidad las arcillas presentan grietas de desecación poco profundas, que se extienden por varios metros de manera horizontal (Mayoral *et al.*, 2008). En los siguientes 25 metros se encuentran capas de arcillas intercaladas con lentes de limos

arenosos o de arena limosa, hasta llegar a la llamada capa dura que está formada por limos arenosos, arenas y limos con un espesor de hasta 3.5 metros; debajo de ésta existen más arcillas hasta los 42 m de profundidad, donde se comienzan a encontrar suelos profundos de limos consolidados y arenas limosas (Pérez-Cruz, 1988; Stephenson y Lomnitz, 2005; Mayoral *et al.* 2008).

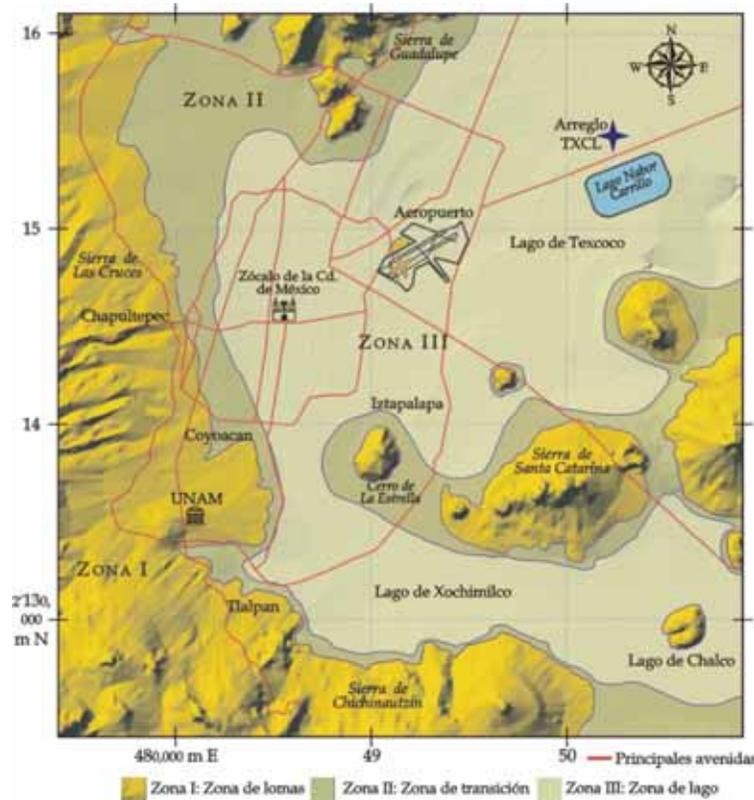


Figura 1. Zonificación geotécnica de la Cuenca de México y la localización del arreglo TXCL al NE de la ciudad (adaptada de Flores-Estrella *et al.*, 2007)

Las arcillas de origen lacustre de los primeros metros de la columna estratigráfica se caracterizan por tener un alto índice de plasticidad, por no presentar una reducción del módulo de cortante para deformaciones de hasta el 1% (Mayoral *et al.*, 2008) y por ser altamente compresibles, lo que implica que tengan una respuesta lineal ante los esfuerzos a los que se someten durante un evento sísmico. El módulo de Poisson de estos materiales es cercano a 0.49, tienen una densidad de $1,100 \text{ kg/cm}^3$ (Stephenson y Lomnitz, 2005; Stephenson *et al.*, 2005) y una salinidad muy alta que puede provocar problemas en la instrumentación a corto y mediano plazo. El contenido de agua de los depósitos es descrito por Stephenson y Lomnitz (2005) a partir del análisis de un núcleo de 120 m; en los primeros 28 m se tiene un contenido de agua del 300% que disminuye al 25% entre los 100 y 140 m de profundidad y se asume que debajo de los 160 m de profundidad el contenido de agua disminuye al 25%, lo que sugiere la existencia de una capa más rígida.

En el área de estudio se han realizado una serie de estudios geológicos, geofísicos y geotécnicos con el objetivo de conocer la respuesta sísmica de sitio. Ramos-Martínez *et al.* (1997) realizaron un estudio de refracción, a partir del cual encontraron un modelo de velocidades de dos capas (de 18 y de 15 m de espesor) sobre un semi-espacio y una estimación del factor de atenuación Q_s de 42. Posteriormente, Aguirre *et al.* (2001) y Flores-Estrella (2004) realizaron análisis de microtremores registrados en la zona,

para caracterizar la respuesta sísmica del terreno y obtener una estimación del modelo de velocidades; sus respectivos modelos son similares entre sí y varían en cuanto a la profundidad a la que se localiza la capa dura y al valor de la velocidad de ésta; los resultados de Aguirre *et al.* (2001) llegaron a definir las velocidades hasta una profundidad de 60 m, mientras que Flores-Estrella (2004) llegó a 39 m.

Stephenson y Lomnitz (2005) realizaron estudios de penetrometría de cono sísmico (SCPT), con el propósito de definir un modelo de velocidades; este modelo está compuesto por nueve capas y considera dos inversiones de velocidades: la primera debajo de la capa dura a los 29 m de profundidad y la segunda debajo de los 35 m de profundidad; además sugieren que a los 39 m se marca un cambio en la litología, que está caracterizado por el comportamiento del material. Los resultados de estos autores concuerdan con las estimaciones de velocidades realizadas por estudios previos (Ramos-Martínez *et al.*, 1997; Aguirre *et al.*, 2001; Flores-Estrella, 2004) hasta la profundidad de la capa dura (29 m).

Recientemente, Mayoral *et al.* (2008) estudiaron las propiedades dinámicas de las arcillas de la zona de Texcoco Sosa, que está situada a 9 km al norte del arreglo TXCL y que en el RCDF (2004) está considerado como zona de transición. Mayoral *et al.* (2008) determinan una estratigrafía muy similar a la descrita previamente por Pérez-Cruz (1988) y por Stephenson y Lomnitz (2005); además, presentan la estimación de un espectro de respuesta para la zona a partir de los registros de eventos sísmicos en la estación TXSO. Sus resultados sugieren que se requieren más estudios sobre la respuesta sísmica del área, para lograr que se tenga una caracterización completa que pueda ser considerada por el RCDF, con fines de reducción del riesgo sísmico en la zona de lago de la Cuenca de México.

Datos

El arreglo instrumental TXCL funcionó de 1995 a 2004; en la figura 3 se muestra un esquema de éste, los puntos negros indican la posición de los acelerógrafos, tanto en superficie como en el arreglo vertical. El arreglo TXCL consistió de seis acelerógrafos en superficie formando dos arreglos triangulares con aberturas de aproximadamente 40 y 300 m; en un vértice del arreglo de 300 m (tx5a en la figura 2) se instalaron sensores en las profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m. En la figura 3 se obvia la posición del sensor en dos metros de profundidad, pues la escala no permite verlo claramente. En las estaciones txs1 y txs2 los instrumentos que se usaron fueron acelerógrafos ETNA, de Kinemetrics y para las estaciones t4s1, t4s2, t4s3 y txs5a se usaron instrumentos K2. En ambos tipos de instrumentos la velocidad de muestreo fue de 100 muestras por segundo.

De los registros de movimiento fuertes obtenidos durante el periodo de operación del arreglo TXCL, seleccionamos ocho eventos con magnitud mayor a seis (tabla 2) registrados en al menos dos estaciones y cuyo registro estuviera completo en los tres componentes del movimiento. Los eventos seis y siete de esta tabla están registrados en los instrumentos del arreglo vertical, el primero en las profundidades 0, 2, 10, 20 30 y 40 m y el segundo en las profundidades 0, 2, 10 y 20 m.

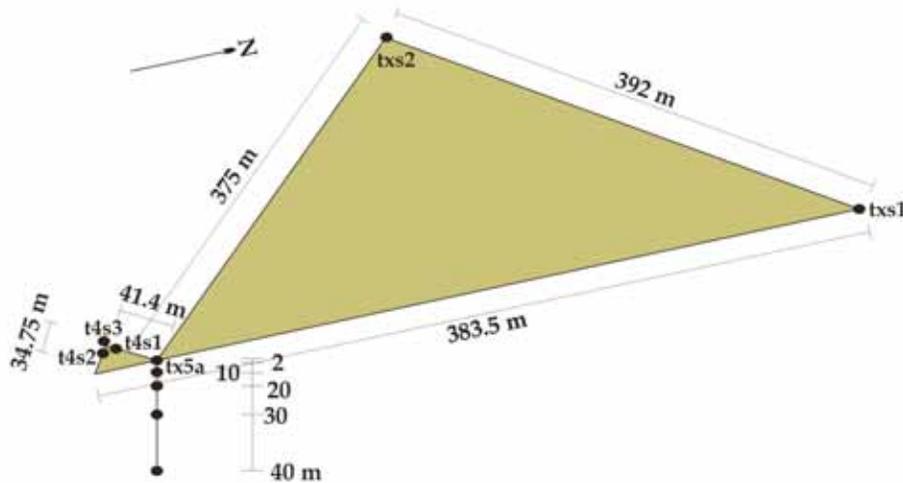


Figura 2. Esquema del arreglo TXCL. Los puntos negros indican la posición de los instrumentos en superficie (seis estaciones) y en el arreglo vertical a profundidades de 2, 10, 20, 30 y 40 m.

Tabla 2. Localización y características de los eventos sísmicos seleccionados.

	Event (dd.mm.yyyy)	M	Lat °N	Long °W	Depth (km)	Baz	Epicentral distance (km)
1	20.04.1998	5.9	18.37	101.21	66.0	242.551	266.202
2	15.06.1999	6.4	18.18	97.51	69.0	133.02	240.05
3	21.06.1999	6.0	17.99	101.72	54.0	240.575	333.784
4	30.09.1999	6.5	15.95	97.03	16.0	151.975	442.612
5	08.10.2001	6.1	16.94	100.14	4.0	203.781	308.108
6	10.11.2001	6.0	15.96	98.17	9.0	167.55	399.77
7	22.01.2003	7.6	18.60	104.22	9.0	260.751	560.890
8	01.01.2004	6.3	17.34	101.42	6.0	227.722	351.317

En la figura 3 se muestran los registros del arreglo vertical en el componente NS para el evento número 6 (ver tabla 2). En esta figura se puede ver cómo la amplitud en la parte intensa del registro (entre 25 y 55 s de tiempo) disminuye con la profundidad, la amplitud en el registro en superficie es hasta cuatro veces mayor con respecto al registro obtenido en los 40 m de profundidad. Se observa que conforme disminuye la profundidad aparecen formas de onda de periodo largo, tanto en la parte intensa como en la coda de los registros. En el registro del instrumento en la profundidad de 2 m, la amplitud de la coda es similar a aquella de la parte intensa. Resultados similares se observan en el componente EW, no mostrado por cuestiones de brevedad.

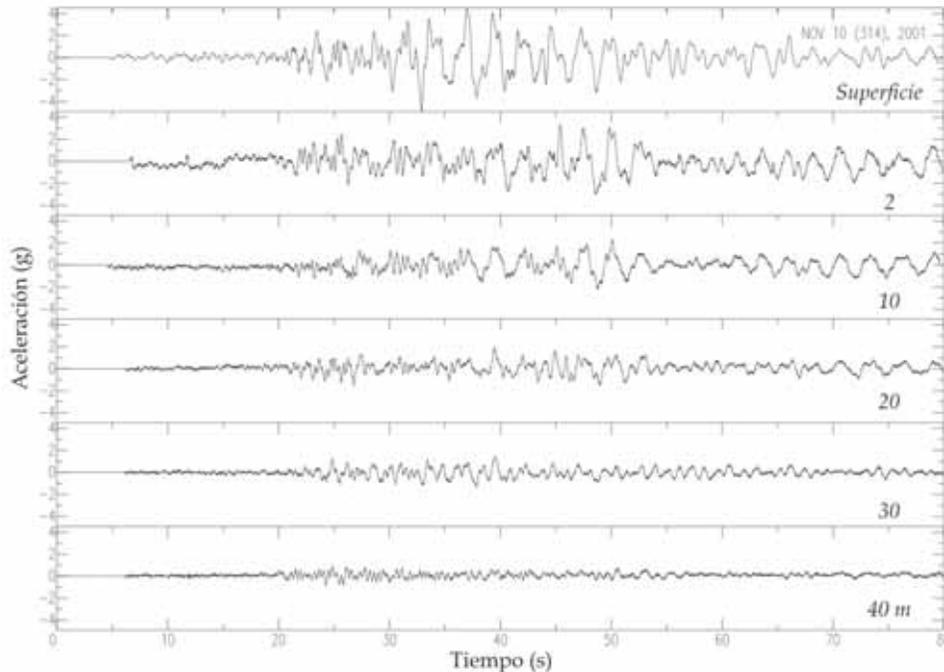


Figura 3. Registros de la componente NS del evento número 7 (ver tabla 2) en las estaciones del arreglo vertical, en las profundidades de 0, 2, 10, 20, 30 y 40 m.

Estimación de la respuesta de sitio

Los dos métodos más utilizados para la estimación de la respuesta de sitio son los cocientes espectrales H/V en una misma estación de registro (Lermo y Chávez-García, 1993) y los cocientes espectrales estándar o respecto de una estación de referencia, SSR por sus siglas en inglés (Standar Spectral Ratios) (Borcherdt, 1970); en ambos casos se obtiene una función de transferencia empírica, definida por la frecuencia fundamental y el nivel de amplificación. A fin de obtener la respuesta de sitio en la zona del arreglo TXCL, se consideraron los registros de los componentes Z, NS y EW; el análisis se realizó para ventanas de 40 s de duración a partir del inicio del movimiento intenso y se usó el programa DEGTRA A4 (Ordaz y Montoya, 2005). A cada ventana de registro se le aplicó un taper del 5% de la longitud total de la ventana y posteriormente se calcularon los espectros de amplitud de Fourier, los cuales fueron suavizados mediante una ventana que conserva la energía en frecuencias altas. En la estimación de los cocientes H/V se consideraron los registros de las estaciones en superficie de todos los sismos de la tabla 2. Para la evaluación de los cocientes SSR se consideraron los registros de los sismos dos, tres y cuatro de la tabla 2 en las estaciones en superficie del arreglo TXCL y en la estación Estanzuela, ESTS, situada aproximadamente a 9 km al oeste del Lago de Texcoco. Además, para los cocientes SSR también se consideraron los componentes de movimiento horizontal rotados según la dirección epicentral.

En la figura 4 se muestran los resultados de los cocientes espectrales para las estimaciones H/V, para los que se consideraron los componentes NS, EW y vertical. Se puede ver que las formas espectrales son similares entre sí para ambas direcciones del movimiento. En esta figura se puede ver una frecuencia fundamental en 0.37 Hz, con un factor de amplificación por un factor de 7.6 y tres armónicos superiores en 0.1, 1.5 y 2.5 Hz.

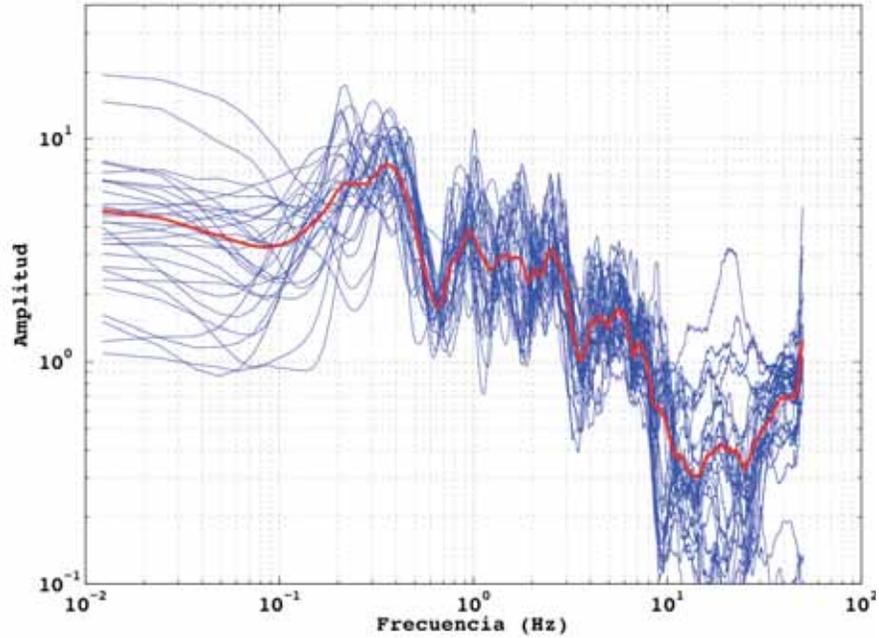


Figura 4. Cocientes espectrales H/V en el arreglo TXCL.

En la figura 5 se muestran los cocientes espectrales estándar para los componentes NS y EW, en la parte izquierda y para los componentes radial y transversal del movimiento, en la parte derecha; las líneas delgadas corresponden con cada uno de los cocientes y la línea más gruesa indica el promedio total de éstos.

En la figura 5 izquierda se puede ver que, para el caso de los cocientes con los componentes NS y EW, hay un pico principal en 0.37 Hz, con una amplificación relativa por un factor de 16 y tres armónicos en 1.1, 1.4 y 1.7 Hz. Por otro lado, en la parte derecha se puede ver que para los cocientes espectrales de los componentes rotados hacia las direcciones radial y transversal de cada evento, la frecuencia fundamental está en 0.37 Hz, con un factor de amplificación relativa de 15; también se pueden ver tres armónicos superiores en las frecuencias de 1.1, 1.4 y 1.7 Hz.

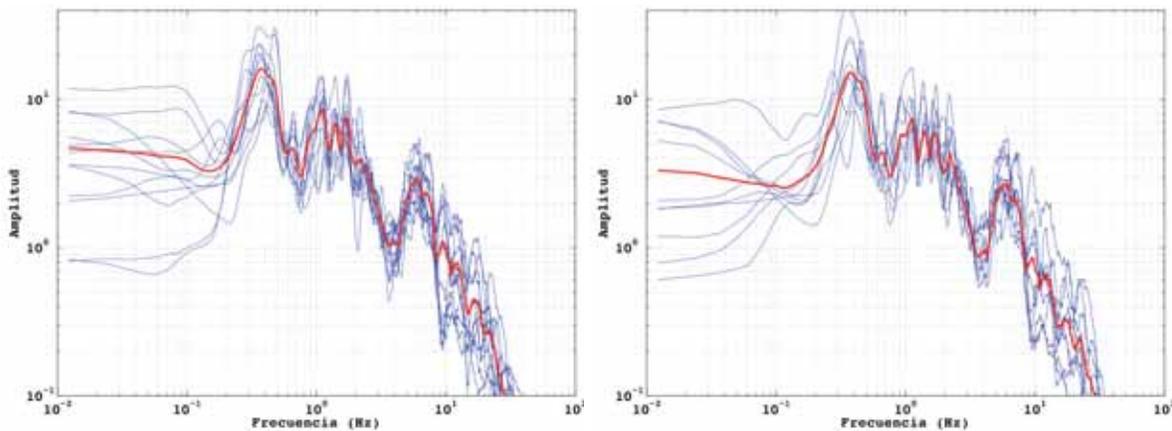


Figura 5. Cocientes espectrales estándar, respecto a la estación ESTS. En la parte izquierda los cocientes que consideran los componentes NS y EW y en la parte izquierda los que consideran los componentes radial y transversal, respecto a la dirección epicentral.

La respuesta de sitio en el Lago de Texcoco está definida por una frecuencia fundamental en 0.37 Hz y valores de amplificación que varían entre un factor de 7 y de 17. Estos factores parecen estar subestimados, lo cual se ha visto que es normal para los cocientes espectrales H/V; no así para los cocientes espectrales estándar, con los que se han encontrado factores de amplificación relativa cercanos a 50 veces (Singh *et al.*, 1988 y 1995)

Estimación del modelo de velocidad de ondas de corte

El análisis de los registros del arreglo vertical permite comprender y caracterizar la propagación del campo de ondas en profundidad, con el objetivo de obtener un modelo de velocidades de ondas de corte y una estimación del factor de calidad Q. Para ello utilizamos la técnica de interferometría sísmica, la cual proporciona una estimación de la función de Green mediante la correlación de ondas registradas entre pares de receptores (Sneider y Safak, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007). En el caso de movimientos fuertes, realizamos la deconvolución del registro en la superficie del terreno con respecto de los registros en las distintas profundidades para los datos de los eventos seis y siete (tabla 2).

En la figura 6 se muestran las formas de onda deconvolucionadas de los componentes horizontales del registro del evento número siete (tabla 2). En esta figura se puede observar que en la superficie y en la deconvolución respecto al registro en 2 m de profundidad, se tiene una función delta; mientras que en la deconvolución respecto a las distintas profundidades aparece la parte anticausal y casual de la función de Green (la onda que sube y la que baja, respectivamente). Esta función representa el campo de onda que se propaga entre pares de receptores. En la figura 6 se observa que en ambas direcciones horizontales la forma y amplitud de la deconvolución es la misma, lo que indica que el modelo del subsuelo es simple y sin efectos de variaciones laterales.

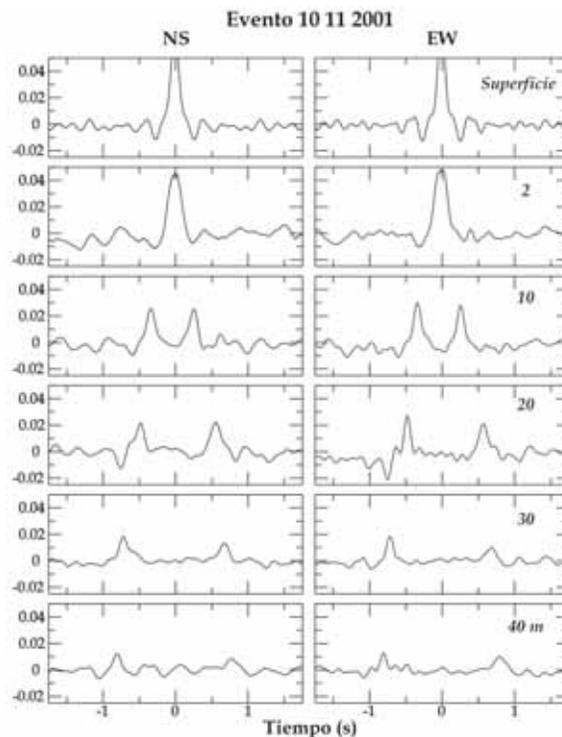


Figura 6. Formas de ondas deconvolucionadas de los registros en las distintas profundidades, respecto al registro en superficie; se consideraron los componentes NS y EW del evento no. siete (ver tabla 2).

Los tiempos en que aparecen los máximos de las formas de onda de la deconvolución y la distancia entre receptores fueron utilizados para construir curvas de tiempo de viaje que se muestran en la figura 7. Debido a que los tiempos de viaje de las ondas ascendentes y descendentes son los mismos en ambas direcciones, los lugares geométricos correspondientes se sobreponen en la figura 6. Los tiempo de arribo de las ondas ascendentes definen claramente dos pendientes, que indican la velocidad de ondas de corte; entre la superficie y 20 m de profundidad esta velocidad es de 34 m/s y entre 20 y 40 m de profundidad es de 79 m/s. En general, los tiempo de las ondas ascendentes pueden ser interpolados en las pendientes de estas dos velocidades.

Sneider y Safak (2006) obtienen el factor de calidad Q a partir de la deconvolución de los registros en las distintas profundidades respecto a la base de una estructura rígida. En este caso hemos deconvolucionado el registro a 40 metros de profundidad con respecto al resto, sin lograr obtener una estimación de Q. Esto se debe a que el registro a la profundidad de 40 metros aún se encuentra dentro de la capa arcillosa donde no existe una base rígida que atrape en forma considerable la propagación vertical de la energía. Sin embargo, en la figura 6 se observa que la amplitud de las deconvoluciones decrece con la profundidad. Siguiendo a Aki y Richards (1980), utilizamos la siguiente relación que expresa el decaimiento de la amplitud con la posición para una frecuencia fija y en la que z se refiere a la coordenada vertical:

$$A = A_0 \exp(z\alpha) \quad (1)$$

donde el factor α esta relacionado al factor de calidad Q mediante la siguiente relación:

$$\alpha = \frac{-\omega}{2\beta Q} \quad (2)$$

donde ω es la frecuencia angular y β es la velocidad de ondas de corte.

En esta formulación se asume que la pérdida de amplitud con la distancia de deben a la atenuación intrínseca de los materiales. Para el caso de las arcillas del sitio TXCL, el fenómeno se debe a la disipación de energía durante la propagación vertical de las ondas a la frecuencia de resonancia del subsuelo. Así, dadas las dos pendientes de velocidad (figura 7), estimamos el valor de Q siguiendo la formulación anterior. En la tabla 3 se resumen los resultados obtenidos utilizando la técnica de interferometría sísmica en el arreglo vertical. Los valores de esa tabla son congruentes con los reportados en Stephenson y Lomnitz (2005), Flores-Estrella (2004) y Aguirre *et al.* (2001).

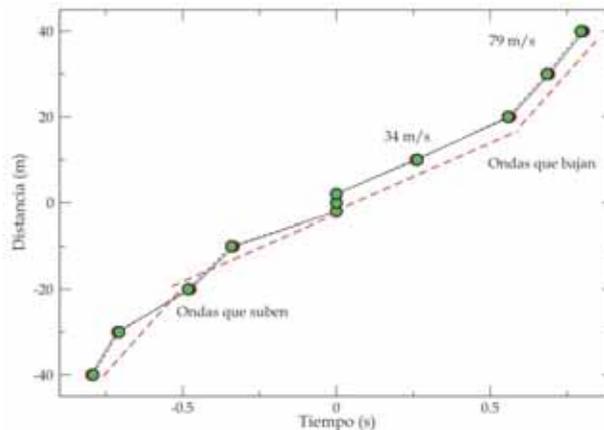


Figura 7. Velocidad de viaje para las ondas ascendentes y descendentes a través de la capa de arcilla lacustre de TXCL, a la izquierda y a la derecha de la gráfica, respectivamente.

Tabla 3. Modelo de velocidades de onda de corte, para el sitio TXCL

Capa	Profundidad (m)	β (m/s)	Q_s
1	20	34	32
2	40	79	27
Semi-espacio	-----	475	10

Con el fin de verificar si este modelo es capaz de reproducir la respuesta de sitio observada (figuras 4 y 5), calculamos la función de transferencia mediante el método de Haskell-Thompson (Aki y Richards, 1980) considerando propagación vertical de ondas SH. En la figura 8 se muestran las comparaciones de la función de transferencia del modelo teórico –representada con una línea negra gruesa– con los cocientes H/V (línea continua delgada) y con los cocientes SSR de los componentes radial y transversal (líneas discontinuas). En esta figura se puede ver que la función de transferencia teórica tiene su frecuencia fundamental en 0.36 Hz, mientras que las funciones empíricas la tienen en 0.37 Hz; los niveles de amplificación estimados teóricamente corresponden más con las amplificaciones relativas al movimiento en la estación Estanzuela. Respecto a los armónicos superiores, el primer armónico de la función teórica corresponde en frecuencias con el definido por los cocientes H/V, mientras que el segundo corresponde con el estimado en los cocientes SSR y su amplitud es más parecida, aunque sigue siendo sobreestimada.

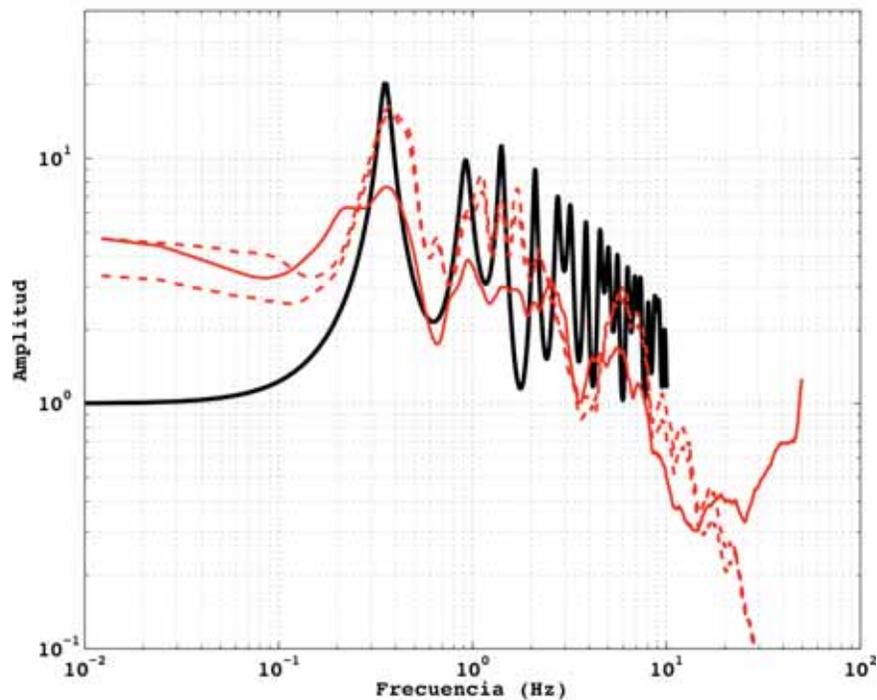


Figura 8. Comparación de las funciones de transferencia observadas (líneas discontinuas y continua delgada) y función de transferencia teórica (línea discontinua más gruesa).

Cálculo de espectros de respuesta de sitio

Con el propósito de contar con una representación de los niveles de aceleración en el sitio de TXCL calculamos el espectro de respuesta de sitio utilizando los ocho eventos de la base de datos (tabla 2) utilizando el programa Detra A4 (Ordaz y Dulché, 2005). En la figura 8 se muestran los espectros de respuesta (promedio de los componentes horizontales) de pseudo-aceleración con 5% de amortiguamiento,

normalizados respecto a la aceleración máxima de cada espectro resultante (PGA) de cada sismo; en esta figura, las líneas discontinuas corresponden con el promedio de los espectros de respuesta de los componentes horizontales de cada uno de los registros de movimientos fuertes en TXCL; la línea continua más gruesa indica el promedio total de los espectros y las líneas continuas más delgadas corresponden con el promedio más y menos una desviación estándar.

En la figura 9 se pueden ver dos bandas con pseudoaceleraciones máximas: la primera entre 0 y 1 s de periodo, con una pseudoaceleración normalizada cercana a 0.6 g y la segunda entre 2 y 3 s de periodo con valores de pseudoaceleración de aproximadamente 0.8 g. Se puede ver que se tienen distintos comportamientos espectrales dependiendo del evento, ya que hay algunos que excitan los modos de propagación en los armónicos en bajos periodos (en la banda de 0 a 1 s de periodo); mientras que hay eventos cuya energía se propaga de manera más eficiente en periodos entre 2 y 3 s.

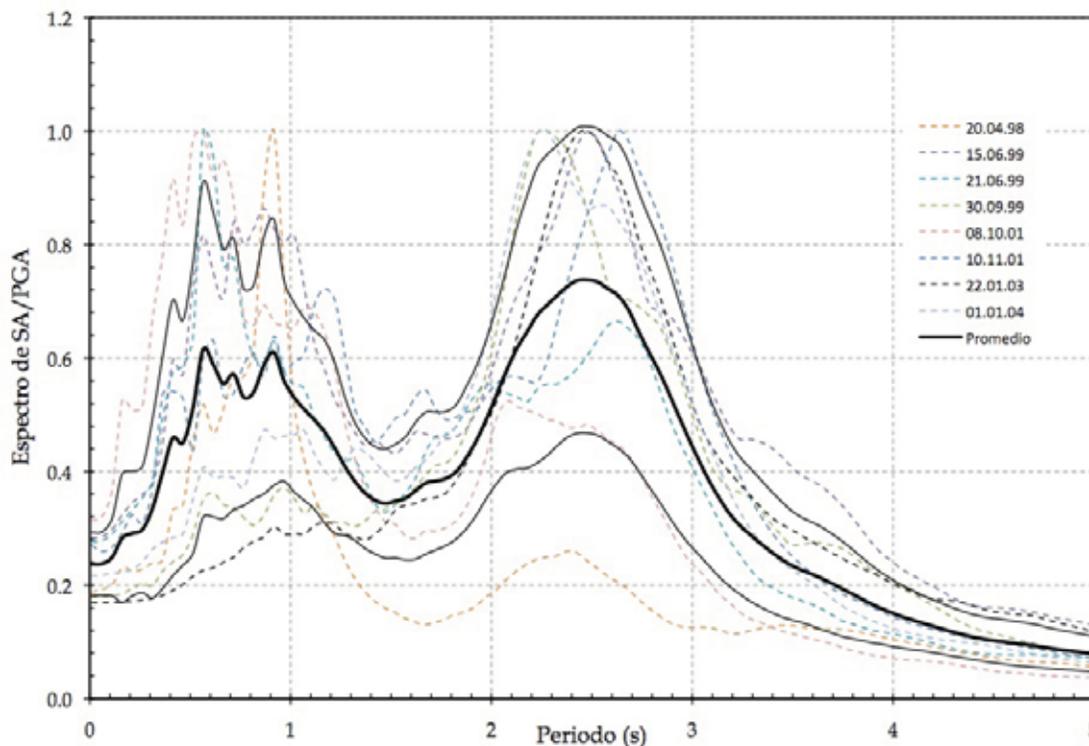


Figura 9. Espectros de pseudoaceleración de sitio normalizados respecto de la PGA de cada evento, con 5% de amortiguamiento. Los máximos se localizan entre 2 y 3 s de periodo.

Conclusiones

La respuesta sísmica del sitio del arreglo Texcoco, obtenida a partir de cocientes espectrales H/V y cocientes espectrales estándar, está dada por una frecuencia fundamental entre 0.37 Hz. Los niveles de amplificación varían entre un factor de 8, para los cocientes espectrales H/V, y cercanos a 17 para los cocientes espectrales estándar.

La obtención del modelo de velocidad de ondas de corte muestra que la estructura del subsuelo es simple y se trata de dos capas con velocidades de ondas de corte de 34 y 79 m/s, respectivamente, sobre un semiespacio a 38 m de profundidad con una velocidad 170 m/s. Utilizando el decaimiento exponencial

de la amplitud del movimiento, obtuvimos valores del factor de atenuación Q que van de 34 a 29 en los primeros 40 m de profundidad. La confrontación de la función de transferencia observada con la obtenida del modelo de velocidad, y sus correspondientes valores de Q, muestra que la respuesta de sitio (la frecuencia fundamental) está dominada por la amplificación dinámica de las capas superficiales.

Finalmente, proponemos un espectro de respuesta de sitio para la zona de estudio. Los valores de pseudoaceleración varían entre 0.6 g para periodos de 0 a 1 s y cercanos a 0.8 g para periodos entre 2 y 3 s.

Agradecimientos

Agradecemos la colaboración del Ing. Mauricio Ayala de la Coordinación de Instrumentación Sísmica del Instituto de Ingeniería de la UNAM, por su apoyo en la recolección de datos y el mantenimiento del arreglo TXCL, durante el periodo de funcionamiento. También agradecemos los comentarios y las críticas del Dr. Sergio Chávez Pérez que enriquecieron este trabajo, en cuanto a su forma y su contenido.

Referencias

- Aki, K. and P. G. Richards (1980). *Quantitative Seismology*, W. H. Freeman.
- Aguirre, J., H. Mijares, E. Briones-Ruiz, H. Flores-Estrella and E. Mares. (2001), “Aplicación de la observación de arreglos de microtemores a estudios geotécnicos mediante el método SPAC”, México, D.F.: Coordinación Editorial, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria.
- Alvarez J., R. E. Chávez, C. Lomnitz (1995). “Shallow SH-refraction survey on Mexico City mud: amplification by wedge effects”, *First Break* No. 13, 471–479.
- Barker, J. S., M. Campillo, F. J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans and S. K. Singh (1996). “Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers”, *Bull of the Seism Soc of Am*, Vol. 86, pp. 1667-1680.
- Beck, J. L. and J. F. Hall (1986). “Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September 19, 1985”, *Geophys Res Lett*, No. 13-6, 593-596.
- Borcherdt, R. D. (1970). “Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 60, 29-61.
- Campillo M., J. C. Gariel, K. Aki and F. J. Sánchez-Sesma (1989). “Destructive strong ground motion in Mexico City: source, path and site effects during the great 1985 Michoacan earthquake”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 79, 1718-1735.
- Cárdenas-Soto, M. and F. J. Chávez-García (2007). “Aplicación de la interferometría sísmica para obtener la respuesta de edificios y depósitos de suelo ante movimientos fuertes”, *XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Ixtapa-Zihuatanejo, Guerrero, México*.
- Cárdenas-Soto, M. and F. J. Chávez-García (2007). “Earthquake ground motion in Mexico City: An analysis of data recorded at Roma Array”, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, No. 27, 475-486.
- Cárdenas-Soto, M., F. J. Chávez-García and A. Gusev (1997), “Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda magnitude data and preliminary modelling”, *Journal of Seismology*, No. 1, pp. 341-355.

- Chávez-García, F. J. and M. Cárdenas-Soto (2002). “The contribution of the built environment to the ‘free-field’ ground motion in Mexico City”, *Soil Dyn. and Earthq. Eng.*, No. 22, 773-780.
- Chávez-García, F. J. and L. Salazar (2002). “Strong motion in Central Mexico: a model on data analysis and simple modeling”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 92, 3087-3101.
- Chávez-García, F. J., J. Ramos Martínez and E. Romero-Jiménez (1995). “Surface-wave dispersion analysis in Mexico City”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 85, 1116-1126.
- Chávez-García F. J. and P. Y. Bard (1994). “Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquake”, *Soil Dyn Earthq Eng*, No. 13, 229–247.
- Chávez-García F. J. and P. Y. Bard (1993) “Gravity waves in Mexico City?” Part I and part II, *Bull Seismol Soc Am*, No. 83, 1637–1675.
- Flores-Estrella, H., S. Yussim and C. Lomnitz (2007). “On the Nature of Regional Seismic Phases – III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Micoacan and the 1994 Copala, Guerrero, México earthquakes”, *Geophys. J. Int.*, No. 135, 1060-1084.
- Flores-Estrella, H. (2004). “Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México”, Tesis de maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM.
- 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 Micoacan and the 1994 Copala, Guerrero, México earthquakes”, *Geophys. J. Int.*, No. 135, 1060-1084.
- Iida, M (1999), “Excitation of high-frequency surface waves with long duration in the Valley of Mexico”, *J of Geophys Res*, Vol. 104, 7329-7345.
- Lay T. and T. C. Wallace (1995). *Modern Global Seismology*. Academic Press.
- Lermo and Chávez-García (1993). “Site effects evaluation using spectral ratios with only one station”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 83, 1574-1594.
- Lomnitz, C., J. Flores, O. Novaro, T. H. Seligman, and R. Esquivel (1999). “Seismic Coupling of Interface Modes in Sedimentary Basins: A Recipe for Disaster”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 89-1, 14-21.
- Lomnitz, C. (1988). Las causas probables de la catástrofe sísmica del 19 de septiembre de 1985. *Ciencia y Desarrollo* No. 14, 82.
- Lomnitz, C. (1990). “Mexico 1985, the case for gravity waves”. *Geophys J Int* No. 102, 569–572.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, 653 pp.
- Malischewsky A, P. G., C. Lomnitz, F. Wuttke and R. Saragoni (2006). “Prograde Rayleigh-wave motion in the valley of Mexico”, *Geofísica Internacional*, No. 45, 149-162.
- Mayoral, J. M., M. P. Romo and L. Osorio (2008). “Seismic parameters characterization at Texcoco lake, Mexico”, *Soil Dyn and Earthq Eng*, No. 28, 507-521.
- Ordaz, M. y C. Montoya-Dulché (2005). Programa Degtra A4.
- Ordaz, M. and S. K. Singh (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.*, No. 82, 24-43.

- Ovando E, A. Ossa and M. P. Romo (2007). “The sinking of Mexico City: its effect on soil properties and seismic response”, *Soil Dyn Earthquake Eng*, No. 27, 333–343.
- Pacheco, F. J. and S. K. Singh. (1995), “Estimation of ground motions in the Valley of Mexico from normal-faulting, intermediate-depth earthquakes in the subducted Cocos plate”, *Earthq Spectra*, No. 11, 233–247.
- Pérez-Cruz, G. (1988), “Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México”. Tesis de Maestría, Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Ramos-Martínez, J, F. J. Chávez García, E. Romero Jiménez, J. L. Rodríguez-Zúñiga and J. M. Gómez González (1997), “Site effects in Mexico City; constraints from surface wave inversion of shallow refraction data”, *J Appl Geophys*, No. 36, 157–65.
- RCDF (2004). “Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal”, *Administración Pública del Distrito Federal, Jefatura de Gobierno*, Normas Técnicas Complementarias para el Diseño por Sismos, México.
- Roullé, A. and F. J. Chávez García (1997). “Comparison of three methods to study the wavefield in the Valley of Mexico using data from dense arrays”, *J Appl Geophys*, No. 36, 157–65.
- Singh, S. K., R. Quaas, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres and R. Vasquez (1995). “Is there truly a “hard” rock site in the Valley of Mexico?”, *Geophys Res Lett* No. 22, 481–484.
- Singh, S. K. and M. Ordaz (1993). “On the origin of long coda observed in the lake-bed strong motion records of Mexico City”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 83, 1298-1306.
- Singh, S. K., E. Mena and R. Castro (1988). “Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September 1985 Michoacan, Mexico earthquakes”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 78, 451-477.
- Sneider, R. and E. Safak (2006). “Extracting the Building Response using Seismic Interferometry: Theory an Application to the Millikan Library in Pasadena, California”, *Bull. Seism. Soc. Am.*, No. 96, 586-598.
- Stephenson, W. and C. Lomnitz (2005). “Shear-Wave Velocity Profile at the Texcoco Strong-Motion Array Site, Valley of Mexico”; *Geofísica Internacional*, No. 44, 1, 3-10.
- Stephenson, W., C. Lomnitz and H. Flores-Estrella (2005). “Late resonant response at Texcoco, Valley of Mexico, during distant earthquakes”; *Soil Dyn and Earthq Eng*, No. 26, 791-79

Seismic response of the Mexico City Basin: A review of twenty years of research

Hortencia Flores-Estrella · Sergio Yussim ·
Cinna Lomnitz

Received: 5 August 2005 / Accepted: 14 March 2006 /
Published online: 17 October 2006
© Springer Science+Business Media B.V. 2006

Abstract Mexico City, political and economic center of Mexico, was founded in a lake, at more than 2000 m above sea level. The lacustrine mud under the downtown area is associated with high seismic risk. Twenty years after the destructive 1985 earthquake ($M_s = 8.1$) we review published research on seismic response in the Mexico Basin, especially seismic and microtremor studies on soft ground and the influence of the seismic response of lake mud on damage.

Keywords Mexico Basin · Seismic response · Review

Introduction

Mexico City is located in a unique geological and structural setting, on a volcanic high plateau at about 2240 m above sea level, bounded by volcanic sierras, alluvial fans and plains. The deep basement is faulted and folded, and these structural features may contribute to the basin seismic response. The plateau is located within the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a complex Tertiary and Quaternary feature which crosses the country from the Pacific to the Atlantic Oceans. The region is subject to natural hazards such as floods, volcanic eruptions, and earthquakes. The 1985 earthquake was the worst seismic disaster in Mexican history.

Numerous studies have been published on the 1985 disaster. After 20 years an attempt to summarize critically some of the contributions and achievements in the field may be timely. For example, much pioneering work has been done on site effects. However,

H. Flores-Estrella (✉) · Cinna Lomnitz
Departamento de Sismología, Instituto de Geofísica, UNAM. Circuito Interior, Ciudad Universitaria,
04510 Ciudad de México, México
e-mail: hflorese@ollin.igeofcu.unam.mx

S. Yussim
Colegio de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras, UNAM. Circuito Interior, Ciudad Universitaria,
Ciudad de México, México

interdisciplinary studies have been rare, and few authors have addressed the fundamental questions raised by the possibility that linear analysis fails to do justice to all observations. On the whole, scientific knowledge of earthquake hazard in the Mexico Basin has increased significantly, and important insights have been gained into damage causation. We believe that some of these insights may be of more than local interest. A contextualized discussion of the data and the results follows.

Geological setting

The Mexico Basin is a closed watershed which covers an area of 9600 km² between 19°22' and 19°30' N and between 98°47' and 98°51' W (Birkle et al. 1998). Near the northern edge of the Pleistocene lake are the ruins of the ancient settlement of Teotihuacan, and its famous pyramids; to the south the Lake abuts on the Chichinautzin Range, containing about 120 cinder cones. Two tall volcanoes, Popocatepetl (5300 m.a.s.l.) and Iztaccihuatl, bar the exit to the east; and the eroded tuffs of Las Cruces Hills make up a barrier to the Valley of Toluca to the west (Fig. 1) (Tapia-Varela and Lopez-Blanco 2002). The long axis of the Valley measures over 100 km in the NNE-SSW direction. The transverse width is roughly 30 km on average.

The Mexico Basin is clearly of volcanic origin, but the sequence of events which originated it is controversial. The Cretaceous basement is a sequence of Mid-Albian to Early Cenomanian limestones known as the Morelos Formation because of extensive outcrops south of the TMVB in the State of Morelos. The limestones are discordantly overlain by 2 km of Cenozoic to Quaternary volcanic rocks, plus some alluvial, fluvial and lacustrine deposits (Vazquez-Sanchez and Jaimes-Palomera 1989). What little is known of their stratigraphy has been obtained from deep boreholes (Fig. 2) drilled by PEMEX below the valley floor after the 1985 earthquake (Perez-Cruz 1988). The Cretaceous basement was encountered at 1550 m (Mixhuca-1 borehole) and 2100 m depth (Tulyehualco-1

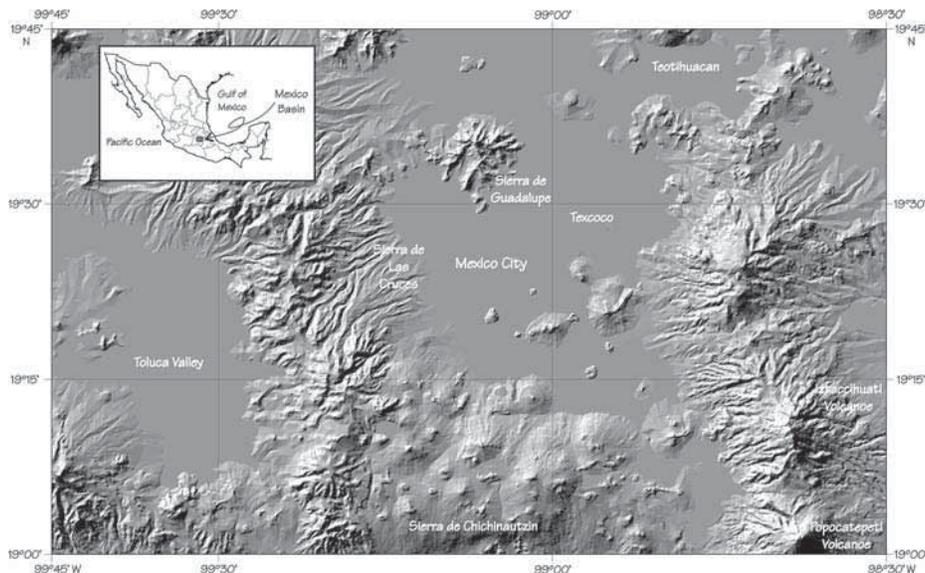


Fig. 1 Location of the Mexico Basin and its digital elevation model (Modified from Instituto Nacional de Geografica e Informatica, INEGI)

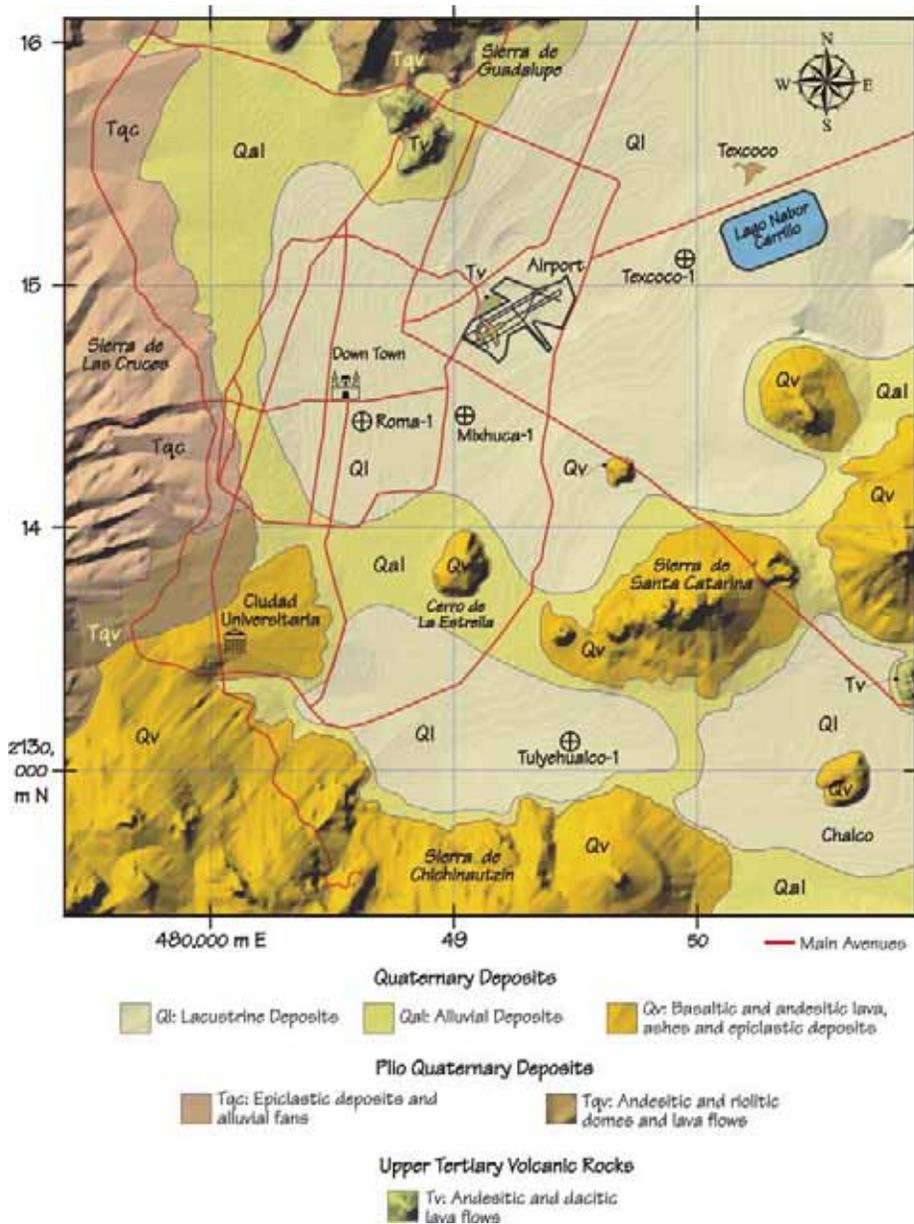


Fig. 2 Digital elevation model and Mexico Basin geology showing the boreholes made by PEMEX in 1988 (Flores-Estrella 2004)

borehole). Late Cenomanian to Late Turonian deposits bear witness to the withdrawal of the Cretaceous sea (El Doctor bank facies and Cuautla bank and beach facies). More to the south, the flysch sequence of Mezcala Formation may have been deposited during the early part of the Laramide orogeny.

The Cretaceous-Cenozoic unconformity can be traced to the end of the Laramide orogeny. As tectonic activity subsided, the continental Balsas to the south of the basin, and

the El Morro sediments to the north, were emplaced. Some alkaline basalts from fissure eruptions were also erupted at this time. The Texcoco-1 well (Fig. 2) traversed an 85 m section of El Morro conglomerates associated with evaporites and clays at 1980 m depth, suggesting local depressions associated with extensional tectonics during the upper Eocene.

In Late and Mid Miocene the basin developed a system of conjugate fractures. Some calc-alkaline lavas (andesites and rhyodacites to dacites) may be traced to a volcanic arc in the Mid-Tertiary. Spectacular Late Miocene conglomerates of the Tepoztlan Formation form the southern edge of the Belt. So do calc-alkaline surge-and-flow pyroclastics, lava flows, and andesitic, basaltic to dacitic domes. In the Plio-Quaternary some alkaline to calc-alkaline basalts were emplaced. In the Quaternary we find abundant activity including the basalts, basaltic andesites and calc-alkaline andesites of the active Popocatepetl chain east of the basin, the Tarango complex in Las Cruces Hills to the west, and alluvial fans and lahar flows interspersed with pumice layers, ashes, paleosoils, gravels and sands.

Pleistocene and Holocene cinder cones may be observed all over the valley, especially in the Chichinautzin barrier between Mexico City and Cuernavaca. The most recent cone is Xitle, from the 4th century AD. Its lava flow covers the UNAM campus, Ciudad Universitaria (Fig. 2).

Plio-Quaternary drainage was controlled by normal faults and lava flows, as well as by flood control works which span more than 500 years, from King Nezahualcoyotl to present. Alluvial deposits are believed to attain a thickness of 500 m near the center of the basin. The alluvial fill includes highly organic clays, tuffs, loess, swamp deposits and travertine (Fig. 2).

Airborne ash deposits related to caldera eruptions as well as to Popocatepetl and Chichinautzin activity fell to the bottom of the lake, which extended originally from Zumpango to Chalco and from Texcoco to Chapultepec. Soft lake sediments average a thickness of 30 m but a detailed survey of the mud layer has yet to be carried out. The clays have been described as bentonitic and montmorillonitic, and contain calcite, diatomites, ostracodes and other organic materials, and ash. Some authors have insisted that much of the lake-bottom material could be described as an alginite or a sapropel. To the southeast of the basin the pyroclastics and lavas were mixed with organic material and beach sand, tuff and paleosoils (Fig. 2).

Mexico City

A foundational myth relates that Huitzilopochtli, the chief tribal deity of the Aztecs (also called Mexicas) ordered priest Cuautlequetzqui-Tenoch to kill his nephew Copil and to throw his heart into the lake. “*When a nopal cactus grows and when an eagle is eating a snake on it, that will be the omen for you to found there the Great City of Tenochtitlan*” (Fig. 3).

The Mexicas were nomads said to have originated from Aztlan. They were the last major wave of migrants to reach the lake shore. Eventually they settled on an island in the lake, and they lived initially from fishing and gathering. The Mexica discovered chinampa agriculture, which consisted in building square fields around the edge of the lake by hauling up the fertile mud from the bottom. They also built four levees or causeways to the shore. Mexico City, then named Tenochtitlan, was said to have been founded in 1325. The choice of an island site proved strategically sound as it could only be attacked from the water.

The Mexicas, or Aztecs, had borrowed their lake-centered culture from earlier settlers (Fig. 3). Around 1440–1450 King Nezahualcoyotl built a dike or palisade to separate the brackish water of Texcoco Lake from the fresh water coming down from Xochimilco and



Fig. 3 The Mexico Basin Lakes as the Spanish found them in 1392 (D. D. F. 1975). These days, there is only a small lake near Xochimilco, which is a natural reserve

Chapultepec. This dike was 12 km long and 20 m thick. He also built Chapultepec Aqueduct to provide fresh water to the city (Serra Puche, in Kumate and Mazari 1990).

After the Spanish conquest, in 1521, the Aztec city was razed and the colonial capital was founded in the same location. Mexica constructions were used as sources of building materials. Floods and epidemics suggested a need to drain the lakes and this long effort began near 1524. In 1607 Enrico Martinez designed a channel and tunnel at Nochistongo to deviate the course of Cuauhtitlan River to the north. Because of continuing disastrous floods, in 1629 King Charles IV ordered to move the capital elsewhere, but the settlers

refused to move (A. Jaime, in Kumate and Mazari 1990). As late as 1855, 24 years after Independence, the argument continued: *It was a mistake to found the city here, as there were better places two or three leagues (about 10–15 km) away... The city is in great danger. Most problems are due to the site where the city was founded. Poor foundations and crumbling buildings cannot be helped unless the city is moved* (DDF 1975).

Eventually the lakes were almost completely drained, yet in 1951 Mexico City was flooded again. In 1967 a costly system of deep drainage tunnels began to be constructed. It was finished in 1975. This solved the problem of recurrent floods but it also contributed to desertification and ground subsidence because large amounts of ground water flowed into the tunnels. The more the lake was drained, the more the city extended on the former lake bed. Tall structures were built on saturated clays, thus changing the ground response to seismic waves and increasing the seismic risk in some areas of the city.

Earthquake hazard and seismic response

Mexico City is threatened by earthquakes from several directions. The Acambay Fault System in the TMVB can produce earthquakes of magnitude around 7 at a distance of 100 km west of Mexico City. Local earthquakes within the basin may reach magnitudes of around 4, but they are not known to produce significant damage.

The major source of earthquake hazard to Mexico City is the subduction zone of the Pacific Ocean, where the Cocos plate subducts the North America plate. Historically there have been earthquakes as large as 8.2 in the subduction zone. Some have caused severe damage in Mexico City, even though the epicentral distance is greater than 250 km. The exact mechanism of causation remains controversial. Apparently a combination of frequency content and regional geological and structural features can produce huge amplifications and very long time durations in downtown Mexico City. The subduction zone also features earthquakes at intermediate depth (up to 120 km) with epicenters extending inland as far as Veracruz.

Early studies of the Mexico Basin seismic response began around 1950. Large amplifications observed during earlier earthquakes led Emilio Rosenblueth to conclude that most of the hazard was due to the presence of the lake bed. An influential seismic zoning scheme was proposed by Marsal and Mazari (1969). They based their seismic zoning on gravity data, boreholes and surveys. The basin was divided into three main zones: the Hill Zone, where tuffs dominated; the Transition Zone, formed by alluvial fans at the base of the hills; and the Lake Zone, corresponding to the soft lake beds. Unfortunately, the authors failed to correlate detailed surface geology with seismic zoning because of the lack of reliable geographic and geological references. Maps in current use appear to contain errors that can be corrected by more detailed geology from recent works.

Figure 4 shows a digital elevation model which contains our zoning proposal, modified from Marsal and Mazari (1969). This proposal is based on field geology. Soil conditions in the Transition Zone are extremely variable, but some zoning information may be obtained from seismic records and from recent gravity surveys (Diaz Molina et al. 2004).

The 1985 earthquake

On 19 and 21 September 1985 two destructive earthquakes with magnitudes $M_S = 8.1$ and 7.5 occurred off the Pacific coast of Michoacan. The main event on 19 September at 13:19 UTC (7:19 a.m. local time) consisted of two subevents with an interval of 26 s. Peak

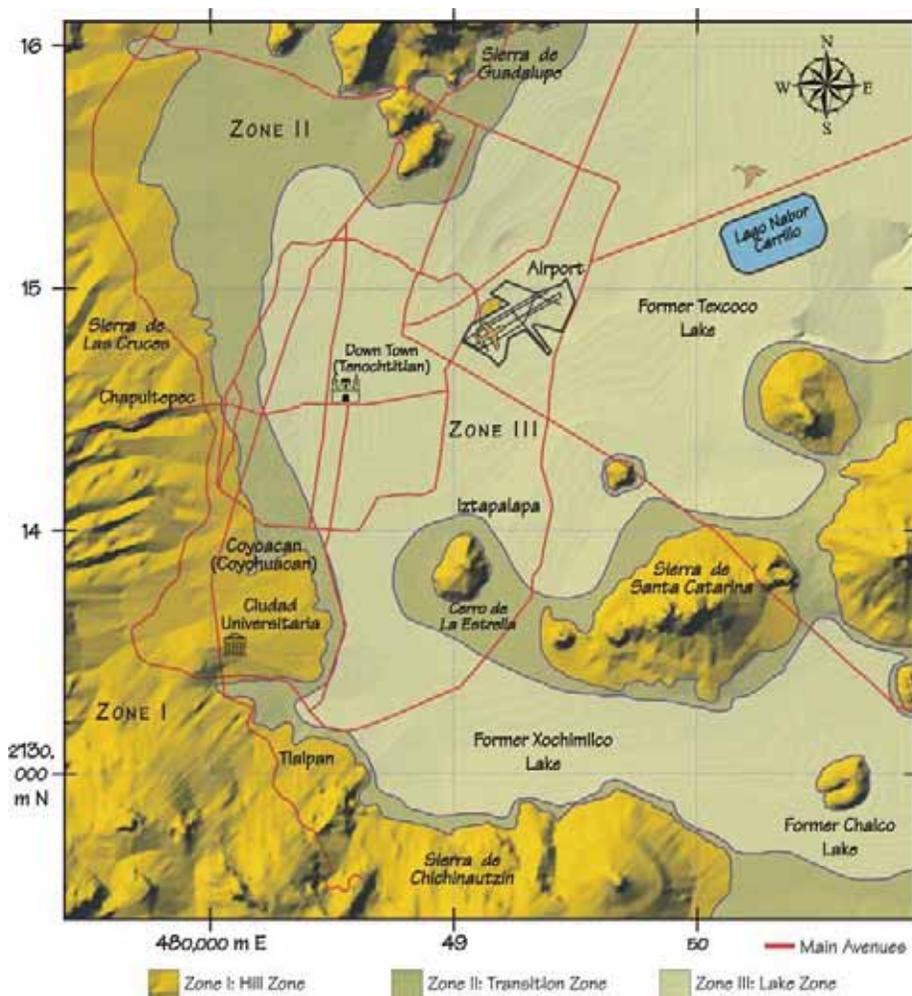


Fig. 4 Digital elevation model and Mexico Basin Seismic zoning (Flores-Estrella 2004)

acceleration at 20 km from the epicenter was about 0.2 g (Chavez-Garcia and Bard 1994) and there was little damage. A small tsunami was recorded. Casualties in the epicentral area were low (Lomnitz and Castaños 1985).

However, in Mexico City, nearly 400 km away, maximum accelerations exceeded those in the epicentral area. More than 350 buildings collapsed. Accurate estimations of human losses remain unavailable. In the days after the earthquake the authorities reported dozens of human losses (Documentos Extemporáneos 1985). Some estimates placed the dead toll at over 10,000 (*ibid*, Perez-Rocha et al. 1987; Meli 2002), and some went as high as 30,000 (Press and Siever 1998). Around 300,000 people were injured (Beck and Hall 1986). This disaster triggered important political and social changes in Mexico.

Local and visiting experts suggested that the disaster might have been magnified by the population explosion in Mexico City. However, most of the population increase was in the less damaged districts (Lomnitz 1988). Severe damage occurred in engineered reinforced-concrete high-rise buildings between 7 and 18 stories. A major factor of damage was the

presence of lacustrine clays in Area III of the local building code, the so called Lake Zone (Fig. 4).

However, the large magnitude of the event must have played a significant role. The earthquake was the second largest in Mexico during the 20th century (Singh et al. 1988a). The amount of released energy was anomalously high (Singh et al. *ibid*; Singh et al. 1987; Castro et al. 1988). The energy rose to twice its average value at frequencies near 0.5 Hz. As the natural frequency of the clay layer was between 0.2 and 0.7 Hz, the ground motion was strongly amplified. Campillo et al. (1988) found that most of the energy propagated from the epicenter at periods near 3 s in the regional phase Lg, which is quite efficient between the subduction zone and Mexico City. On the other hand, Houston and Kanamori (1986) found that the source spectra actually decreased between 1 and 10 s periods. If so, the waves with period near 2.5 s, which caused most of the damage in the basin, could not be attributed to source effects.

The 1985 Mexico earthquake attracted international attention because this amount of damage had never been observed at more than 300 km from an epicenter. The 1985 records showed extremely large amplifications and durations of strong motion of up to 5 min in the Lake Zone.

Even before 1985 it was accepted that most of the damage would happen in the Lake Zone, according to the zoning proposed by Marsal and Mazari (1969), but many experts believed that soft soil might attenuate the amplitude of seismic waves. The Mexico City Building Code was considered one of the safest in the world. It predicted that the clays in the Lake Zone could cause large amplifications. Yet, the 1985 earthquake exceeded the most pessimistic predictions.

The Mexican scientific community basically agreed on the importance of the lacustrine clay as the cause of the disaster. This organic clay layer has a water content near 90%, a specific gravity of 1.2 and shear velocities of about 50 m/s. It is deposited on top of volcanic ash (Alvarez et al. 1995). The upper 5–10 m of the mud layer feature important local variations. In the Texcoco area the water was brackish, and in Xochimilco it was fresh. Poisson's ratio of the clays is close to 0.5, as in water. Mexico Basin clay is 5–10 times more compressible than non-organic clays (A. Jaime, in Kumate and Mazari 1990).

The spectral amplification in the Lake Zone relative to the Hill Zone was around 50 (Singh et al. 1988a). Eventually Ordaz and Singh (1992), Singh et al. (1995) and Pacheco and Singh (1995) discovered that so-called *firm soils* in University Campus, in the Hill Zone, had amplifications of 10 times relative to hill sites outside the basin. In principle this might be interpreted as an overall amplification of 100–500 times as referred to rock sites near the coast.

The duration of ground motion in the Lake Zone was several times larger than it was in the Hill Zone (Singh and Ordaz 1993; Chavez-Garcia and Bard 1994; Chavez-Garcia et al. 1995). The felt strong ground motion lasted for up to 5 min. Initially Singh et al. (1988a, b), Sanchez-Sesma et al. (1988) and Mena et al. (1987) agreed that there had been nonlinear behavior at selected sites, such as the Central de Abastos stations (CDAO and CDAF). This was attributed to high water content and strains of up to 2%. But later the nonlinearity of soil response was dismissed (Chavez-Garcia and Bard 1994) though it was recognized that records from these stations cannot be obtained by linear amplification using records on hard ground, such as CU, as input (Lomnitz 1988).

Twenty years after the disaster, there is still no general agreement about the mechanism of seismic response of the Mexico City Basin. In the following we attempt to summarize the controversy on the subject, and we comment on some relevant aspects of damage causation.

The different approaches

Soon after the 1985 earthquake PEMEX Corporation drilled some boreholes in the Valley of Mexico in order to provide needed knowledge about the basin stratigraphy (Perez-Cruz 1988). The results were somewhat disappointing, as PEMEX had little experience in shallow exploration. The cores and their interpretations were rather poor. Still, the results do provide some direct information on the deep materials and the geological structures that may affect the seismic response.

Other teams focused on mathematical modeling of the seismic response. Because of the high impedance contrast between the deep sediments and the clay layer, the early attempts were based on one-dimensional (1D) models using vertically incident SH waves (Chavez-Garcia and Bard 1994). It was found that such simple models would not adequately reproduce the observations, and two-dimensional (2D) models began to be introduced.

Seismic records and microtremor spectral ratios were also used to construct maps of dominant periods and to estimate relative amplifications. These results were intended to improve the zoning scheme to be included in the new 1987 version of the Mexico City Building Code, and subsequent versions.

The PEMEX survey

A Vibroseis survey was conducted by PEMEX over much of the Mexico City urban area in order to obtain a geological model for the basin in terms of its lithology, stratigraphy and structure. The entire explored area was paved. During 1986 and 1987 these geophysical studies also included four boreholes, a resistivity geoelectrical survey and some reflection and refraction seismology (Perez-Cruz 1988).

Perez-Cruz (1988) proposed that the deepest sediments are located in four areas: downtown, south of the airport, in the Texcoco Lake bed and in the Xochimilco-Chalco Lake. Those were also the areas of highest earthquake damage. The seismic sections and boreholes suggested the presence of a horst under the downtown area of the city. Unstable areas were presumed to be located near inferred normal faults with a 30–90 m displacement. These interpretations were not based on surface data but on Vibroseis records (Fig. 5).

A most unusual result from this work was the inference of a large underground horst near Mixhuca. The evidence was a difference in the depths to basement of the Mixhuca-1 and Roma-1 wells, plus interpretations from gravity surveys (Perez-Cruz 1988; Diaz-Molina et al. 2004). This so-called Mixhuca Fault has not yet been confirmed from surface geology. If it exists it could contribute significantly to the amplification and duration of ground motion.

The PEMEX survey provided little substantial information about the shallow layer, but some of the evidence on deep structure could be an important factor affecting the basin seismic response. Thus the basin might possibly be segmented into smaller basins. If so, the 3D behavior of the valley floor might be important (Kawase and Aki 1989).

One-dimensional modeling

An early 1D model was presented by Seed et al. (1988). They considered vertically incident SH waves. Soil properties were obtained from surveys and from seismic records, assuming a rigid basement. This model provided good agreement with the observed response spectra (Chavez-Garcia and Bard 1994).

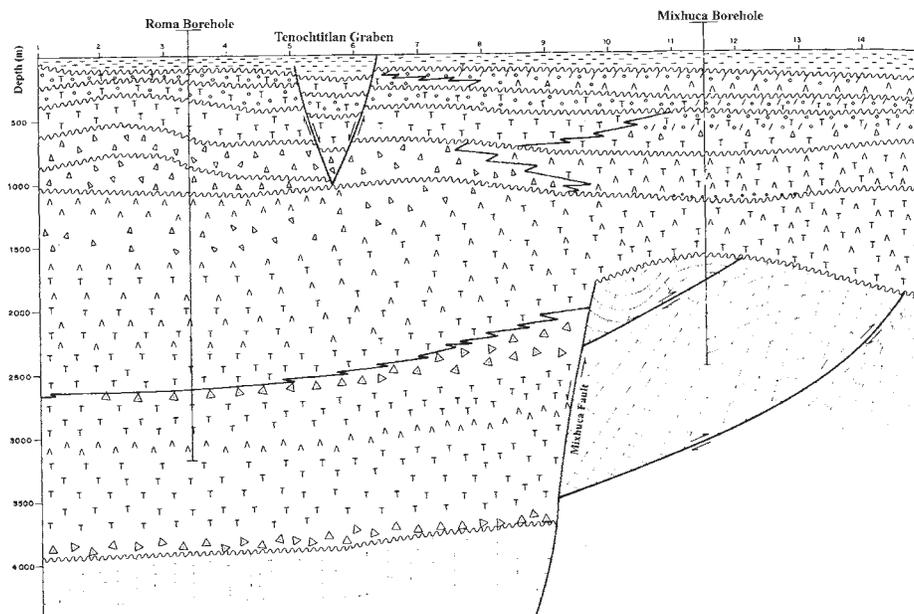


Fig. 5 Mixhuca Fault as first interpreted by PEMEX boreholes (Perez-Cruz 1988). Recently it has been confirmed by gravity data (Diaz-Molina 2004). This structure would affect the basin seismic response.

The model was questioned by Sanchez-Sesma et al. (1988) and by Kawase and Aki (1989), who compared the results with transfer functions from Lake Zone sites. They argued that response spectra with 5% damping did not reflect the true motion when duration is an important factor (Chavez-Garcia and Bard 1994).

Singh and Ordaz (1993) showed that 1D propagators did reproduce well the observed records in the Lake Zone, using Hill Zone records as sources. They argued that the long coda in the Hill Zone might be due to multipathing from the epicentral region. However, these authors didn't consider feedback from the Lake into the Hill Zone. Chavez-Garcia and Bard (1993, 1994) showed that 1D propagators failed to account for realistic durations when compared to a 2D model that included a clay layer on top of the sediments. Evidently there was not enough information about the shallow and deep structure of the basin. Evidence for multipathing was not confirmed (Barker et al. 1996).

The use of 1D models has shown that either there is a good fit in the frequency domain and the computed time duration is too short and the amplitude is too large; or, the damped response spectra are fitted and the transfer functions turn out to be too small. Thus, 1D modeling fails to reproduce the signal in the time domain when the Hill Zone is included: only the Lake Zone amplification relative to the Hill Zone can be modeled. Bard et al. (1988), Barker et al. (1996), Sanchez-Sesma et al. (1988), Mena et al. (1987), Kawase and Aki (1989), Sanchez-Sesma et al. (1993), Chavez-Garcia and Bard (1994), Ramos-Martinez et al. (1997), Chavez-Garcia and Salazar (2002) and others agree that 1D modeling is inadequate because lateral heterogeneities can only be taken into account by 2D modeling.

Two-dimensional modeling

Two-dimensional basin models attempt to simulate the observed long durations in the Lake Zone by assuming lateral heterogeneities associated with the boundaries of the basin, or

with the stratigraphy of the clay layer (Chavez-Garcia and Bard 1994). The main problem is a lack of information on deep and shallow structure and on the geology (Alvarez et al. 1995; Bard et al. 1988; Bravo et al. 1987; Calderon et al. 1991; Chavez-Garcia and Bard 1994; Chavez-Perez 1993; Kawase and Aki 1989; Chavez-Garcia and Salazar 2002). Also, the stratigraphy is quite variable in some areas and may change abruptly from place to place. Even the depth of the shallow “hard layer” of volcanic origin is not uniform.

However, 2D models can provide important information about the seismic behavior and about the structures around the basin. Chavez-Garcia and Bard (1994) proposed two modeling mechanisms: one with gravity waves propagating into a soft layer, and another with surface wave generation at the basin edges.

About the first mechanism, Lomnitz (1988, 1990) and Alvarez et al. (1995) suggested that Rayleigh waves in a sedimentary layer can turn prograde, and the particle motion becomes practically horizontal at periods larger than 1 s. This might apply to surface waves recorded in the 1985 earthquake. The transition from retrograde to prograde, and from vertical to horizontal particle motion was suggested as representing a transitional behavior from an elastic to a gravity wave similar to those found in a fluid layer. However, Chavez-Garcia and Bard (1994) concluded that gravity waves are not important in long durations.

Horizontal resonance of P waves was proposed by Flores et al. (1987) and Mateos et al. (1993). These authors proposed an S-to-P conversion at the base of the clay layer. The resulting P wave would propagate horizontally, resonate laterally, and be trapped in a wave guide by horizontal P wave reflections at the basin edges. Chavez-Garcia and Bard (1994) objected that lateral resonance implied very low frequencies and unrealistic velocities. More realistic velocities would have to generate Rayleigh waves at frequencies near 0.2 Hz.

Sanchez-Sesma et al. (1988), Bard et al. (1988), Kawase and Aki (1989), Calderon et al. (1991) and Chavez-Perez et al. (1992) suggest that long durations might be due to surface wave generation at the basin edge. Two-dimensional models with a clay layer over a parabolic deep basin with incidence of SH waves were successfully considered.

Kawase and Aki (1989) considered SV wave incidence and concluded that the basin behaved like a 3D structure. However, these authors assumed a very high velocity of 250 m/s at the surface and failed to introduce anelastic attenuation. They suggested that long durations may be due to lateral heterogeneities, and possibly to the presence of many small basins. Fundamental frequency and amplification would depend on the number of layers and on the geometry.

Chavez-Garcia and Bard (1994) also considered 2D modeling with SV wave incidence for a smaller basin. They found that surface wave generation from lateral heterogeneities is not responsible for the long duration. They attributed Rayleigh and Love waves generated at the basin edges to the interaction of guided waves with deep sediments and surface clay layers (Chavez-Garcia et al. 1995). However, these waves would be rapidly attenuated, and long durations should rather be attributed to small scale heterogeneities in the shallow layers.

Lateral propagation should be rapidly destroyed by lateral heterogeneities; even when there is a long coda, the amplitude is small. Also, long durations, if attributed to local geology, should be linear in their effects, which is not always the case (Aki 1981; Turcotte 1997). Lomnitz et al. (1999) proposed that long durations might be due to coupling between P and Rayleigh waves, which would produce a wave similar to an Airy phase propagating efficiently with little attenuation. However, some authors have shown that monochromatic wave trains can be attributed to fundamental-mode Rayleigh waves (Shapiro et al. 2001; Chavez-Garcia and Salazar 2002; Iida and Kawase 2004).

Surface waves and the TMVB influence

Several authors (Singh and Ordaz 1993; Singh et al. 1988b; Ordaz and Singh 1992; Chavez-Garcia et al. 1995; Shapiro et al. 1997; Furumura and Kennett 1998; Iida and Kawase 2004) suggested that long durations may be attributed to dispersion and multipathing between the source and the basin. The origin of such effects might lie beyond the basin, in the TMVB. Shapiro et al. (1997) showed that a low-velocity layer under the TMVB could cause regional amplification in the 8–10 s interval, and increase the signal duration by surface wave dispersion as predicted by Singh et al. (1995). Moreover, Furumura and Kennett (1998) showed the importance of the position of the TMVB, and they established a relation between irregular crust structure and the incident field at the Mexico Basin. These authors did not include the basin seismic response in their analysis. More recently, Iida and Kawase (2004) found that the TMVB causes amplification of S waves and produces a large amplification of ground motion in the basin.

However, the TMVB also reduces seismic risk for frequencies above 0.1 Hz, as shown by Shapiro et al. (2000). The roots of Popocatepetl Volcano might attenuate these frequencies, which had not been important in seismic risk estimation. Thus intraplate events could cause important damage at frequencies larger than 1 Hz.

Chavez-Garcia et al. (1995) showed that radial and transverse components are formed by Rayleigh and Love fundamental modes, and the vertical component contains the fundamental Rayleigh mode. However, Shapiro et al. (2001) showed that for the Lake Zone, the maximum H/V ratio near 0.4 Hz corresponds to the first higher Rayleigh mode, not the fundamental mode. Vertical borehole displacements in the range of 0–100 m do not decay as fast as expected, and the phase velocity for periods near 2.5 s seems too fast for the fundamental mode. On the other hand, Iida and Kawase (2004) found that the ground motion in the Lake Zone is a combination of P, S, Love and Rayleigh waves; thus even when there are fundamental Rayleigh modes, the Love fundamental modes are dominant. All these findings might not be mutually exclusive, since Shapiro et al. (2001) had assumed a deep structure (50 km) with a shallow soft layer while Iida and Kawase (2004) had considered an intermediate configuration of 1 km with a full shallow structure. Some authors also suggested that surface waves in the soft layer might be more amplified than S waves, and that the vertical amplifications could be influenced by the shallow soft sediment structure.

Iida and Kawase (2004), Shapiro et al. (2001) and Chavez-Garcia and Salazar (2002) suggested that Rayleigh wave higher modes result from the interaction between the deep structure (~2 km) and the shallow sediments. Surface waves would be guided by the basin deep structure and by the shallow clay layer, producing large amplitudes. According to Iida and Kawase (2004) this effect is due to Lake Zone attenuation so that surface waves cannot propagate close to the surface. However, these authors also showed that it is possible to find surface waves propagating locally in the shallow layers.

Spectral ratios

Definitely, the structure and the geology of Mexico Basin are poorly known. Yet spectral ratios from seismic records can be useful to define fundamental frequencies for Lake and Transition Zones relative to the Hill Zone (CU). While the CU station has an important site effect (Singh et al. 1988, 1995; Ordaz and Singh 1992; Pacheco and Singh 1995), it is still possible to estimate relative amplifications. For spectral ratios relative to an averaged Hill Zone effect, the variations are less than in the case when only one station is used (Reinoso

and Ordaz 1999). It might be best to use records from the North Hill Zone (which has the oldest lithology), as it also has the lowest amplitudes within the basin (Montalvo-Arrieta et al. 2002). One problem in the North Hill Zone is the poor data, both as to quantity and quality—which is less of a problem at CU.

Ordaz and Singh (1992), Singh et al. (1995), Barker et al. (1996) and Reinoso and Ordaz (1999) have reported large amplifications (~10) in the South Hill area, at least for some shallow earthquakes, and this might be caused by shallow low velocity layers.

Microtremor studies

Soon after the 1985 earthquakes there were surveys using microtremor research (Lermo et al. 1988) with spectral ratios relative to CU. Fundamental periods were the same as those obtained from earthquake records. The best-known result of these studies was a map of period contours in the Mexico Basin.

Other microtremor recordings used the single-station method (Nakamura 1989) to estimate the site natural period (Lermo and Chavez-Garcia 1994). Again the results were good. They were very similar to those obtained from spectral ratios relative to CU; however, they did not provide any good information on amplification, which is underestimated.

Flores-Estrella (2004) analyzed microtremor recordings with the SPAC method (Aki 1957) using Rayleigh wave dispersion. She obtained appropriate velocity models for CU (in the Hill Zone) and for Texcoco (in the Lake Zone, Fig. 4). This methodology can be more useful, as it estimates soil properties and not just a fundamental frequency. A combination of both techniques with spectral ratios and dispersion analysis could lead to a more detailed velocity profile (Jochen Zschau, personal communication) as the wave characteristics and the depth of microtremors require a more detailed analysis.

Microtremor recordings have also been useful in estimating how soil-structure interaction affects seismic wave generation within the basin. Chavez-Garcia and Cardenas (2002) have concluded that surface waves generated by soil-structure interaction must have a very long period, and might be guided by the basin deep structure, and could be relevant in terms of seismic risk.

Conclusions and recommendations

Whether Mexico City was founded in the middle of a lake for religious or military reasons, the city has been in the same location since well before Spanish conquest. The location in a closed depression (“valley” might be a misnomer) caused many problems, including enormous difficulties in providing water supply, misconceived attempts to drain the lake, terrain subsidence, and earthquake risk associated to the clay layer and to the basin structure. Yet Mexico City remains the political and economic center of the country.

After the 1985 seismic disaster, basin site effects were realized to be important. The 1985 records revealed huge amplifications and long durations in the downtown area, and nonlinear behavior was observed at some stations in the Lake Zone.

For 20 years a number of different research groups have analyzed the seismic records, the geological materials in the basin, the possible models, the influence of the TMVB, surface wave generation and propagation, the role of the path between the source and the basin, and the information that has been obtained. Surprisingly, the convergence has been slow. One basic problem was the virtual absence of reliable information on the geology

and the deep and shallow structures, and the lack of a common time base for the Mexico Valley Strong-Motion Network. Other problems are: the large basin dimensions, the low velocity in the surface clay layer, and the tectonic features of the country and the basin, which produce regional and local amplifications.

However, there is a feeling that conclusions on the basin seismic response are slowly moving in the direction of a consensus. A more interdisciplinary approach would contribute substantially to improve knowledge about the basin, its origin, its geology, its tectonic setting, its soils, its nonlinear phenomena, its mathematical modeling and its general configuration. This will also help in understanding the causes of distant earthquake damage and the amplification at regional distances (Hough et al. 2002).

Seismic records taken in the nature reserve of Texcoco Lake, which features the same lacustrine clays as under the urban areas of Mexico City, should help us understand seismic wave propagation, phases and particle motion. New techniques of microtremor analysis can help to understand the velocity structure with little expense. We should not lose sight of the essential objective, which is to prevent the destructive effects of another large earthquake. It is fundamental to understand how the soil will respond. We must get to know more about the geology, the structure, and wave generation and propagation in the soft lacustrine clays of Mexico City.

Acknowledgements We are indebted to Dr Sergio Chavez Perez, Dr Luis Quintanar, Dr Carlos Valdes and two anonymous reviewers for their critique and suggestions. This research was partially sponsored by PAPIIT project IN114503.

References

- Aki K (1957) Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors. *Bull Earthq Res Inst* 35:415–456
- Aki K (1981) A probabilistic synthesis of precursory phenomena. In: Simpson DW, Richards PG (eds) *Earthquake prediction*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp 566–574
- Alvarez J, Chavez RE, Lomnitz C (1995) Shallow SH-refraction survey on Mexico City mud: amplification by wedge effects. *First Break* 13(12):471–479
- Bard P-Y, Campillo M-, Chavez-Garcia FJ, Sanchez-Sesma FJ (1988) A theoretical investigation of large and small-scale amplification in the Mexico City Valley. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:609–635
- Barker JS, Campillo M, Sanchez-Sesma FJ, Jongmans D, Singh SK (1996) Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico for a dense array of seismometers. *Bull Seismol Soc Am* 86:1667–1680
- Beck JL, Hall F (1986) Factors contributing to the catastrophe in Mexico City during the earthquake of September, 1985. *Geophys Res Lett* 13(6):593–596
- Birkle P, Torres Rodriguez V, Gonzalez Partida E (1998) The water balance for the basin of the Valley of Mexico and implications for future water consumption. *Hydrogeol J* 6:500–517
- Bravo MA, Sanchez-Sesma FJ, Perez-Rocha LE (1987) Modelado matemático de la respuesta sísmica en depósitos de suelo blando. *Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, 19–21 de noviembre de 1987, Querétaro, Querétaro, México
- Calderon C, Chavez-Perez S, Vera EA, Romero-Jimenez E (1991) Polarization and dispersion analyses of strong ground motion in Mexico City Basin, vol III. *Proceedings of the 4th Conference on Seismic Zonation*, August 26–29 1991, Stanford, California, USA, pp 335–342
- Campillo M, Bard PY, Nicollin F, Sanchez-Sesma FJ (1988) The incident wave field in Mexico City during the great earthquake and its interaction with the deep basin. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:591–608
- Castro R, Singh SK, Mena E (1988) An empirical model to predict Fourier Amplitude Spectra of Horizontal Ground Motion. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:675–685
- Chavez-Garcia F, Bard PY (1994) Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquake. *Soil Dyn Earthq Eng* 13:229–247
- Chavez-Garcia FJ, Bard PY (1993) Gravity waves in Mexico City? Part I and part II. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 83, 1637–1675

- Chavez-García F, Ramos-Martinez J, Romero-Jimenez E (1995) Surface-wave dispersion analysis in Mexico City. *Bull Seism Soc Am* 85:1116–1126
- Chavez-García F, Salazar L (2002) Strong motion in Central Mexico: a model based on data analysis and simple modeling. *Bull Seism Soc Am* 92(8):1116–1126
- Chavez-García F, Cardenas M (2002) The contribution of the built environment to the 'free field' ground motion in Mexico City. *Soil Dyn Earthq Eng* 22:773–780
- Chavez-Perez S, Calderon-Macias C, Romero-Jimenez E, Gomez-Gonzalez JM (1992) Dispersion analysis using strong motion data. *Proceedings of the Tenth World Conference on Earthquake Engineering* 19–24 July 1992, Madrid, Spain, pp 1287–1292
- Chavez-Perez S (1993) Modelado sísmico de la Cuenca de la Ciudad de México. *Geofís Int* 32(1):111–130
- Diaz Molina O, Cabral Cano E, Chavez-Segura RE, Correa-Mora F (2004) La estructura cenozoica de la porción sur de la Cuenca de México desde una perspectiva gravimétrica de 3D. *Resúmenes de la IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, 1 al 5 de noviembre de 2004*
- DDF (1975) *Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo del Distrito Federal*. Departamento del Distrito Federal, Departamento del Distrito Federal, 4 tomos, México, DF
- Documentos extemporáneos (1985) *Esto paso en México*. Extemporáneos (ed) 1a edición, diciembre 1985, México, p 126
- Flores-Estrella H (2004) *Método SPAC: Una alternativa para la estimación de modelos de velocidades en el Valle de México*. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, p 106
- Flores J, Novaro O, Seligman TH (1987) Possible resonant effect in the distribution of earthquake damage in Mexico City. *Nature* 326:783–785
- Furumura T, Kennett BLN (1998) The influence of crustal heterogeneity on the wave field for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes. *Geophys J Int* 135:1060–1084
- Hough SE, Martin S, Bilham R, Atkinson GM (2002) The 26 January 2001 M7.6 Bhuj; India, earthquake: observed and predicted ground motions. *Bull Seism Soc Am* 92(6):2061–2079
- Houston H, Kanamori H (1986) Source characteristics of the 1985 Michoacan, Mexico, earthquake at period of 1 to 30 seconds. *Geophys Res Lett* 16(3):597–600
- Iida M, Kawase H (2004) A comprehensive interpretation of strong motions in the Mexican Volcanic Belt. *Bull Seism Soc Am* 94:598–618
- Kawase H, 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* 79:1361–1382
- Kumate J, Mazari M (Coordinación) (1990) *Problemas de la Cuenca de México*. El Colegio Nacional, Primera Edición, México, p 403
- Lermo J, Rodríguez M, Singh SK (1988) Natural period of sites in the Valley of Mexico from microtremor measurements and strong motion data. The Mexico Earthquake of September 19, 1985, *Earthquake Spectra* 4:805–834
- Lermo J, Chavez-García FJ (1994) Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dyn Earthq Eng* 13:413–423
- Lomnitz C, Castaños H (1985) A same-day over flight in the epicentral area of the great Mexico earthquake of 19 September 1985. *Bull Seism Soc Am* 75:1837–1841
- Lomnitz C (1988) Las causas probables de la catástrofe sísmica del 19 de septiembre de 1985. *Ciencia y Desarrollo XIV*:82
- Lomnitz C (1990) Mexico 1985, the case for gravity waves. *Geophys J Int* 102:569–572
- Lomnitz C, Flores J, Novaro O, Seligman TS, Esquivel R (1999) Seismic coupling of interface models in the sedimentary basins: a recipe for disaster. *Bull Seism Soc Am* 89:14–21
- Mateos JL, Flores J, Novaro O, Seligman TH, Alvarez-Tostado JM (1993) Resonant response models for the Valley of Mexico-II. The trapping of horizontal P waves. *Geophys J Int* 113:449–462
- Marsal RJ, Mazari M (1969) *El subsuelo de la Ciudad de México*. Facultad de Ingeniería, UNAM, México, p 614
- Meli R (2002) El Sismo de 1985 en México en *Desastres Naturales en América Latina*. Fondo de Cultura Económica, México, p 501
- Mena E, Singh SK, Castro R (1987) Aspectos de las características de la fuente y amplificación del movimiento en la Ciudad de México durante el temblor del 19 de septiembre de 1985. *Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19–21 de noviembre de 1987, Querétaro, Querétaro, México*
- Montalvo-Arrieta JC, Sánchez-Sesma FJ, Reinoso E (2002) A virtual reference site for the Valley of Mexico. *Bull Seism Soc Am* 92:1847–1854
- Nakamura Y (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30–I

- Pacheco J, Singh SK (1995) Estimation of ground motions in the Valley of Mexico from normal-faulting, intermediate-depth earthquakes in the subducted Cocos plate. *Earthq Spectra* 11(2):233–247
- Perez-Cruz GA (1988) Estudio Sismológico de Reflexión del subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de Maestría, División de Estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, UNAM, p 81
- Perez-Rocha LE, Sanchez-Sesma FJ, Bravo MA (1987) Influencia de las condiciones locales en la duración de los temblores y su importancia en Ingeniería Sísmica. Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19–21 de noviembre de 1987, Querétaro, Querétaro, México
- Press F, Siever R (1998) *Understanding earth*, 2nd edn. Freeman, USA, p 682
- Ramos-Martínez J, Chavez-García FJ, Romero-Jiménez E, Rodríguez-Zuñiga JL, Gómez-González JM (1997) Site effects in Mexico City: constraints from surface wave inversion of shallow refraction data. *J Appl Geophys* 36:157–165
- Reinoso E, Ordaz M (1999) Spectral ratios for Mexico City from free field recordings. *Earthq Spectra* 15:274–295
- Sanchez-Sesma FJ, Chavez-Perez S, Suarez M, Bravo MA, Perez-Rocha LE (1988) On the seismic response of the Valley of Mexico. The Mexico earthquake of September 19, 1985. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:569–589
- Sanchez-Sesma FJ, Pérez-Rocha LE, Reinoso E (1993) Ground motion in Mexico City Valley during the April 25, 1989, Guerrero Earthquake. *Tectonophysics* 218:127–140
- Seed HB, Romo MP, Sun JI (1988) Relationships between soil conditions and earthquake ground motion. *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:687–729
- Shapiro MN, Campillo M, Paul A, Singh SK, Jongmans D, Sanchez-Sesma FJ (1997) Surface wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico. *Geophys J Int* 128:151–166
- Shapiro MN, Singh SK, Iglesias-Mendoza A, Cruz-Atienza V, Pacheco J (2000) Popocatepetl, an active volcano, reduce seismic hazard to Mexico City. *Geophys Res Lett* 27:2753–2756
- Shapiro MN, Singh SK, Almora D, Ayala M (2001) Evidence of higher-mode surface waves in the lake-bed zone of the Valley of Mexico. *Geophys J Int* 147:517–527
- Singh SK, Mena E, Kind R, Krüger F (1987) Were the ground motions observed in Mexico City during the 19 September, 1985 Earthquake anomalously large due to a path or a directivity effect? Memorias del VII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 19–21 de noviembre de 1987, Querétaro, Querétaro, México
- Singh SK, Mena E, Castro R (1988a) Some aspects of the source characteristics and ground motion amplification in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico Earthquakes. *Bull Seism Soc Am* 78:451–477
- Singh SK, Lermo J, Dominguez T, Ordaz M, Espinoza JM, Mena E, Quaaas R (1988b) A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site (CU). *The Mexico Earthquake of September 19, 1985, Earthquake Spectra* 4:653–673
- Singh SK, Ordaz M (1993) On the origin of the long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bull Seism Soc Am* 84:1298–1306
- Singh SK, Quaaas R, Ordaz M, Mooser F, Almora D, Torres M, Vasquez R (1995) Is there truly a “hard” rock site in the Valley of Mexico? *Geophys Res Lett* 22(4):481–484
- Tapia-Varela G, Lopez-Blanco J (2002) Mapa geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 19(1):50–65
- Turcotte (1997) *Fractals and chaos in geology and geophysics*, 2nd edn. Cambridge University Press, USA, p 398
- Vazquez-Sanchez E, Jaimés-Palomera LR (1989) Geología de la Cuenca de México. Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, AC pp 1–24