

Modelado sísmico de la cuenca de la ciudad de México

Sergio Chávez Pérez

Seismological Laboratory, Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, USA.

Recibido: 27 de agosto, 1991; aceptado: 8 de febrero, 1993.

RESUMEN

Se presentan resultados numéricos de modelado sísmico con diferencias finitas utilizando una formulación de rejilla alternada. Esta permite obtener soluciones estables, precisas y confiables para modelar la cuenca de la ciudad de México. Las respuestas de modelos geológicos simplificados sugieren que la influencia del subsuelo profundo (hasta 1.5 km) puede ser importante en la evaluación del movimiento del terreno para frecuencias bajas (0.5-1.5 Hz) y que las variaciones espaciales y la larga duración del movimiento del terreno en la ciudad de México se deben, entre otras posibles causas, a la inducción, debida al efecto de cuenca cerrada, de ondas superficiales propagándose lateralmente y en direcciones opuestas. Algunas incertidumbres seguramente se resolverán al conocer mejor la estructura del subsuelo y el campo sísmico incidente, al mejorar nuestra habilidad para modelar la estructura y al estudiar los grandes desplazamientos horizontales del movimiento del terreno observados en registros de aceleración.

PALABRAS CLAVE: Modelado sísmico, diferencias finitas, cuenca de México, ingeniería sísmica.

ABSTRACT

Numerical results are presented of seismic modeling with finite differences on a staggered grid. Stable, precise and reliable solutions for the Mexico City basin are obtained. The response of simplified geologic models suggests that the influence of the deep subsoil (down to 1.5 km) can be important in ground motion evaluation for low frequencies (0.5-1.5 Hz). Spatial variations and long duration of ground motion in Mexico City may be due, among other possible causes, to the induction, due to the closed basin effect, of surface waves propagating laterally and in opposite directions. Uncertainties should be solved as we know better the structure of the subsoil and the incident seismic wavefield, as our ability to model the structure improves, and by studying the large horizontal ground motion displacements observed in acceleration records.

KEY WORDS: Seismic modeling, finite differences, Mexico basin, earthquake engineering.

INTRODUCCION

El terremoto de Michoacán, México, del 19 de septiembre de 1985 produjo uno de los ejemplos más dramáticos de la influencia de la geología local en el movimiento sísmico. En la ciudad de México se observaron grandes amplificaciones y variaciones espaciales del movimiento del terreno como consecuencia del comportamiento del subsuelo de esta porción de la cuenca de México.

El conocimiento de las características del movimiento del terreno es indispensable para diseñar estructuras resistentes a terremotos. Es por ello importante evaluar su influencia en el riesgo sísmico de la zona urbana de la cuenca con base en el estudio de la respuesta de modelos que permitan simular y predecir el movimiento del terreno durante sismos fuertes. Esto conduce a una mayor seguridad sísmica y a la reducción de la vulnerabilidad a pérdidas por terremotos. La meta final consiste en poder predecir la severidad, frecuencia y duración del movimiento del terreno en algún punto específico de la ciudad de México durante sismos futuros.

El modelado sísmico de la cuenca de México pretende contestar la pregunta que hacen los ingenieros sísmicos mexicanos: ¿qué tan grande será el movimiento del terreno en la ciudad de México para un sismo de características conocidas? La respuesta es ambigua y compleja, sobre to-

do cuando el movimiento del terreno en sitios de la ciudad se amplifica dramáticamente con respecto a sitios de terreno firme cercanos al epicentro. Este fenómeno fue previamente señalado por Rosenblueth (1952) y Zeevaert (1964) quienes lo interpretaron en términos de la propagación de ondas de corte SH dentro de los primeros metros del suelo.

El comportamiento del subsuelo de la ciudad es tan complejo que, para una frecuencia de 0.5 Hz, las ondas sísmicas se amplifican hasta con un factor de 500 (en términos de espectros de Fourier) en sitios de la zona del lago con respecto a sitios de terreno firme en la costa localizados a la misma distancia epicentral (Ordaz *et al.*, 1990). Estudios de este problema han sido realizados por numerosos investigadores (e.g., Bard *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1988, 1989; Celebi *et al.*, 1987; Chávez-García y Bard, 1989; Hadley *et al.*, 1991; Kawase, 1987; Kawase y Aki, 1989; Ordaz *et al.*, 1988, 1990; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988, 1989; Santoyo *et al.*, 1989; Singh *et al.*, 1988).

Un inconveniente en casi todos los trabajos previos es la dificultad para simular geometrías bidimensionales que representen, en forma *realista*, la estructura geológica profunda de la cuenca. Tradicionalmente, los ingenieros sísmicos se han limitado a un análisis unidimensional de la respuesta del suelo que yace directamente bajo un sitio, pa-

ra evaluar la amplificación local del terreno. Sin embargo, este análisis es incompleto y causa controversias entre ingenieros y sismólogos.

Vidale y Helmberger (1988) han demostrado, en su estudio sobre el terremoto de San Fernando, California del 9 de febrero de 1971, que este tipo de análisis es más adecuado para frecuencias altas (1 a 10 Hz), mientras que para periodos de 1 a 10 s las estructuras geológicas profundas determinan la amplificación del sitio. Estudios teóricos respaldan esta idea (Aki, 1988; Levander, 1990), aunque debe notarse que la estratigrafía superficial de la cuenca de México genera grandes respuestas en los periodos de 1 a 5 s (Singh *et al.*, 1988).

Aun cuando la resonancia unidimensional de la estratigrafía superficial de la cuenca tiene gran importancia, hay varias interrogantes que no pueden explicarse con ella y, por lo tanto, permanecen inciertas. Por ejemplo ¿cómo explicar la duración del movimiento, su enorme amplificación y la generación local de ondas superficiales? Sin duda, algunas respuestas vendrán al considerar modelos sísmicos más realistas o al intentar explicar estos fenómenos con modelos "no tradicionales" en geofísica (e.g., Seligman *et al.*, 1989, quienes utilizan modelos bidimensionales en el plano, no en sección transversal) y/o reologías no lineales (e.g., Lomnitz, 1990; Hadley *et al.*, 1991; Chávez-García y Bard, 1992).

En este trabajo se presentan resultados numéricos de modelado sísmico con diferencias finitas utilizando la formulación de rejilla alternada propuesta por Levander (1988). Se demuestra la estabilidad y efectividad del algoritmo numérico mediante comparaciones con la técnica híbrida de elementos de frontera y número de onda discreto desarrollada por Kawase y Aki (1989). Esto conduce a la obtención de soluciones estables, precisas y confiables para fines de modelado numérico bidimensional de la ecuación de onda.

MODELOS DE VELOCIDAD

Aparte de limitaciones numéricas y computacionales, la dificultad que se enfrenta al intentar modelar la cuenca de la ciudad de México es el desconocimiento de modelos de velocidad confiables de su estructura geológica profunda (mayor que 500 m de profundidad). Con el fin de conocer dicha estructura y su litología, PEMEX realizó durante los años de 1986 y 1987 un estudio geofísico de sismología de reflexión y perforó 110,910 m de rocas en cuatro pozos profundos (Petróleos Mexicanos, 1987). La información resultante del estudio de reflexión, realizado a lo largo de calles y avenidas de la ciudad en una retícula irregular de 243.6 km observados, fue procesada por PEMEX para obtener las secciones sísmicas que interpretó Pérez Cruz (1988).

Los modelos bidimensionales de velocidad que se utilizan en este trabajo (previamente presentados por Chávez-Pérez y Schuster, 1989 y Chávez-Pérez, 1991) se basan en

las velocidades de ondas compresionales (V_p) obtenidas por PEMEX y se simplificaron a partir de las secciones hipotéticas propuestas por Pérez Cruz (1988) para representar rasgos estructurales de gran escala. Las velocidades de ondas de corte (V_s) se obtuvieron al suponer una relación de velocidades (V_s/V_p) igual a 0.5 (coeficiente de Poisson = 1/3).

MODELADO CON DIFERENCIAS FINITAS

Chávez-Pérez y Schuster (1989) y Chávez-Pérez (1991) realizaron experimentos numéricos con modelos simplificados de la cuenca ante incidencia de ondas elásticas planas con un método de diferencias finitas. Los detalles del algoritmo bidimensional que utilizaron se basan en la formulación de Virieux (1986). El código es de segundo orden en tiempo y espacio para la aproximación de las derivadas que intervienen en la ecuación de onda (ver Alford *et al.*, 1974, para la definición y ejemplos de orden) y utiliza una formulación de rejillas alternadas para velocidades y esfuerzos. Las condiciones de frontera se imponen en los lados y parte inferior de la malla de discretización del medio, como lo describen Clayton y Engquist (1977), y la parte superior de la malla se convierte en frontera libre.

En este trabajo se adapta, para fines de una mayor precisión en los cálculos, la formulación propuesta por Levander (1988). Este código también utiliza rejillas alternadas para velocidades y esfuerzos, pero su aproximación es de cuarto orden en el espacio y de segundo orden en el tiempo. Esto implica requisitos menores de memoria física pero mayores de tiempo de cómputo con respecto a la formulación de Virieux (1986). Debido a su definición explícita en términos de velocidades y esfuerzos, todos los resultados se integran en el tiempo con el fin de obtener sismogramas sintéticos de desplazamiento.

Se verificaron resultados para un medio elástico homogéneo y un medio elástico con dos estratos ante incidencia de una fuente lineal de ondas SV, con un código de cuarto orden basado en la formulación de Bayliss *et al.*, (1986). La comparación fue, en ambos casos, muy satisfactoria y la condición de frontera libre se mantuvo estable. El algoritmo ha demostrado gran estabilidad en sus fronteras absorbentes y, por sencillez, no incluye atenuación y supone densidades y coeficientes de Poisson constantes (Xu y Chávez-Pérez, 1991).

Aun con estas hipótesis simplificadoras, se pueden estudiar geometrías que son muy difíciles o imposibles de tratar con otras técnicas. Los resultados que aquí se presentan se obtuvieron con una supercomputadora Stardent 2000 que combina procesamientos vectorial y paralelo (cuatro procesadores) y hasta 128 Megabytes de memoria principal y 20-30 Megaflops (1 flop = operación de punto flotante por segundo) de rendimiento máximo. Se utilizaron los cuatro procesadores y hasta 15 Megabytes de memoria física.

El modelado bidimensional y tridimensional de estructuras geológicas complejas es aun imposible de tratar coti-

dianamente con la capacidad de las supercomputadoras modernas. El lector interesado en el tema podrá consultar, entre otros, a Stephen (1988), Frankel (1989) Kelly y Marfurt (1990), Frankel y Vidale (1992) y Olsen y Schuster (1992), para revisar los esquemas, aplicaciones y estado del arte del modelado sísmico con diferencias finitas en dos y tres dimensiones.

RESULTADOS

Comparaciones con el método de Kawase y Aki (1989).

Con el fin de comprobar la estabilidad de la frontera libre para decenas de miles de iteraciones (i.e., decenas de segundos en los resultados), se compara el código de cuarto orden con el método de elementos de frontera y número de onda discreto desarrollado por Kawase y Aki (KA) (1989). La estabilidad de la frontera libre es muy importante debido a que representa una de las mayores desventajas que enfrentan la mayoría de los esquemas de diferencias finitas (DF) (Vidale y Clayton, 1986; Zahradník *et al.*, 1992) frente a otras técnicas cuando se requieren cálculos muy extensos (Xu y Chávez-Pérez, 1991).

Para ilustrar lo anterior, se utilizan fuentes lineales y ondas planas. Las fuentes lineales, colocadas en la superficie libre de los modelos, permiten simular la excitación con ondas superficiales de Rayleigh. En todos los casos, la normalización y número de las trazas (49 para KA, 50 para DF), así como la escala vertical son ligeramente distintos.

La Figura 1 muestra las dos geometrías propuestas por KA y utilizadas como estructuras profundas de la cuenca de México. Las velocidades de ondas compresionales (V_p) se indican en la figura y se supone que no existe atenuación ni contraste de densidad. Se utiliza una ondícula de Ricker como forma de onda de la fuente y las velocidades de ondas de corte (V_s) se obtienen considerando un coeficiente de Poisson de 1/3.

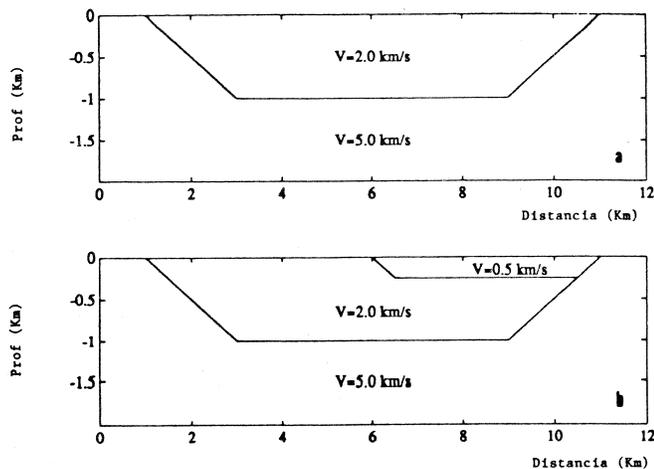


Fig. 1. Estructuras profundas de la cuenca de la ciudad de México propuestas por Kawase y Aki (1989). a) Cuenca tipo 1. b) Cuenca tipo 2.

Las Figuras 2 y 3 muestran resultados numéricos para la cuenca tipo 1 (Figura 1a) ante incidencia de ondas SV y de Rayleigh, respectivamente, para una frecuencia central de 0.5 Hz. En ambos casos se utilizaron 16 puntos (de la malla de discretización del modelo) por longitud de onda mínima. El acuerdo entre los dos métodos numéricos es excelente y, en el caso de las ondas de Rayleigh, las pequeñas diferencias se deben a reflexiones laterales presentes por el ineficiente funcionamiento de las fronteras absorbentes para el caso de fuentes lineales. Nótese, por otra parte, las pequeñas oscilaciones presentes en tiempos tardíos de arribo en los resultados de KA. Estas no se presentan en los resultados de diferencias finitas y se deben, muy probablemente, a contribuciones espurias de energía en la técnica de KA por efectos de traslape frecuencial y/o inestabilidades numéricas.

La Figura 4 muestra la comparación para incidencia normal de ondas SV en la cuenca tipo 2 (Figura 1b). Se utilizaron 10 puntos de la malla por longitud de onda mínima. Nótese el excelente ajuste entre ambos cálculos hasta los primeros 15 s. Después, los resultados de KA parecen estar muy contaminados y resultan poco confiables debido a arribos de ondas espurias de Rayleigh provenientes de las estructuras ficticias adyacentes que el método utiliza. Probablemente, la longitud de periodicidad requerida por KA fue demasiado pequeña. De hecho, KA advierten al lector acerca de efectos de contaminación después de 50s. Los resultados de DF sugieren, sin embargo, que esto sucede en tiempos de arribo mucho menores. Esto se puede afirmar por el patrón de arribos cruzados ausente en las gráficas de KA y presente con claridad en las de DF.

Todas estas pruebas indican que la estabilidad de la frontera libre es bastante robusta para modelos con irregularidades laterales en (cuenca tipo 2) y cerca (cuenca tipo 1) de la superficie libre. Además, la exitosa comparación con el método de KA brinda confianza en la implantación de las geometrías internas y las fronteras absorbentes del código de DF (Xu y Chávez-Pérez, 1991).

Modelos sísmicos de la cuenca de México.

La importancia del trabajo de KA radica en que sus resultados, aun cuando sólo son cualitativos, sugieren que las grandes duraciones observadas en algunos registros de la ciudad de México podrían ser causadas por una fuerte interacción de los estratos superficiales suaves con la estructura profunda de la cuenca. La presencia de ondas superficiales de Rayleigh (y sus distintos modos de propagación) después de los primeros arribos de energía (Figura 2,3 y 4) confirman y respaldan esta idea.

Por otra parte, si se excita el modelo de cuenca tipo 2 (Figura 1b) con ondas superficiales de Rayleigh y se comparan los resultados con aquellos obtenidos para incidencia normal de ondas SV, es posible notar (Figura 5) que sólo se produce la dispersión de las ondas de Rayleigh y que la duración de la respuesta es un poco menor que la correspondiente a ondas de cuerpo SV. Este resultado es muy interesante, ya que los efectos de la interacción de la cuenca con el campo sísmico incidente parecen ser mayores para ondas de cuerpo.

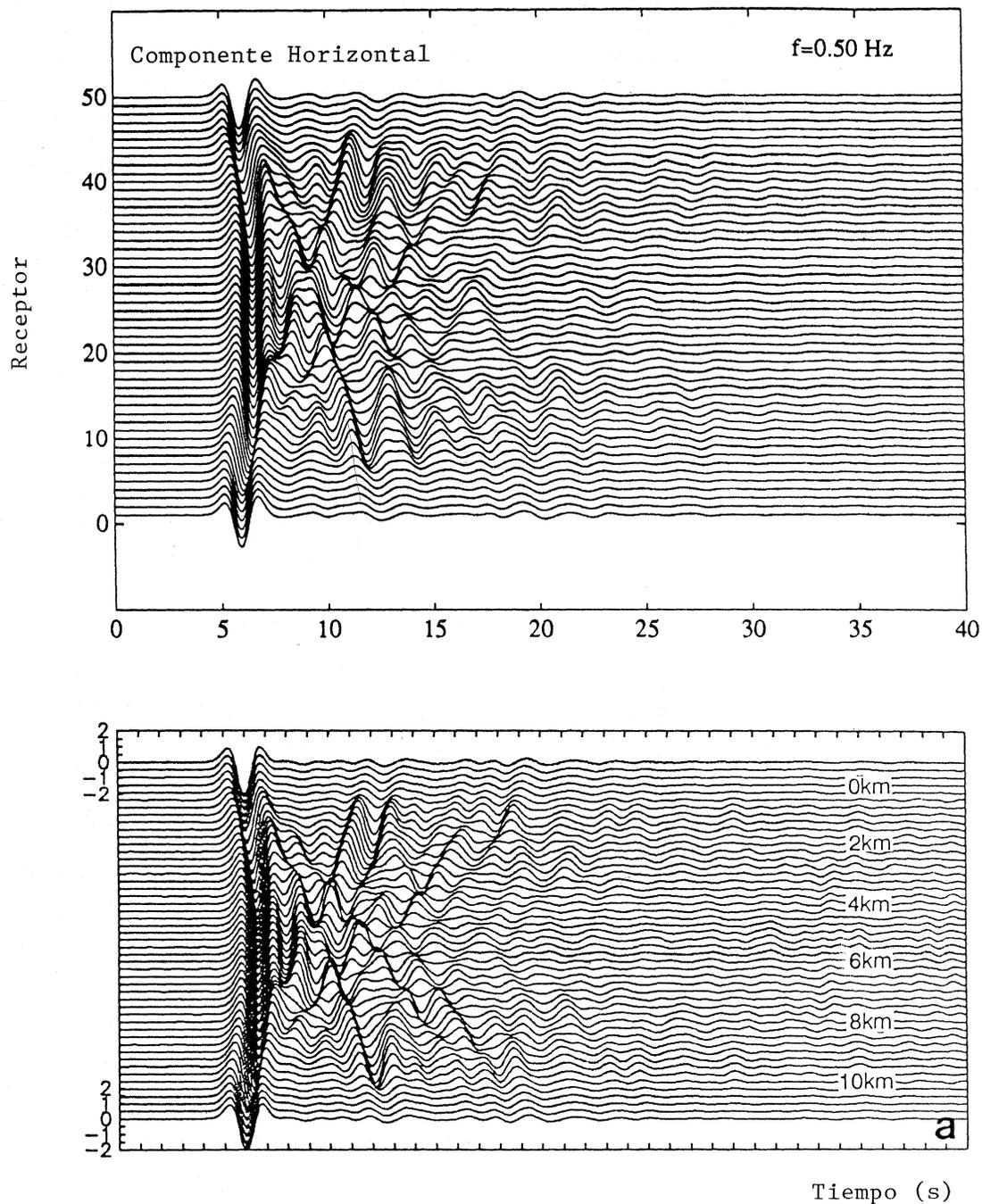


Fig. 2 (a). Sismogramas sintéticos para la cuenca tipo 1 (Fig. 1a) de Kawase y Aki (1989). La gráfica superior fue obtenida con diferencias finitas y la gráfica inferior fue tomada de Kawase y Aki (1989). La incidencia normal de ondas SV está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 0.5 Hz.

Lo anterior respalda, para el caso de ondas SV, la idea propuesta por Campillo *et al.*, (1988) para ondas SH: la respuesta bidimensional de una cuenca sedimentaria ante ondas planas SH normalmente incidentes es muy similar a la respuesta generada con ondas superficiales Lg (consideradas, junto con ondas superficiales de Rayleigh, como parte del campo sísmico incidente durante el terremoto de Michoacán de 1985, Campillo *et al.*, 1989).

Siguiendo la idea anterior y considerando válida la hipótesis de que el modelado sísmico de la cuenca ante incidencia de ondas planas SV representa una situación realista, se procede a mostrar resultados numéricos de tres modelos de la cuenca considerando incidencia normal de ondas planas SV para fines de simulación de un terremoto. Para ello se utilizan las secciones geológicas X-X' e Y-Y' (Figuras 6 y 7). Estas constituyen versiones simplificadas de la interpretación de Pérez Cruz (1988).

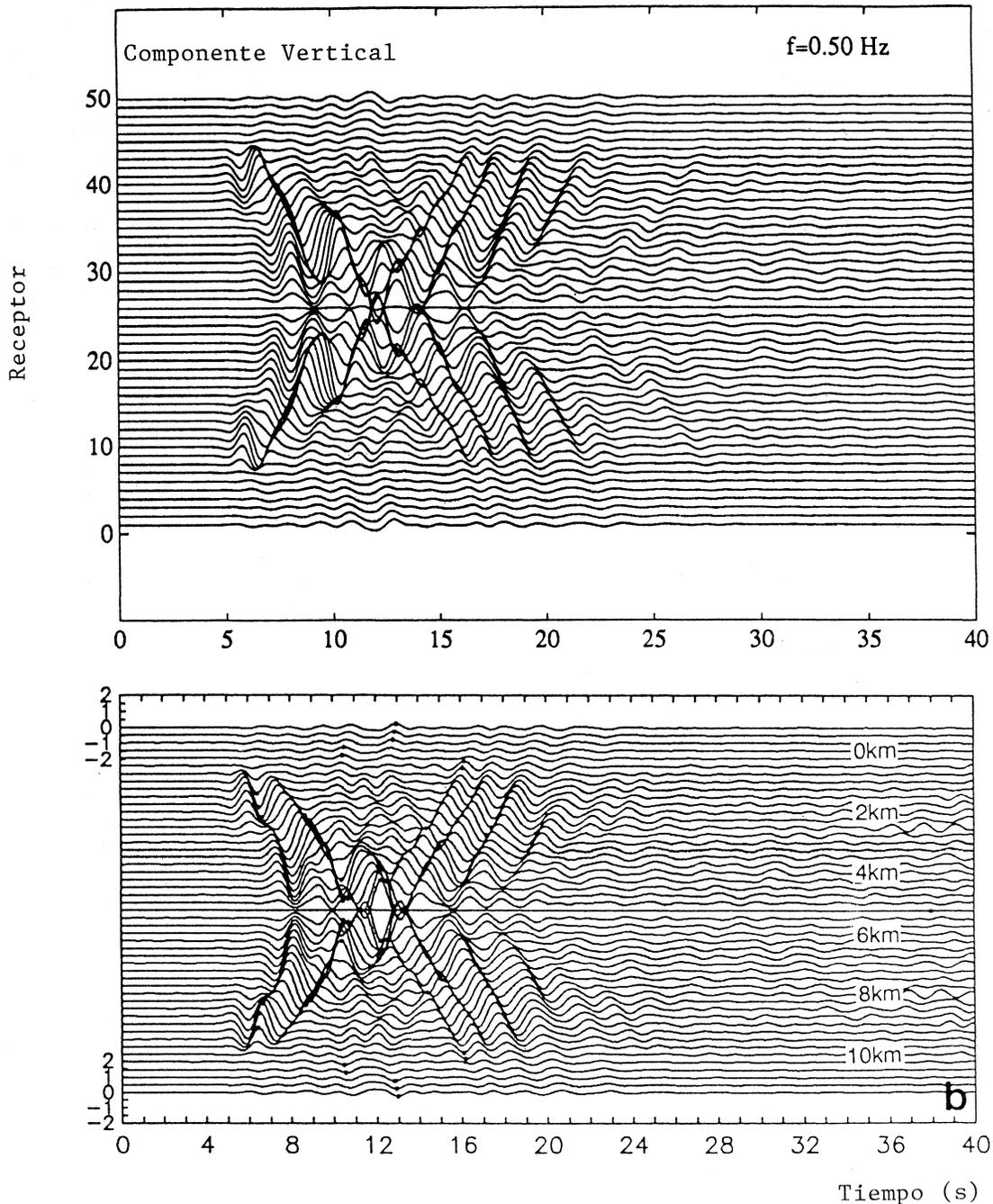


Fig. 2 (b). Igual que la Fig. 2 (a) pero con componentes verticales.

Las secciones de la Figura 7 fueron empleadas previamente por Chávez-Pérez y Schuster (1989) y Chávez-Pérez (1991) utilizando un código de DF de segundo orden. Sin embargo, sus resultados no permitieron establecer conclusiones al respecto debido a problemas de dispersión numérica y limitantes en la memoria principal utilizada para los cálculos. Los problemas anteriores se superan con el código de cuarto orden. Por ello, y con el fin de usar modelos más realistas de la cuenca, se proponen tres modelos sísmicos hipotéticos (Figura 8) para el análisis que a continuación se presenta. La justificación de las geometrías utilizadas es directa debido a la naturaleza de la cuenca de México:

se supone que la cuenca es cerrada y se procede a confinar las dos unidades geológicas superiores (Figuras 8a y 8b) y a despreciar el efecto de la falla Mixhuca (Figura 8c) propuesta por Pérez Cruz (1988).

En estos modelos, la "unidad de arcilla" representa la secuencia lacustre del subsuelo y su velocidad media ($V_p = 1.2$ km/s) corresponde bien con el límite inferior de la velocidad en sedimentos de arcilla no consolidados (Press, 1966). Las unidades volcánicas superior (compuesta principalmente por conglomerados, basaltos, tobas y brechas volcánicas) e inferior (compuesta principalmente por basaltos, tobas, y

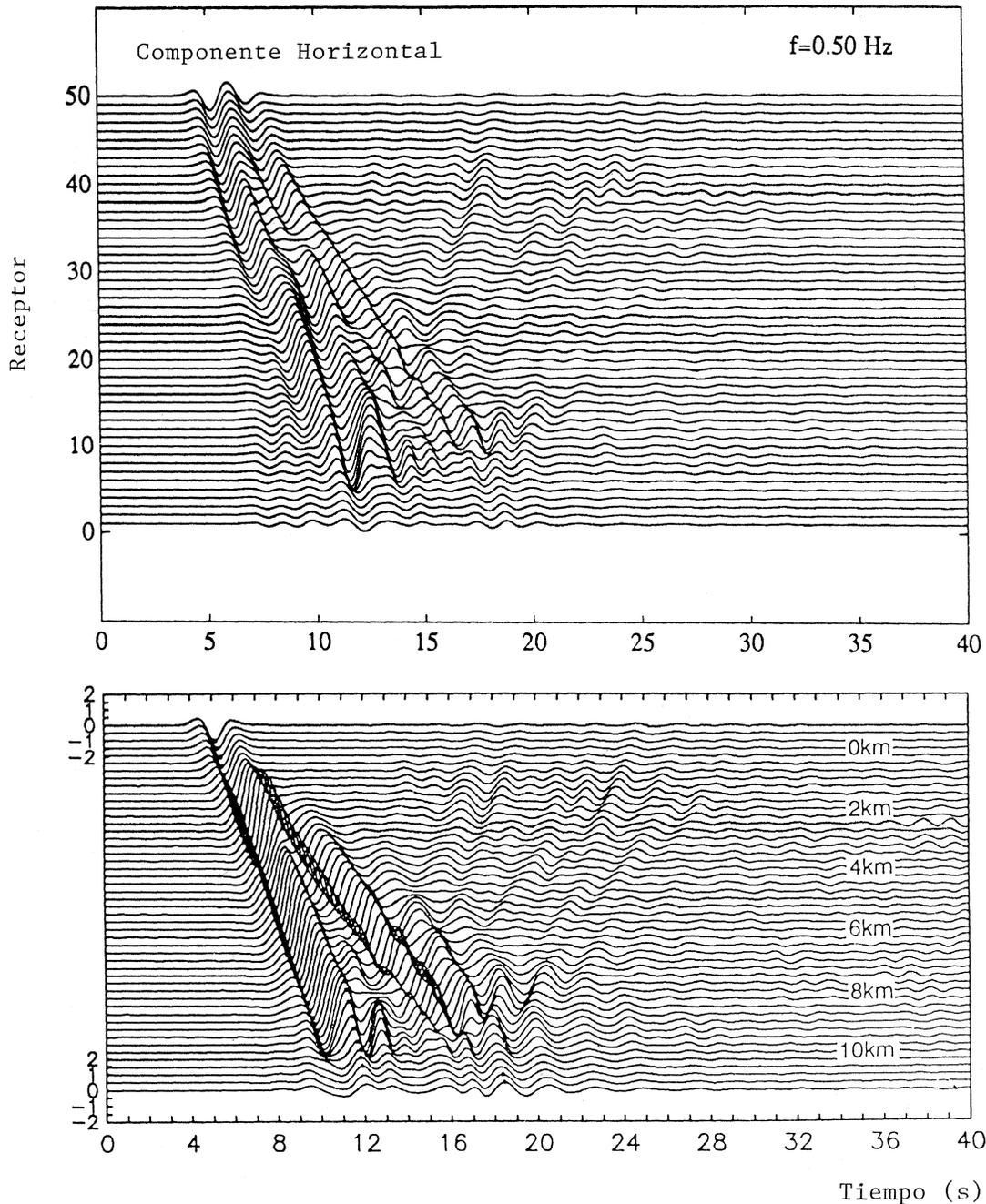


Fig. 3. Sismogramas sintéticos para la cuenca tipo 1 (Fig. 1a) de Kawase y Aki (1989). La gráfica superior fue obtenida con diferencias finitas y la gráfica inferior fue tomada de Kawase y Aki (1989). La incidencia de ondas superficiales de Rayleigh está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 0.5 Hz.

brechas calcáreas y volcánicas) se representan, en sentido amplio, con velocidades medias de $V_p = 3.0$ y 4.4 km/s, respectivamente. El basamento cretácico (compuesto por calizas) se representa con una velocidad típica ($V_p = 6.0$ km/s) de corteza superior (Christensen, 1982).

Los efectos de cada geometría en la respuesta sísmica ilustran la contribución potencial de cada caso y permiten definir la influencia del subsuelo de acuerdo con el conocimiento más fiel que se tiene de su estructura. La sección de

la Figura 7b no se considera debido a que su efecto combinado sólo produce eventos múltiples que contribuyen en forma reducida a la prolongación del movimiento del terreno.

La Figura 9 muestra sismogramas sintéticos para ondas planas SV de amplitud unitaria para el Modelo 1 (Figura 8a). En este caso y en los siguientes, se supone una ondícula de Ricker como forma de onda de la fuente y se utilizan receptores superficiales (equiespaciados) distribuidos a lo largo de toda la geometría en distancias horizontales de 23 (Modelo 1) y 27 (Modelos 2 y 3) km.

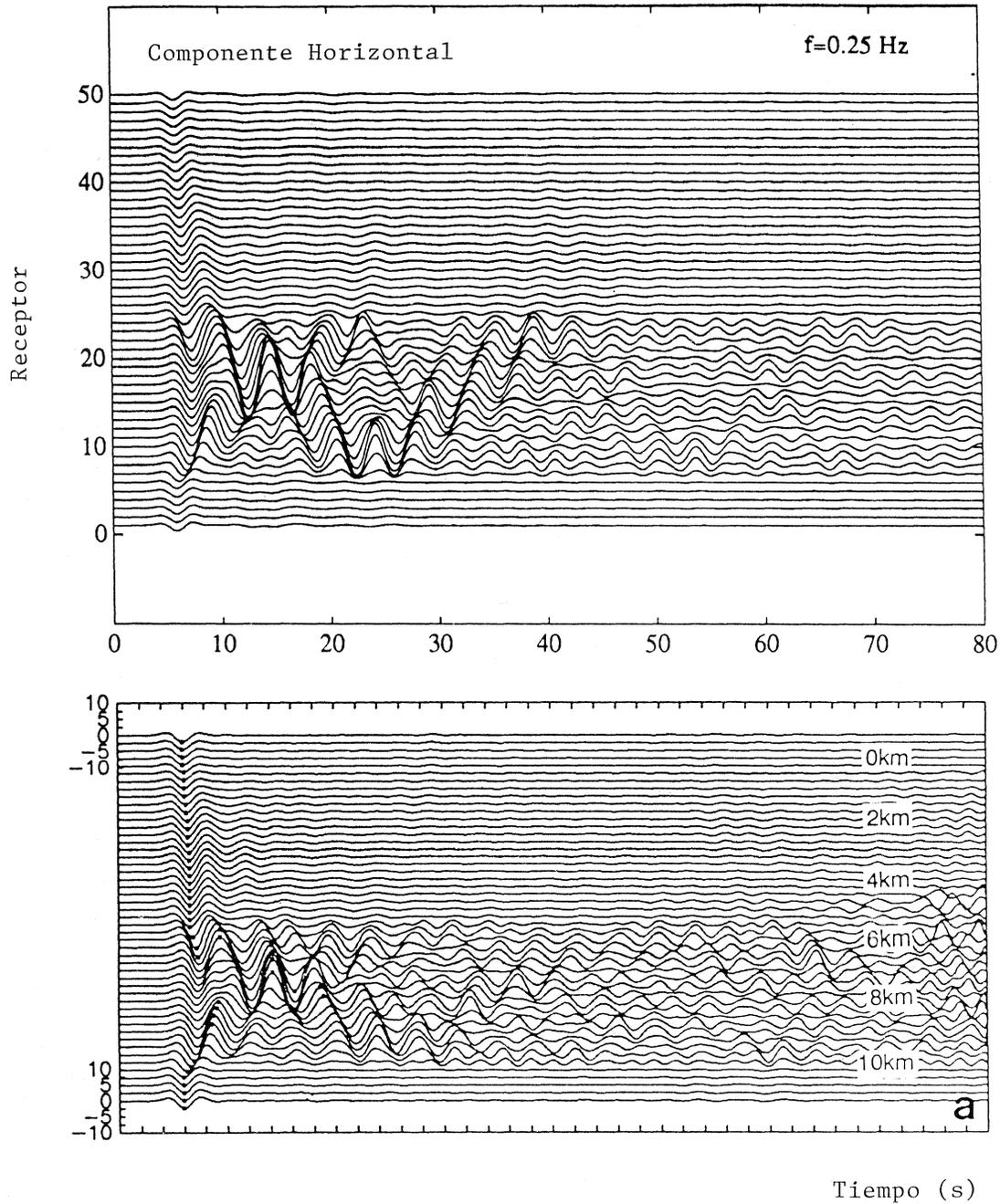


Fig. 4 (a). Sismogramas sintéticos para la cuenca tipo 2 (Fig. 1b) de Kawase y Aki (1989). La gráfica superior fue obtenida con diferencias finitas y la gráfica inferior fue tomada de Kawase y Aki (1989). La incidencia normal de ondas SV está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 0.25 Hz.

Sólo para la frecuencia central que se ilustra (1.5 Hz) la presencia de confinamiento de la unidad de arcilla es importante. Se observa conversión de energía horizontal a vertical y la presencia de ondas superficiales de Rayleigh en ambos componentes de desplazamiento. Estas ondas se generan localmente debido al confinamiento lateral de la unidad superior. Su velocidad de fase es de aproximadamente 1.3 km/s.

Las Figuras 10 y 11 muestran la respuesta del Modelo 2 (Figura 8b) ante incidencia de ondas planas SV con fre-

cuencias centrales de 0.5 y 1 Hz, respectivamente. (Es importante considerar la frecuencia central de 0.5 Hz porque las máximas amplificaciones relativas del movimiento del terreno durante el terremoto de Michoacán de 1985 ocurrieron para esa frecuencia). En ambos casos, la conversión de energía horizontal a vertical es muy significativa y la presencia de ondas superficiales de Rayleigh generadas en los bordes de confinamiento es evidente. La velocidad de fase del modo fundamental de estas últimas es de aproximadamente 1.3 km/s.

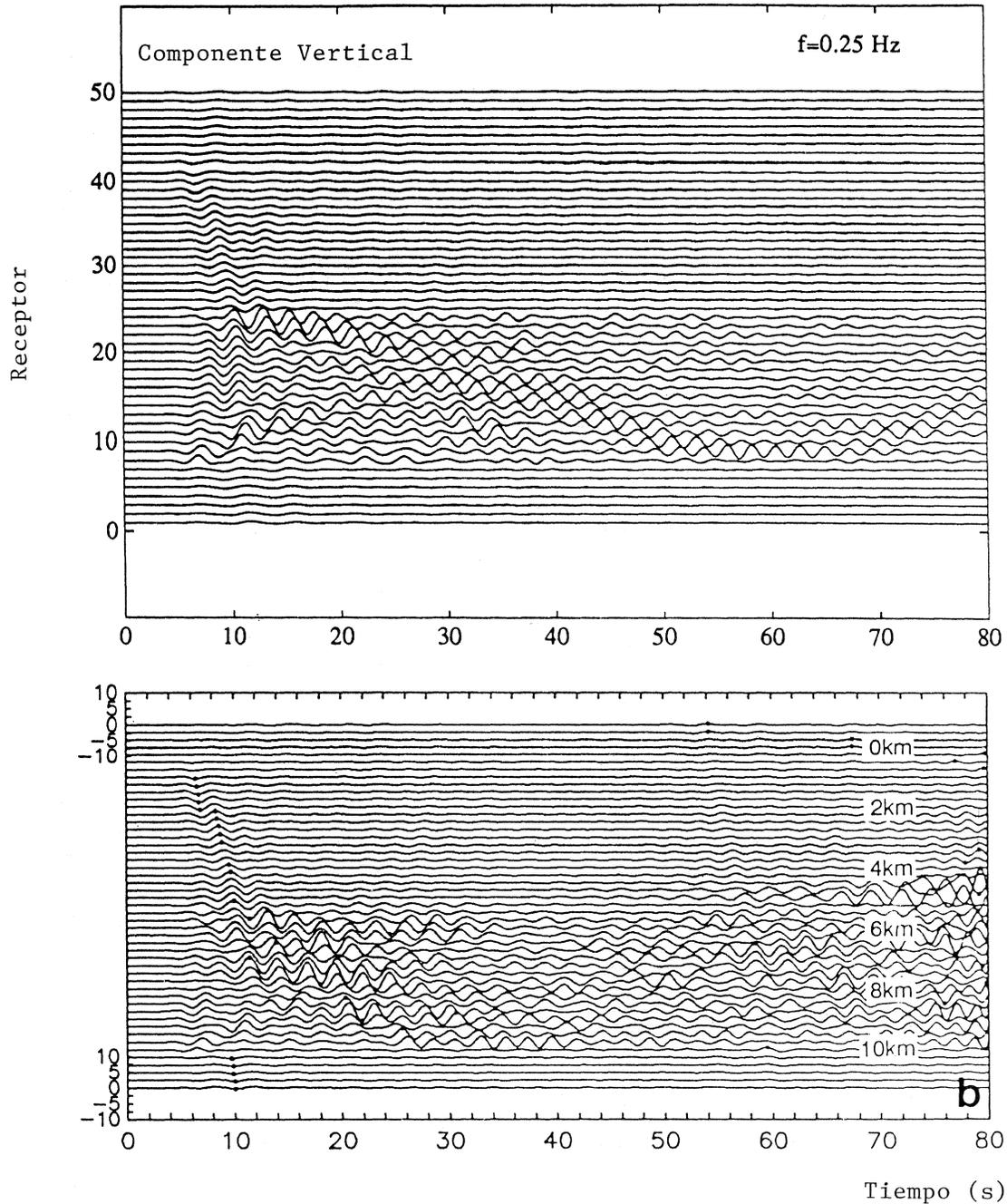


Fig. 4 (b). Igual que la Fig. 4 (a) pero con componentes verticales.

Finalmente, las Figuras 12 y 13 muestran la respuesta del Modelo 3 (Figura 8c) ante incidencia de ondas planas SV con frecuencias centrales de 0.5 y 1 Hz, respectivamente. El comportamiento de las respuestas es muy similar al caso del Modelo 2. La diferencia es la falta de retrasos en los primeros arribos de energía (presentes en las Figuras 10 y 11). Esto se debe a que la presencia de la falla Mixhuca no se considera. Si la falla existe y posee la geometría inferida de la Figura 7a, sus efectos no parecen ser importantes para explicar la gran duración del movimiento registrado en algunas zonas de la ciudad. Sólo si el plano de falla es irregular debido a cambios de geometría y de echa-

do, su superficie permitirá que se generen eventos difractados que prolonguen la duración del movimiento.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las respuestas de nuestros experimentos numéricos refuerzan la hipótesis de que las fuertes variaciones, amplificación y larga duración del movimiento del terreno en la cuenca de la ciudad de México pueden deberse, entre otras posibles causas, a un importante mecanismo: la inducción, debida al efecto de cuenca cerrada, de ondas superficiales de Rayleigh propagándose lateralmente y en direcciones opuestas a partir de los bordes de confinamiento de los estratos

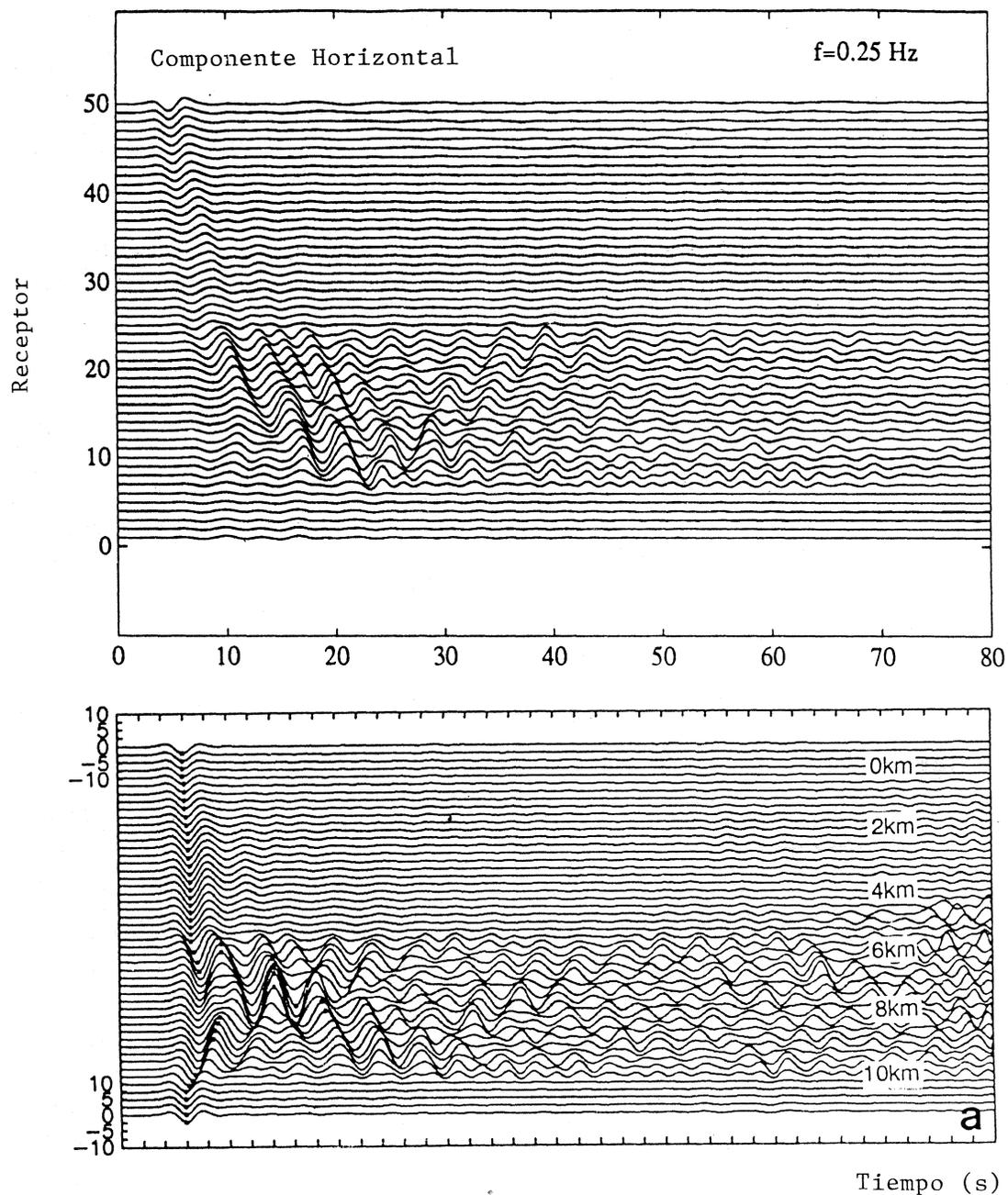


Fig. 5 (a). Sismogramas sintéticos para la cuenca tipo 2 (Fig. 1b) de Kawase y Aki (1989). La gráfica superior fue obtenida con diferencias finitas para incidencia de ondas superficiales de Rayleigh. La gráfica inferior fue tomada de Kawase y Aki (1989) y es la misma de la Fig. 4(a) para ilustrar los distintos efectos producidos por cada incidencia. Se usaron ondículas de Ricker con frecuencias centrales de 0.25 Hz.

superiores. Esto, sin embargo, sólo es parte del mecanismo total de respuesta, ya que es factible, con o sin confinamiento lateral, inducir ondas superficiales. Aun hay que averiguar si las largas duraciones observadas en registros de aceleración y de velocidad se deben a ondas estacionarias (generadas localmente) propagándose a lo largo de toda la cuenca, a ondas estacionarias de pequeña escala, a ondas viajeras (el campo incidente) y/o a una combinación de todos estos fenómenos.

Hasta el momento, estos tópicos son tema de controversia y discusión. Hay quienes consideran que existen ondas superficiales generadas localmente en la cuenca y se han propuesto detectarlas en registros de aceleración (e.g., Calderón *et al.*, 1991; Chávez-Pérez *et al.*, 1992) y hay quienes proponen, con base en registros de velocidad, que la larga duración del movimiento se debe al campo sísmico incidente y a efectos de trayectorias múltiples de propagación de la energía (Singh y Ordaz, 1993).

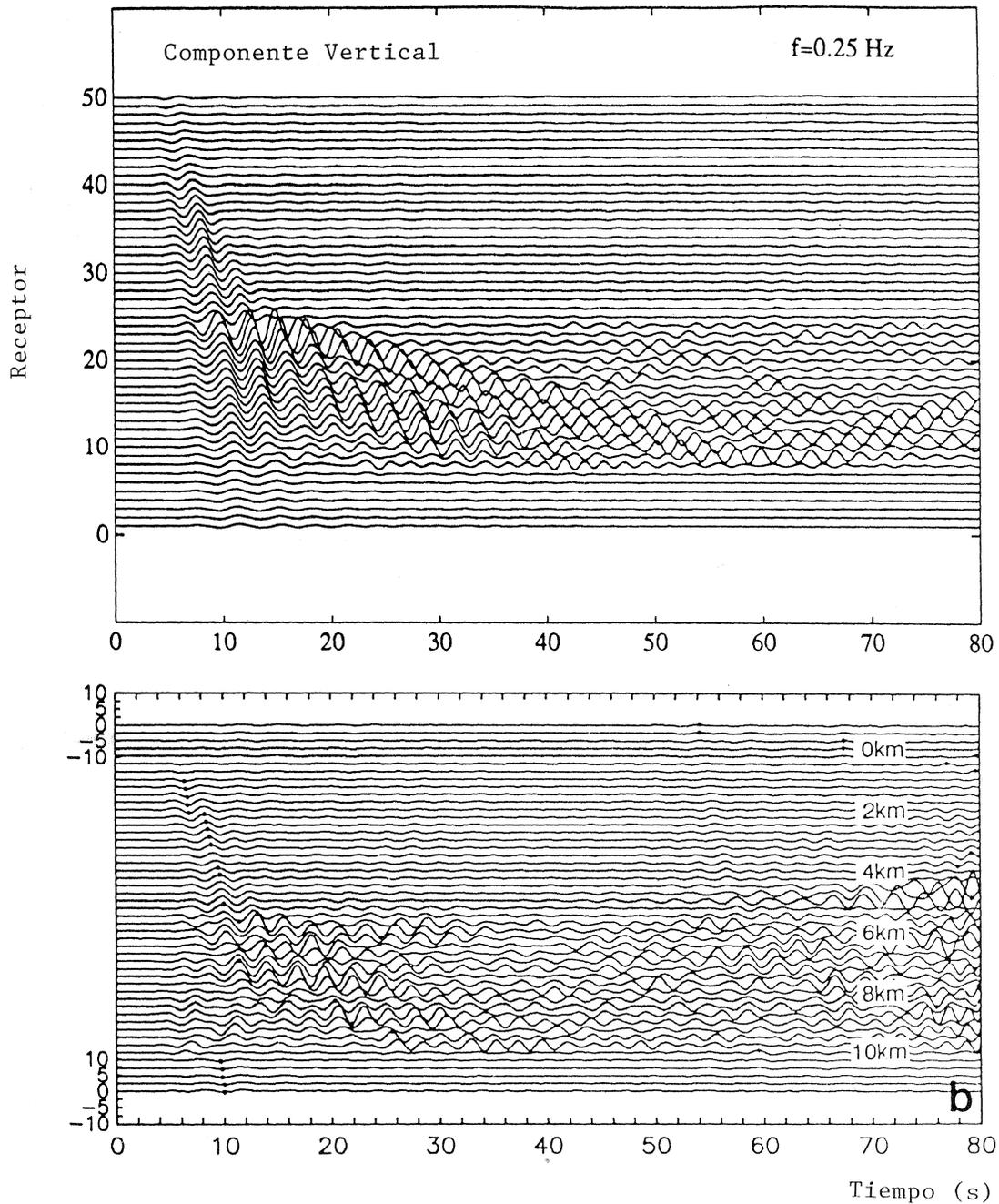


Fig. 5 (b). Igual que la Fig. 5(a) pero con componentes verticales.

Con respecto a resultados numéricos, estudios recientes utilizando modelos bidimensionales (Chávez-García, 1991; Ramos-Martínez, 1992) han propuesto que, al incluir valores realistas de atenuación en los estratos de la unidad de arcilla, el cálculo de sismogramas sintéticos conduce a duraciones menores que las mostradas por Kawase y Aki (1989). A pesar de esto, quedan muchas dudas por resolver a partir del uso de modelos, aunque, al parecer, desde los trabajos de Bard *et al.* (1988) y de Kawase y Aki (1989) no ha habido conclusiones nuevas al respecto. En ambos casos se demostró que la unidad superficial de arcilla, en combinación con los depósitos profundos, puede producir largas

duraciones del movimiento del terreno. Además, Bard *et al.* (1988), utilizando velocidades de ondas de corte realísticamente bajas de la capa de arcilla (aprox. $V_s = 80$ m/s), encontraron que las ondas superficiales resultantes no se propagan lejos debido a su lenta velocidad de grupo y al factor de atenuación de la unidad de arcilla.

Por lo anterior, y por no haber incluido efectos de atenuación en los modelos (que, con rigor, deben considerarse; ver e.g., Zahradník *et al.*, 1990), nuestros resultados parecen no aportar nada nuevo. Sin embargo, recordemos que, para nuestros fines (i.e., incluir los efectos lineales de gran

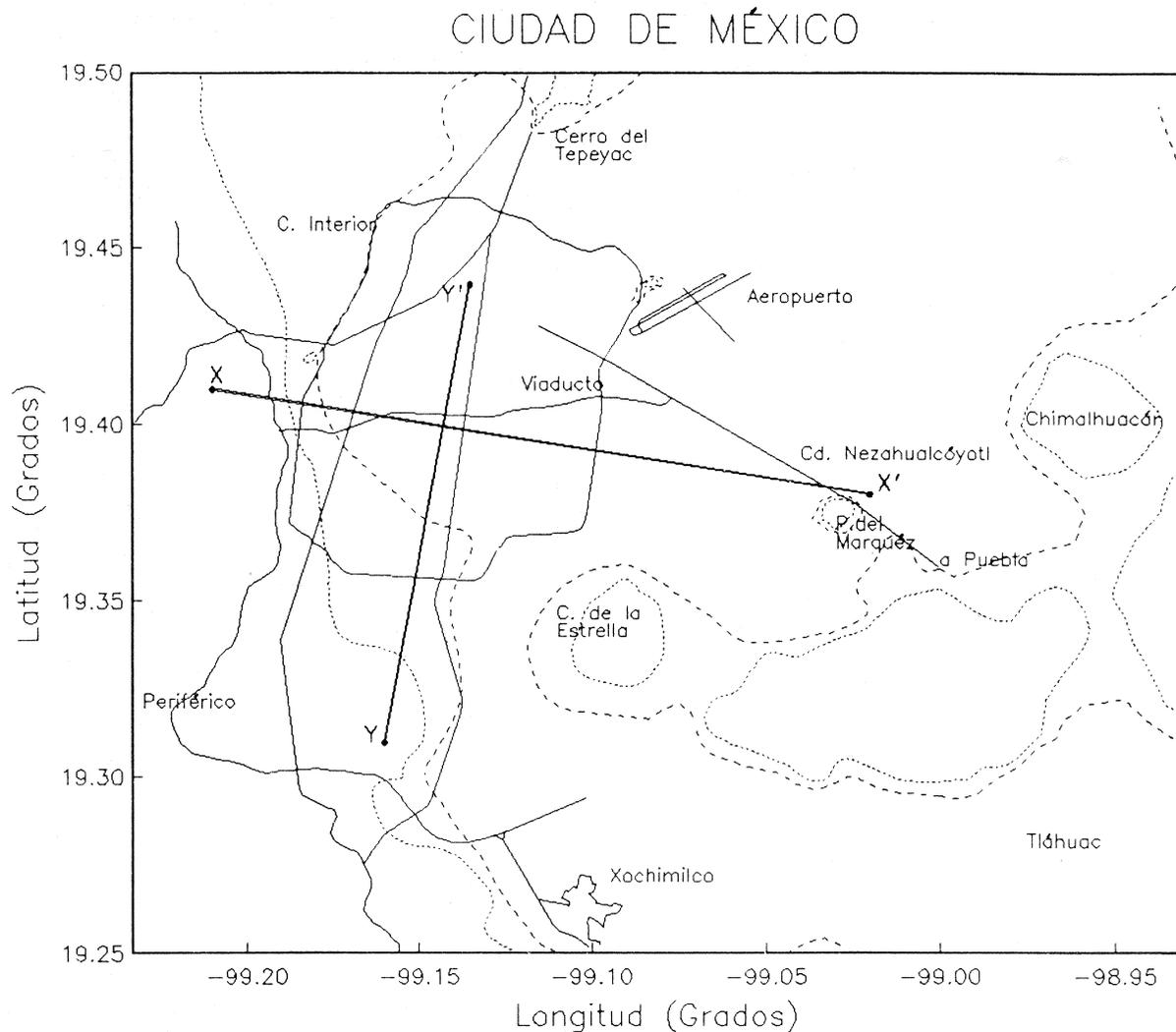


Fig. 6. Plano de localización de dos secciones transversales simplificadas de la estructura de la cuenca de la ciudad de México (basadas en la interpretación de Pérez Cruz, 1988). X-X' indica una sección aproximada EW e Y-Y' indica una sección aproximada NS. La zonificación del suelo se indica con líneas punteadas y discontinuas para señalar las fronteras entre la zona de lomas y la zona de transición, y la zona de transición y la zona del lago, respectivamente. Las líneas continuas y los nombres indican rasgos de referencia y avenidas principales.

escala en modelos hipotéticos del subsuelo, sin enfatizar el efecto más superficial de la unidad de arcilla), el modelado sísmico utilizado y el intervalo de frecuencias considerado son apropiados y realistas, sobre todo en términos computacionales. Así, los resultados sugieren que la respuesta del subsuelo profundo (hasta 1.5 km) puede ser importante en la evaluación del movimiento del terreno para frecuencias bajas (0.5-1.5 Hz) y, pese a la sencillez de las geometrías utilizadas, es posible concluir que, de existir en el subsuelo la falla normal (falla Mixhuca) propuesta por Pérez Cruz (1988), sus efectos en la respuesta sísmica total son mínimos. La falla sólo introduce un retraso de pocos segundos en los primeros arribos de energía. Esto se debe al ligero contraste de impedancias entre el basamento cretácico y su unidad volcánica suprayacente.

Resta mucho por hacer. Aún se desconocen muchos detalles estructurales y estratigráficos de la cuenca y existen incertidumbres sobre las características de ondas superficiales en los registros de la red acelerométrica local y la influencia de éstas en la duración del movimiento del terreno. Estas incertidumbres se resolverán, seguramente, al conocer mejor la estructura del subsuelo y las características del campo sísmico incidente y al mejorar nuestra habilidad para modelar la geometría del subsuelo. Aun hay que explorar valores más realistas de velocidades de ondas compresionales y de corte e incluir contrastes de densidad y valores confiables de atenuación en todas las unidades geológicas. La meta final, comparar los resultados del modelado sísmico con los datos observados, será factible en ese momento.

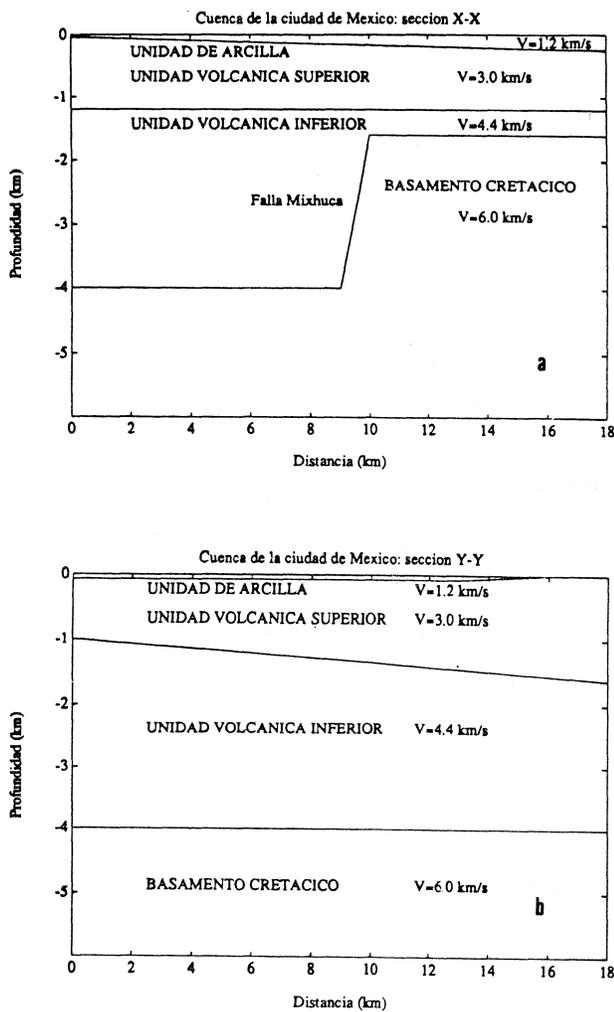


Fig. 7. Secciones aproximadas a) Este-Oeste (X-X) y b) Norte-Sur (Y-Y) utilizadas como modelos de velocidad de la estructura profunda de la cuenca de la ciudad de México. Las dos secciones fueron simplificadas de las secciones geológicas presentadas por Pérez Cruz (1988).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue patrocinado por la Secretaría General de Obras del Departamento del Distrito Federal. La versión original del programa de diferencias finitas fue elaborada por Yi Luo. Jerry Schuster y Jinlong Xu compartieron sus conocimientos sobre diferencias finitas e hicieron que la obtención de resultados fuera muy placentera y productiva. Los cálculos numéricos fueron realizados en el Depto. de Geología y Geofísica de la Universidad de Utah (EUA). Las sugerencias, la perspicacia y el apoyo de Paco Sánchez-Sesma fueron de gran utilidad al inicio del proyecto. Javier Avilés, Cinna Lomnitz, Carlos Mendoza y Emilio Rosenbluth revisaron la versión preliminar del manuscrito y sus sugerencias permitieron que el texto mejorara notablemente. Juan Martín Gómez graficó la Figura 6.

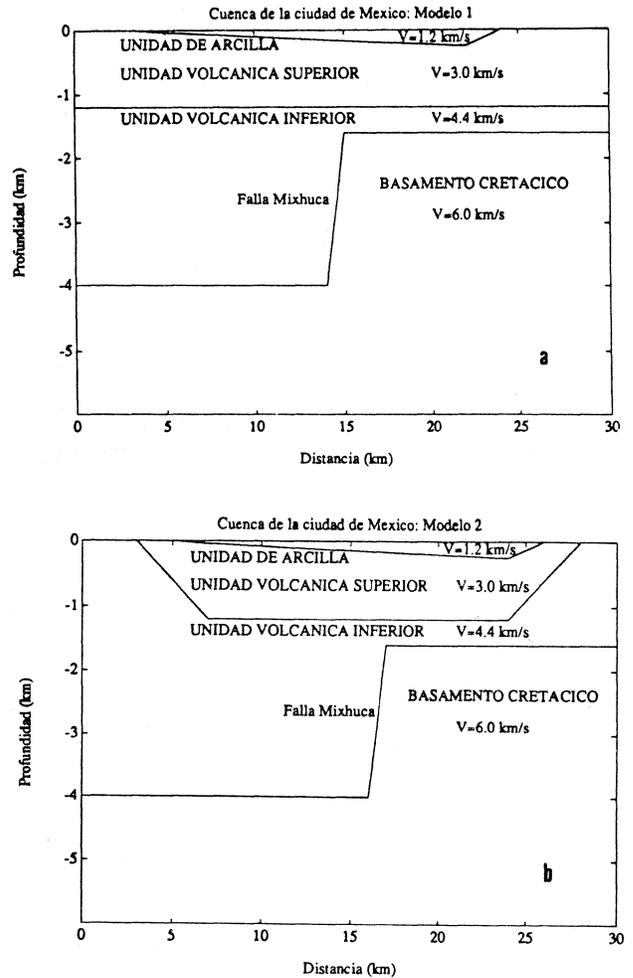


Fig. 8. Secciones hipotéticas obtenidas a partir de la Fig. 7a para fines de modelado sísmico de la cuenca de la ciudad de México. a) Modelo 1 incluyendo confinamiento de la unidad de arcilla. b) Modelo 2 incluyendo confinamiento de la unidad de arcilla y confinamiento de la unidad volcánica superior.

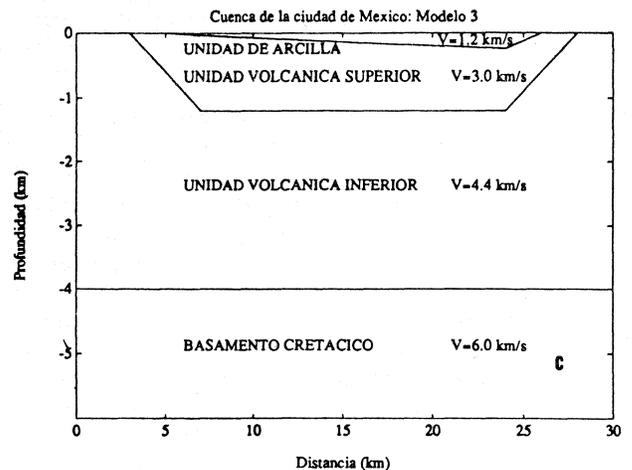


Fig. 8. Cont. c) Modelo 3 igual que el Modelo 2 pero excluyendo el efecto de la Falla Mixhuca propuesta por Pérez Cruz (1988) con base en información de pozos profundos.

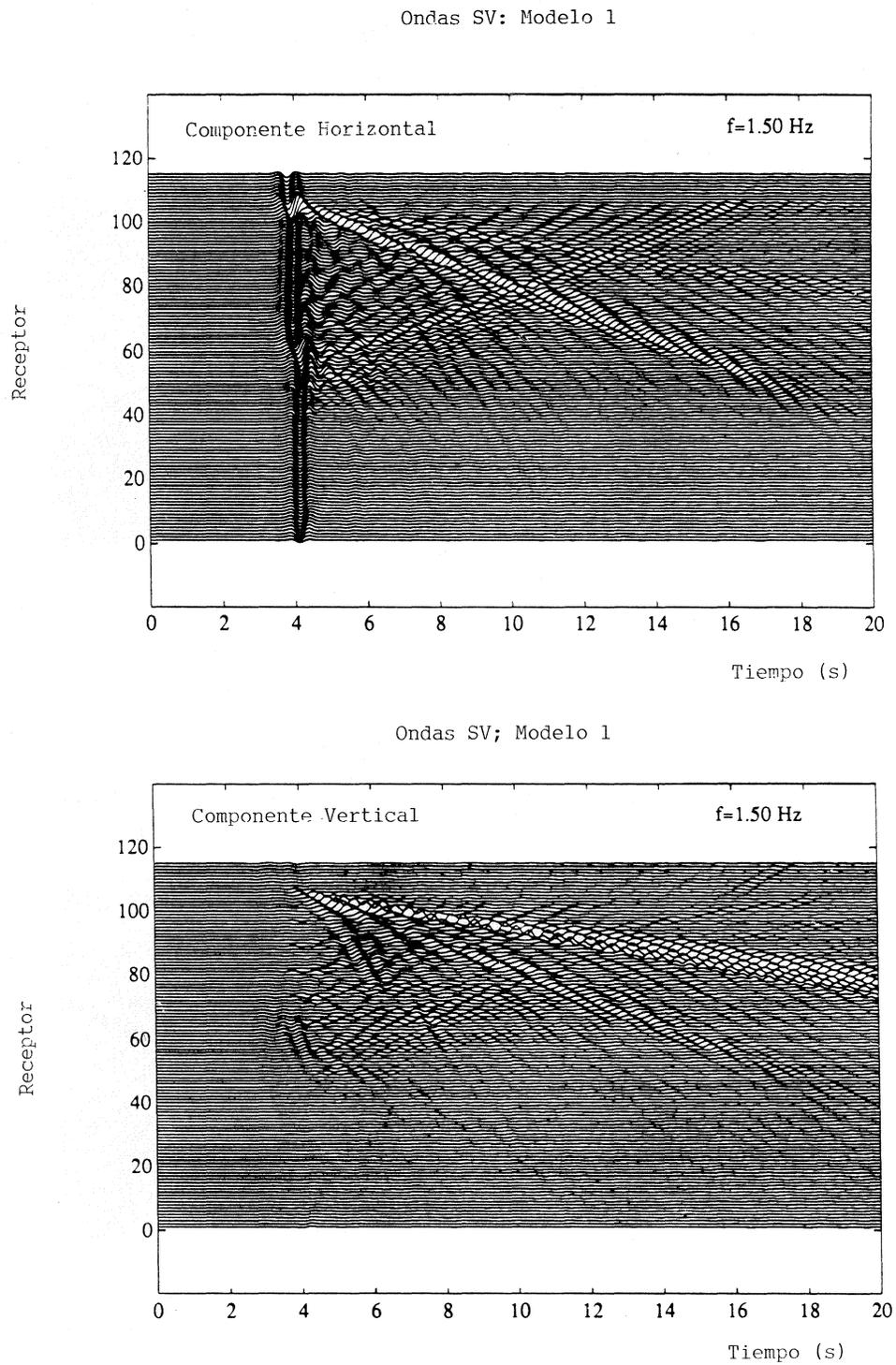


Fig. 9. Sismogramas sintéticos para la cuenca del Modelo 1 (Fig. 8a). La incidencia normal de ondas SV está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 1.5 Hz. Se muestran ambos componentes de desplazamiento.

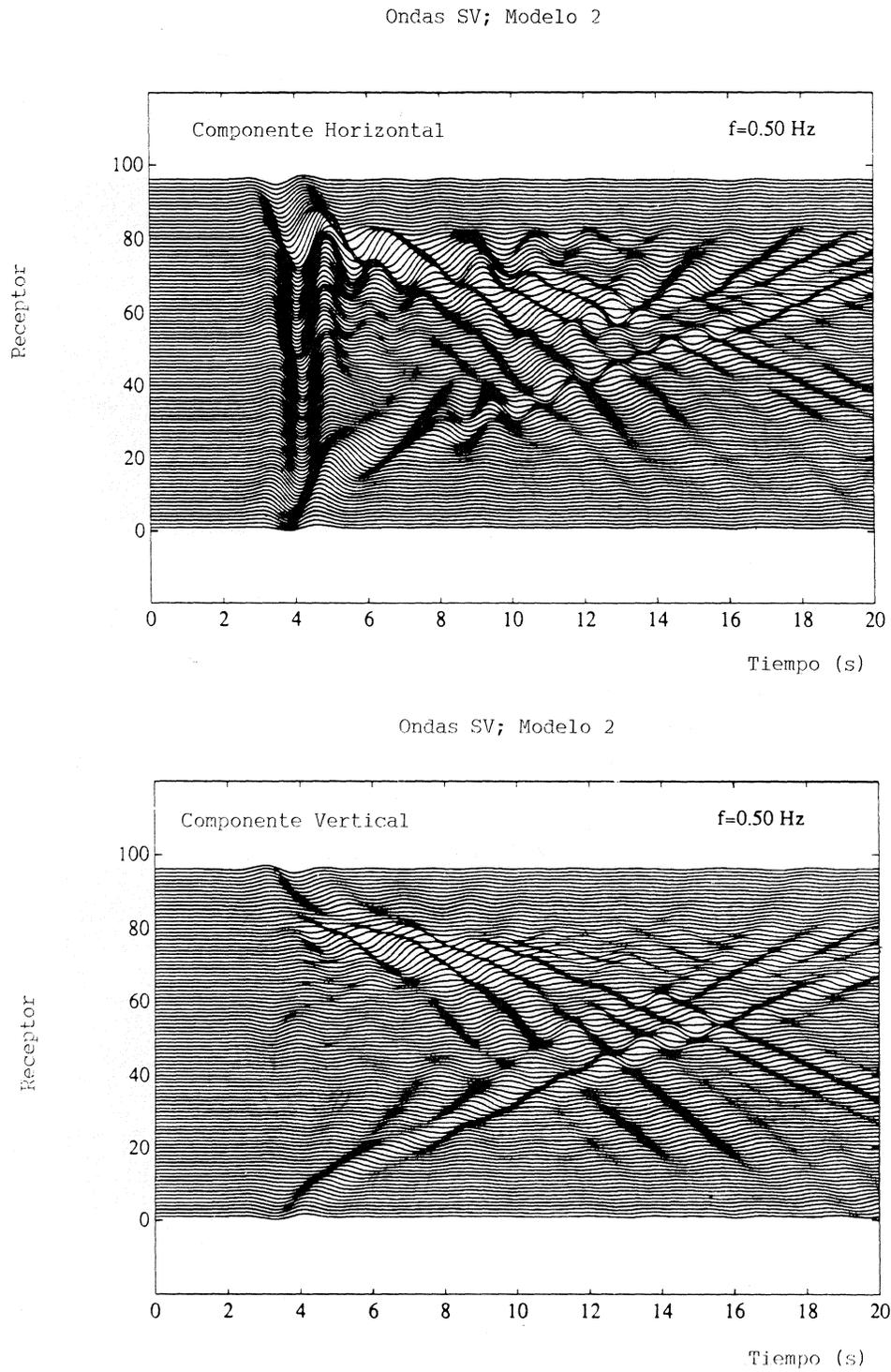
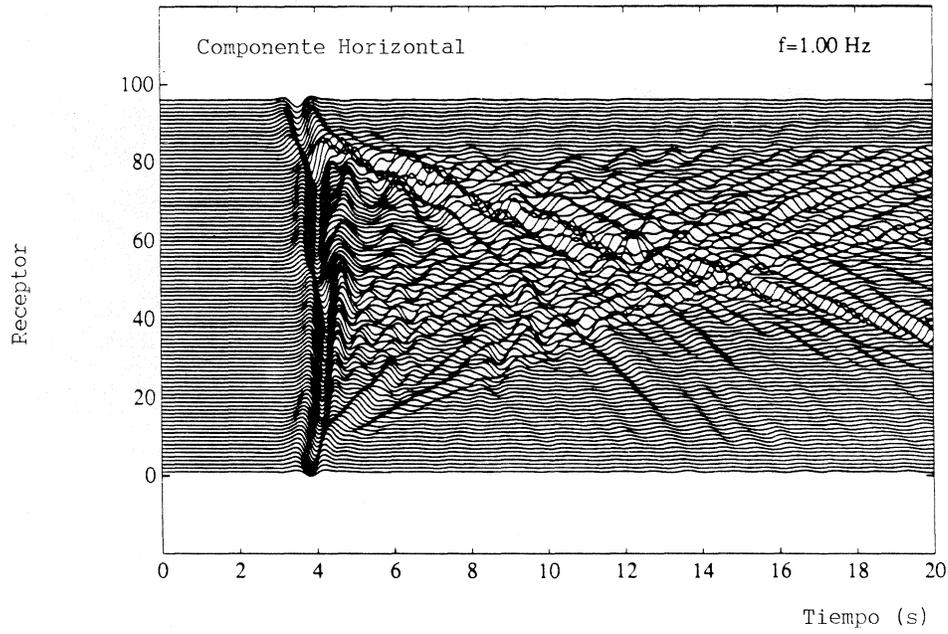


Fig. 10. Sismogramas sintéticos para la cuenca del Modelo 2 (Fig. 8b). La incidencia normal de ondas SV está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 0.5 Hz. Se muestran ambos componentes de desplazamiento.

Ondas SV; Modelo 2



Ondas SV; Modelo 2

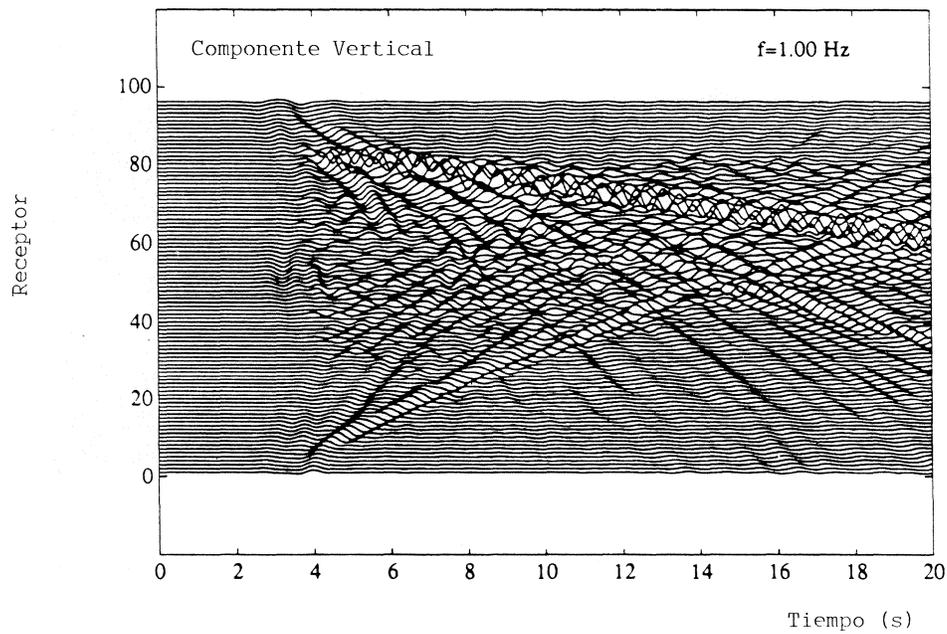


Fig. 11. Igual que la Fig. 10. pero para una frecuencia central de 1.0 Hz.

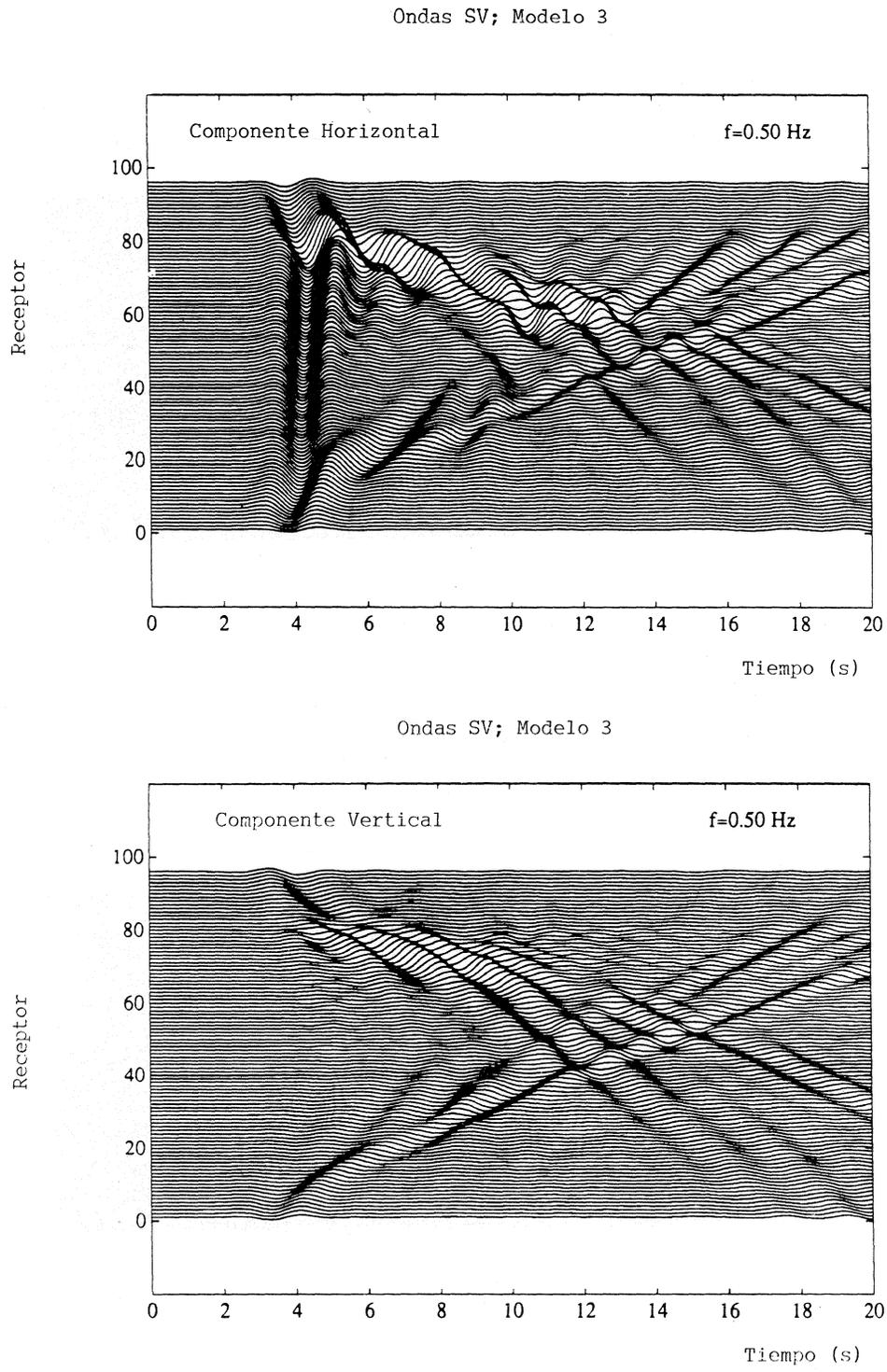
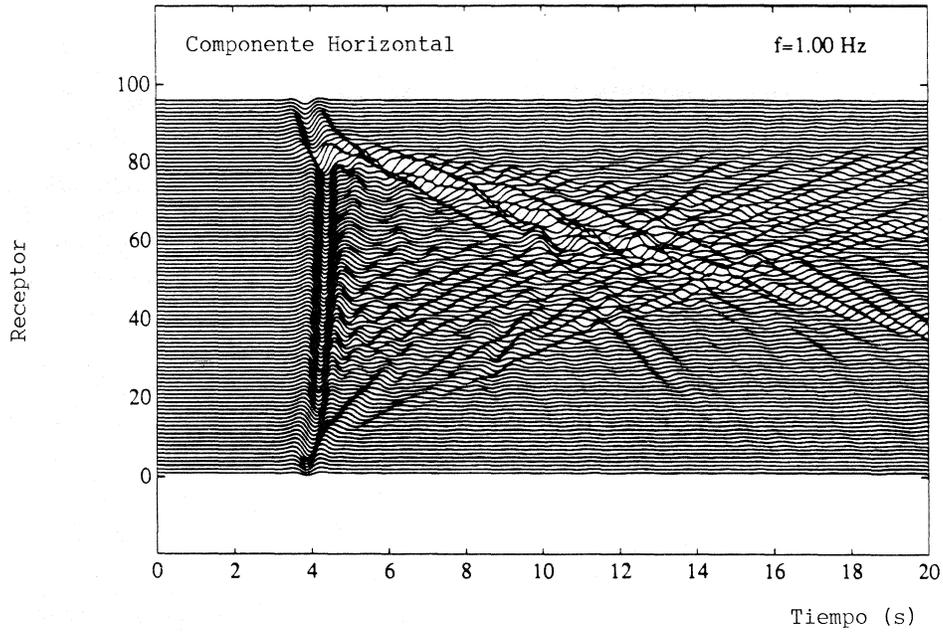


Fig. 12. Sismogramas sintéticos para la cuenca del Modelo 3 (Fig. 8c). La incidencia normal de ondas SV está representada por una ondícula de Ricker con frecuencia central de 0.5 Hz. Se muestran ambos componentes de desplazamiento.

Ondas SV; Modelo 3



Ondas SV; Modelo 3

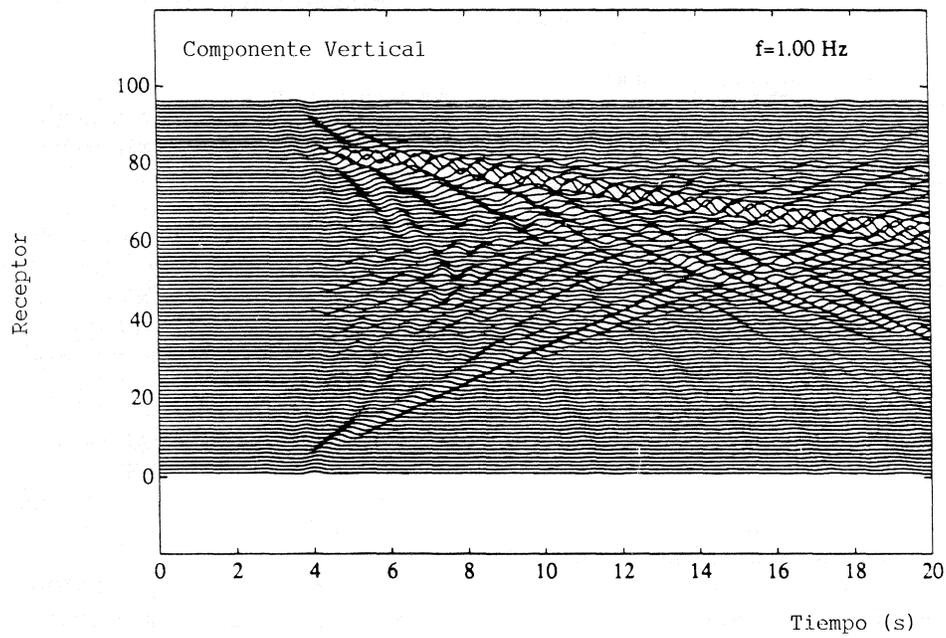


Fig. 13. Igual que la Fig. 12 pero para una frecuencia central de 1.0 Hz.

BIBLIOGRAFIA

- AKI, K. 1988. Local site effects on strong ground motion. *En: Earthquake Engineering and Soil Dynamics II - Recent advances in ground motion evaluation*, J. L. Von Thun (ed), Geotechnical Special Publication No. 20, 103-155, Am. Soc. Civil Engr., Nueva York.
- ALFORD, R. M. K. R. KELLY y D. M. BOORE, 1974. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation, *Geophysics* 39, 834-842.
- BARD, P-Y, M. CAMPILLO, F. J. CHAVEZ-GARCIA y F. J. SANCHEZ-SESMA, 1988. A theoretical investigation of large- and small- scale amplification effects in the Mexico City valley, *Earthquake Spectra* 4, 609-633.
- BAYLISS, A., K. E. JORDAN, B. J. LEMESURIER y E. TURKEL, 1986. A fourth order accurate finite-difference scheme for the computation of elastic waves, *Bull. Seism. Soc. Am.* 76, 1115-1132.
- CALDERON, C., S. CHAVEZ-PEREZ, E. A. VERA y E. ROMERO-JIMENEZ, 1991. Polarization and dispersion analyses of strong ground motion in Mexico City basin, *Proc. 4th Int. Conf. Seismic Zonation II*, 335-342, Stanford, CA, agosto 25-29.
- CAMPILLO, M., P-Y BARD, F. NICOLLIN y F. J. SANCHEZ-SESMA, 1988. The incident wavefield in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin, *Earthquake Spectra* 4, 591-608.
- CAMPILLO, M., J. C. GARIEL, K. AKI y F. J. SANCHEZ-SESMA, 1989. Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path and site effects during the great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 79, 1718-1735.
- CELEBI, M., C. DIETEL, J. PRINCE, M. OÑATE y G. CHAVEZ, 1987. Site amplification in Mexico City (determined from 19 September 1985 strong-motion records and from recordings of weak motions). *En: Ground motion and engineering seismology*, A. S. Cakmak (ed), Computational Mechanics Publications, 141-151.
- CHAVEZ-GARCIA, F. J., 1991. Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico, *Tesis Doctoral*, Universidad Joseph Fourier, Grenoble, Francia.
- CHAVEZ-GARCIA, F. J. y P-Y BARD, 1989. Effect of random thickness variations on the seismic response of a soft soil layer: Applications to Mexico City, *Proc. 4th Int. Conf. Soil Dyn. Earthquake Engr.*, Mexico, D.F., Octubre 23-26. *En: Engineering Seismology and Site Response*, A. S. Cakmak e I. Herrera (eds), Computational Mechanics Publications, Southampton, 247-261.
- CHAVEZ-GARCIA, F. J. y P-Y BARD, 1992. Is Mexico's long lasting ground motion made of gravity waves?, *Proc. 10th World Conf. Earthquake Engr.* 2, 1099-1104, Madrid, España, julio 19-24.
- CHAVEZ-PEREZ, S., 1991. Estructura geológica profunda de la cuenca de la ciudad de México: Implicaciones para movimiento fuerte del terreno, Volumen especial de la Unión Mexicana para Estudios del Cuaternario, México, D.F., en prensa.
- CHAVEZ-PEREZ, S. y G. T. SCHUSTER, 1989. Deep structure beneath Mexico City: implications for strong ground motion (resumen), *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 70, 1192.
- CHAVEZ-PEREZ, S., C. CALDERON-MACIAS, E. ROMERO-JIMENEZ y J. M. GOMEZ-GONZALEZ, 1992. Dispersion analysis using strong motion data, *Proc. 10th World Conf. Earthquake Engr.* 3, 1287-1292, Madrid, España, julio 19-24.
- CHRISTENSEN, N. I., 1982. Seismic velocities. *En: Handbook of physical properties of rocks II*, 1-228, R. S. Carmichael (ed), CRC press, Boca Raton, FL.
- CLAYTON, R. y B. ENGQUIST, 1977. Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations, *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 1529-1540.
- FRANKEL, A., 1989. A review of numerical experiments on seismic wave scattering, *PAGEOPH* 131, 639-685.
- FRANKEL, A. y J. VIDALE, 1992. A three-dimensional simulation of seismic waves in the Santa Clara Valley, California, from a Loma Prieta aftershock, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, 2045-2074.
- HADLEY, P. K., A. ASKAR y A. S. CAKMAK, 1991. Subsoil geology and soil amplification in Mexico Valley, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 10, 101-109.
- KAWASE, H. 1987. Irregular ground analysis to interpret time-characteristics of strong motion recorded in Mexico City during 1985 Mexico earthquake. *En: Ground motion and engineering seismology*, A. S. Cakmak (ed), Computational Mechanics Publications, 467-476.
- KAWASE, H. y K. AKI, 1989. A study of 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.
- KELLY, K. R. y K. J. MARFURT (eds), 1990. Numerical modeling of seismic wave propagation, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa.
- LEVANDER, A. R., 1988. Fourth-order finite-difference P-SV seismograms, *Geophysics* 53, 1425-1436.

- LEVANDER, A., 1990. Seismic scattering near the earth's surface, *PAGEOPH* 132, 21-47.
- LOMNITZ, C. 1990. Mexico 1985: the case for gravity waves, *Geophys. J. Int.* 102, 569-572.
- OLSEN, K. B. y G. T. SCHUSTER, 1992. Site amplification in the Salt Lake Valley by three-dimensional elastic wave propagation (resumen), *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 73, 338.
- ORDAZ, M., S. K. SINGH, E. REINOSO, J. LERMO, J. M. ESPINOSA y T. DOMINGUEZ, 1988. Estimation of response spectra in the lake bed zone of the Valley of Mexico during the Michoacan earthquake, *Earthquake Spectra* 4, 815-834.
- ORDAZ, M., S. K. SINGH, R. CASTRO, E. MENA y R. QUAAS, 1990. Are the seismic waves amplified even in the hill zone of Mexico City? (resumen), *Seism. Res. Lett.* 61, 14.
- PEREZ CRUZ, G. A., 1988. Estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México, *Tesis de Maestría*, Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F.
- PETROLEOS MEXICANOS, 1987. Estudio geofísico del subsuelo de la ciudad de México, informe inédito.
- PRESS, F., 1966. Seismic velocities. *En: Handbook of Physical Constants*, S. P. Clark, Jr. (ed), Geol. Soc. Am. Memoir 497, 195-218.
- RAMOS-MARTINEZ, J., 1992. Simulación numérica de la respuesta sísmica de valles aluviales, *Tesis de Maestría*, Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.
- ROSENBLUETH, E., 1952. Teoría del diseño sísmico sobre suelos blandos, Ediciones ICA, Serie B, México, D. F., Vol. 14, 3-12.
- SANCHEZ-SESMA, F. J., S. CHAVEZ-PEREZ, M. SUAREZ, M. A. BRAVO y L. E. PEREZ-ROCHA, 1988. On the seismic response of the Valley of Mexico, *Earthquake Spectra* 4, 569-589.
- SANCHEZ-SESMA, F. J., M. CAMPILLO, P-Y BARD, J-C GARIEL y K. AKI, 1989. The great 1985 Michoacan earthquake: A unified approach considering source, path and site effects, Proc. 4th Int. Conf. Soil Dyn. Earthquake Engr., México, D. F., Octubre 23-26. *En: Engineering Seismology and Site Response*, A. S. Cakmak e I. Herrera (eds), Computational Mechanics Publications, Southampton, 53-75.
- SANTOYO, M. A., C. CALDERON, M. SUAREZ, F. J. SANCHEZ-SESMA, M. A. BRAVO y S. CHAVEZ-PEREZ, 1989. A time domain study of strong ground motions in Mexico City, Proc. 4th Int. Conf. Soil Dyn. Earthquake Engr., México, D. F., Octubre 23-26. *En: Engineering Seismology and Site Response*, A. S. Cakmak e I. Herrera (eds), Computational Mechanics Publications, Southampton, 37-51.
- SELIGMAN, T. H., J. M. ALVAREZ-TOSTADO, J. L. MATEOS, J. FLORES y O. NOVARO, 1989. Resonant response models for the Valley of Mexico-I; the elastic inclusion approach, *Geophys. J. Int.* 99, 789-799.
- SINGH, S. K. y 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, en prensa.
- SINGH, S. K., E. MENA y R. CASTRO, 1988. Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 451-477.
- STEPHEN, R. A., 1988. A review of finite difference methods for seismo-acoustics problems at the sea floor, *Rev. Geophysics* 26, 445-458.
- VIDALE, J. E. y R. W. CLAYTON, 1986. A stable free-surface boundary condition for two-dimensional elastic finite-difference wave simulation, *Geophysics* 49, 1933-1957.
- VIDALE, J. y D. V. HELMBERGER, 1988. Elastic finite-difference modeling of the 1971 San Fernando, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 122-141.
- VIRIEUX, J., 1986. P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method, *Geophysics* 51, 889-901.
- XU, J. y S. CHAVEZ-PEREZ, 1991. Numerical analysis of stability and accuracy for the psvr4.f code, University of Utah Tomography Development Project 1990 Annual Report, 199-210, Salt Lake City, UT, USA, Enero 25.
- ZAHRADNIK, J., J. JECH y P. MOCZO, 1990. Absorption correction for computations of a seismic ground response, *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 1382-1387.
- ZAHRADNIK, J., P. MOCZO y F. HRON, 1992. Numerical comparison of recent finite-difference schemes for P-SV waves, *Proc. Int. Symposium on The Effects of Surface Geology on Seismic Motion I*, 161-166, Odawara, Japón, Marzo 25-27.

S. Chávez Pérez

ZEEVAERT, L., 1964. Strong ground motions recorded during earthquakes of May the 11th and 19th, 1962, in Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.* 54, 209-231.

Sergio Chávez Pérez

*Centro de Investigación Sísmica
Fundación Javier Barros Sierra
Carretera al Ajusco 203
Col. Héroes de Padierna
14200 México, D.F., MEXICO*

*Departamento de Ingeniería de Recursos
Energéticos y Minerales,
División de Estudios de Posgrado
Facultad de Ingeniería, UNAM
Cd. Universitaria
04510 México, D.F., MEXICO*

*Dirección actual:
Seismological Laboratory
Mackay School of Mines
University of Nevada
Reno, NV 89557-0141, USA.*