

# ANÁLISIS DE LOS ACELEROGRAMAS REGISTRADOS EN LA CIUDAD DE MÉXICO DURANTE EL TEMBLOR DEL 25-04-89. EVIDENCIAS DE UNA POSIBLE EXPLICACIÓN PARA LA GRAN DURACIÓN DEL MOVIMIENTO FUERTE

*Francisco J Chávez-García<sup>1,2</sup> y Evangelina Romero-Jiménez<sup>2</sup>*

<sup>1</sup>Instituto de Ingeniería, UNAM, Apdo. Postal 70-472, Coyoacán 04510, México, DF

<sup>2</sup>Centro de Investigación Sísmica, AC, FJBS, Camino al Ajusco 203, Tlalpan 14200, México

## ABSTRACT

The 4.25.89 ( $M_s=6.9$ ) event that occurred in the subduction zone in the Pacific coast of Mexico produced more than 60 digital acceleration records in Mexico City. We present a detailed analysis of these accelerograms. First, it was necessary to assign common time that was lacking for the records. To this end, we imposed a phase velocity to the fundamental mode of Rayleigh waves, unambiguously identified in almost all the records in the long period band (7 to 10 s). Second, we examined the records in different frequency bands, looking for significant energy arrivals, coherent among several stations. The best results were obtained in the period band 3 to 4.5 s, where two significant pulses were identified and interpreted as Rayleigh waves. These pulses propagate essentially in the epicentral direction and are not related to the geotechnical zoning. We suggest that they are converted waves, probably generated at the Southern limit of the Transmexican Volcanic Belt. Our observations support a hypothesis, advanced by Chávez-García *et al.* (1995), that suggests that long durations in the lake bed zone of Mexico City result from the interaction of deeply guided late arriving surface waves with local 1D resonance.

## RESUMEN

El sismo del 25 de abril de 1989 ( $M_s=6.9$ ) generó más de 60 acelerogramas digitales en la ciudad de México. Presentamos un análisis detallado de estos registros. Para ello se asignó una base de tiempo común a los acelerogramas, lo cual fue posible al imponer la velocidad de fase al modo fundamental de ondas Rayleigh, identificado sin ambigüedad en casi todas las estaciones en la banda de periodos largos (7 a 10 s). A continuación examinamos los registros en diferentes bandas de frecuencia, buscando pulsos coherentes entre varias estaciones. Los mejores resultados se obtuvieron en la banda de periodos de 3 a 4.5 s, en la cual fue posible identificar dos pulsos de ondas Rayleigh. El análisis indica que esas ondas se propagan en una dirección similar a la epicentral y que no están relacionadas con la zonificación geotécnica. Nuestros resultados sugieren que son ondas convertidas, probablemente generadas en el límite Sur del Eje Volcánico. Estas observaciones apoyan la hipótesis de Chávez-García *et al.* (1995) que sugiere que las grandes duraciones del movimiento sísmico observadas en zona de lago resultan de la interacción de ondas superficiales tardías guiadas por la estructura profunda de la cuenca con la resonancia local 1D de los estratos de arcilla superficial.

## INTRODUCCIÓN

En septiembre de 1985, 11 acelerógrafos registraron el movimiento sísmico generado por el sismo de Michoacán ( $M_s=8.1$ ) en la ciudad de México. Ese evento ocasionó la pérdida de más de 10,000 vidas y daños importantes en esta ciudad, a más de 300 km de distancia epicentral. A partir de esa fecha, el esfuerzo realizado por el gobierno de la ciudad y por varias instituciones permitió incrementar el número de acelerógrafos en la ciudad de México en un orden de magnitud. En años recientes, el movimiento sísmico generado por algunos sismos moderados ha generado una gran cantidad de registros en la Red Acelerométrica de la Ciudad de México (RACM). Estos registros forman actualmente una base de datos digitales de alta calidad de gran dimensión (unos 1,500 acelerogramas de campo libre). Esta base de datos ha sido empleada con gran éxito en el estudio de las variaciones laterales de la respuesta sísmica dentro del valle relativamente al movimiento en terreno firme, permitiendo aún la predicción del movimiento sísmico en sitios del valle que no fueron instrumentados (Ordaz *et al.*, 1988; Pérez-Rocha *et al.*, 1995). Sin embargo, hasta ahora, estos datos no han sido utilizados para explorar la naturaleza del movimiento sísmico en la ciudad de México, ni tampoco han sido utilizados para determinar hasta que punto son válidos los modelos 1D para evaluar la respuesta sísmica en la zona de lago del valle de México. Esto es importante pues, los modelos 1D son corrientemente utilizados aún cuando se ha mostrado (Chávez-García y Bard, 1994) que son inadecuados para modelar la respuesta sísmica en el dominio del tiempo.

El propósito de este trabajo es presentar resultados de un análisis detallado de los acelerogramas registrados en la ciudad de México durante el sismo del 25 de abril de 1989. Este análisis se realizó tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia. El evento del 25-04-89 o temblor de Guerrero, ocurrió a una profundidad de 19 km en las coordenadas geográficas  $16.579^\circ\text{N}$  y  $99.462^\circ\text{W}$ , frente a la costa de Guerrero. El movimiento generado por este evento disparó el registro en 63 acelerógrafos digitales de campo libre en la ciudad de México. El azimut entre la fuente y las estaciones fue de  $N5^\circ E$  y la distancia epicentral de 306 km (a la estación de Ciudad Universitaria).

Uno de los problemas que presenta el análisis de los datos registrados en la Red Acelerométrica del valle de México es la falta de una base de tiempo común para las estaciones que la componen. Este problema ha sido enfrentado de diferentes maneras en distintas investigaciones. Campillo *et al.* (1988) recurrieron a un alineamiento de fases para cinco registros verticales del temblor de Michoacán de 1985. Pérez-Rocha *et al.* (1991) y Sánchez-Sesma *et al.* (1993) alinearon un pulso de desplazamiento observado en los componentes verticales para el sismo del 25-4-89. Una vez alineados los registros, estos autores utilizaron datos de tiempo absoluto en varias estaciones para asignar el retraso por propagación en la dirección epicentral para todas las estaciones. Posteriormente se puso en evidencia que el tiempo absoluto utilizado por Pérez-Rocha *et al.* (1991) y por Sánchez-Sesma *et al.* (1993) no era confiable y ello explicaba la velocidad de grupo anormalmente baja que obtuvieron para el pulso fundamental de ondas de Rayleigh (1.6 km/s para los desplazamientos, en la banda de periodos superior a 5 s). Naturalmente, si el tiempo absoluto asignado a los registros no fue correcto, resultó imposible reconocer trenes de onda comunes en otras ventanas de frecuencia. En los estudios mencionados se sugirió la presencia de ondas superficiales y de efectos 2- y 3-D en los registros, pero no se mostró ninguna evidencia de ellos.

En este trabajo hemos resuelto el problema del tiempo absoluto de los registros de aceleración al imponer una velocidad de fase al modo fundamental de ondas Rayleigh, el cual puede ser identificado en casi todas las estaciones. Posteriormente, analizamos los registros filtrados en una serie de ventanas de frecuencia. En cada una de esas bandas, examinamos los registros buscando correlacionar llegadas de amplitud significativa entre trazas de estaciones cercanas. Los mejores resultados se obtuvieron en la banda de 3 a 4.5 s de periodo. Nuestros resultados muestran que las heterogeneidades laterales afectan de manera importante el movimiento sísmico en el valle de México. Estos efectos laterales, sin embargo, no están relacionados con la zonificación geotécnica aceptada en la ciudad (Marsal y Mazari, 1959), sino con heterogeneidades de mayor tamaño. Nuestros resultados demuestran la importancia de las ondas superficiales en la respuesta sísmica del valle, sugieren que es importante considerar las heterogeneidades laterales en una escala que había sido

ignorada, y muestran la imposibilidad de explicar el movimiento en el valle usando una estación de la zona de lomas como movimiento de referencia. Finalmente, nuestros resultados apoyan la hipótesis de Chávez-García *et al.* (1995) que sugiere que las largas duraciones del movimiento sísmico observadas en la zona de lago resultan de la interacción de ondas superficiales tardías guiadas por capas profundas con la resonancia local 1D de las capas de arcilla superficial.

## ANÁLISIS

### Asignación de tiempo común

En 1989, la RACM era operada por cuatro instituciones diferentes: Fundación ICA, CIRES de la Fundación Javier Barros Sierra, CENAPRED, e Instituto de Ingeniería de la UNAM. El total de registros de campo libre obtenido en la ciudad de México fue de 63, pero tres de éstos (estaciones 57, 58 y CD) resultaron inutilizables debido a la presencia de *glitches* en los registros originales. La figura 1 muestra la distribución de las 60 estaciones incluidas en el análisis.

La principal dificultad para un análisis detallado de los acelerogramas obtenidos por la RACM es la falta de una base de tiempo común. Para superar esta dificultad, seguimos el procedimiento empleado por Chávez-García *et al.* (1995) para los registros del sismo de Michoacán (19-09-85). Examinamos los registros en la banda de periodos de 7 a 10 s e identificamos el modo fundamental de ondas de Rayleigh ( $R_0$ ) propagándose desde la fuente. Este pulso tiene una alta coherencia entre las estaciones, tanto en el componente NS (que está prácticamente en la dirección radial) como en el vertical, sin importar las condiciones geotécnicas de las estaciones. El tiempo común fue asignado al imponer una velocidad de fase de 3.17 km/s a este modo. Esta velocidad corresponde a un mínimo de la curva de dispersión para la velocidad de grupo, para la cual podemos esperar una llegada de amplitud significativa en los registros (figura 2). La sección sísmica resultante para los componentes verticales se muestra en la figura 3. El resultado que se obtiene para el componente NS (figura 4) es muy similar. En ambas figuras la distancia se mide en la dirección epicentral a partir de un origen arbitrario. Cabe señalar que para obtener la alta coherencia que muestran las figuras 3 y 4 fue necesario cambiar los signos de

algunas de las estaciones. En todos los casos se cambió el signo de ambos componentes (NS y vertical). Una vez asignado el signo de estos componentes, éste se mantuvo durante todo el análisis. Las figuras 3 y 4 muestran que el procedimiento seguido es confiable. Hemos medido la velocidad para la cual se alinean los envolventes de las trazas. La velocidad de dicho envolvente debe coincidir con la velocidad de grupo esperada en este rango de periodos. La medición arroja un valor de alrededor de 2.6 km/s, en excelente acuerdo con el valor teórico mostrado en la figura 2. Cabe señalar que la velocidad de fase permitió asignar una base de tiempo común a los registros, pero no un tiempo absoluto (medido a partir del inicio de la ruptura). Para asignar el tiempo absoluto, calculamos el retraso que debería tener  $R_0$  en una estación dada. Este retraso es igual a la distancia epicentral de esa estación dividida por la velocidad de grupo, pues esa será la velocidad promedio de  $R_0$  entre la fuente y la estación de referencia. Una vez que hemos prescrito una base de tiempo para todos los registros, es posible analizarlos usando gráficas tiempo-distancia a lo largo de diferentes direcciones, así como animaciones del movimiento en una computadora para diferentes bandas de frecuencia. Cabe señalar que el componente EW no mostró ningún pulso correlacionable entre grupos de estaciones en la banda de periodos largos. Las amplitudes del componente EW son inferiores en un factor entre 5 y 10 a las amplitudes observadas en el componente NS, lo que sugiere que el modo fundamental de ondas de Love no se propagó tan eficientemente como  $R_0$  en el trayecto costa-valle de México.

### Gráficas tiempo-distancia

Hemos analizado los datos en diferentes bandas de frecuencia, desde 7 hasta 2 s de periodo. Los mejores resultados se obtuvieron al filtrar las trazas en la banda de periodos de 3 a 4.5 s. Para periodos más largos, la energía está concentrada en el modo fundamental de ondas Rayleigh,  $R_0$ , y no es posible identificar otras llegadas de energía de amplitud significativa en los registros. Para bandas de periodo más corto, la coherencia entre los registros decae y se vuelve difícil identificar sin ambigüedad trenes de onda comunes entre los diferentes registros.

Una vez filtrados los registros se eligieron direcciones para el análisis. Se buscó utilizar en

análisis todos los registros, analizando los tres componentes de movimiento en cada caso. Analizamos el movimiento de partícula de los pulsos de mayor amplitud identificados a lo largo de los registros, buscando orientaciones sistemáticas del movimiento en el plano horizontal (el componente vertical presentó amplitudes mucho menores) entre grupos de estaciones cercanas entre sí. Finalmente, se graficaron las secciones tiempo-distancia. Los resultados se presentan más adelante.

Las velocidades de propagación que se reportan en los siguientes párrafos fueron medidas siguiendo dos procedimientos. El primero fue medirlas directamente en las secciones sísmicas, ya sea de las trazas (velocidades de fase) o de las envolventes de las trazas (velocidades de grupo). El segundo procedimiento fue hacer un apilamiento de las trazas (o de sus envolventes). En efecto, supongamos que un pulso dado atraviesa el arreglo de estaciones en una dirección y con una velocidad desconocidas. Conociendo la posición de cada estación, podemos hacer un *beamforming* (Dudgeon y Mersereau, 1984). A cada traza se le aplica un retraso de tiempo igual a su distancia a un origen arbitrario, medida en la dirección de propagación supuesta, dividida por la velocidad de propagación supuesta. Una vez que cada traza ha sido retrasada el tiempo que le corresponde, se hace el apilamiento (*stack*) de todas las trazas. Si repetimos este procedimiento barriendo un rango de direcciones y velocidades de propagación, obtenemos un traza apilada para cada combinación de estos dos parámetros. Finalmente, comparamos todas las trazas que resultaron. El apilamiento obtenido para la dirección y velocidad en la que realmente se está propagando el pulso tendrá las máximas amplitudes, mientras que el resultado de apilar las trazas originales para otra combinación de dirección y velocidad tendrá amplitudes menores. La dirección y velocidad correctas serán entonces aquellos parámetros para los cuales el *stack* tome sus máximos valores. Naturalmente, si hay variaciones en la dirección y/o velocidad de propagación del pulso en el interior del arreglo, el valor que obtendremos del apilamiento será un promedio para todo el arreglo.

## RESULTADOS

### Pulso 1

En la banda de periodo de 3 a 4.5 s, aparece un primer pulso de amplitud significativa, el cual pudo ser correlacionado en 31 estaciones, localizadas principalmente al Oeste de la ciudad. Este pulso pudo observarse tanto en el componente NS como en el vertical (figuras 5 y 6). La diferencia entre el tiempo de llegada del envolvente de  $R_0$  y el envolvente del pulso 1 aumenta hacia el Norte, lo que indica que el pulso 1 se propaga en la misma dirección que  $R_0$ . El máximo del envolvente del pulso 1 llega a las estaciones analizadas entre 13 y 20 s antes del máximo de los envolventes de  $R_0$ . Este valor es el mismo independientemente de medirlo en el componente vertical o en el NS.

Dado que hemos asignado tiempo absoluto a las trazas, podemos determinar la velocidad con la que se propagó el pulso 1, en el caso de que se hubiera originado en la fuente (pues conocemos la distancia epicentral). Este valor es de 3.2 km/s. Sin embargo, al medir la velocidad de grupo siguiendo el tiempo al cual ocurre el máximo del envolvente del pulso 1 obtenemos un valor de 3.0 km/s, consistentemente para los componentes NS y vertical. Este valor concuerda con un mínimo de la velocidad de grupo del modo  $R_1$  en esta banda de periodos (figura 2). Sin embargo, una onda que se propagara desde la fuente con esa velocidad de grupo debería llegar unos 6 s antes del máximo de  $R_0$ . Esto indica que el pulso 1 no se propagó desde la fuente, sino que fue generado en algún punto del trayecto entre la costa y el valle de México.

Hemos medido también la velocidad de fase del pulso 1 conforme atraviesa el arreglo de estaciones. Los resultados varían en el rango 3.5 a 3.8 km/s de acuerdo al componente analizado (vertical o NS), y a si la medición se obtiene de las secciones sísmicas o del *beamforming*. La longitud de esta onda se encuentra entonces entre 10 y 17 km. La velocidad de fase determinada coincide con la que predice la figura 2 para  $R_1$  en esta banda de periodos. La figura 7 presenta la evolución de las fases del pulso 1 al atravesar las estaciones en las que pudo ser identificada. En esta figura se muestra la

polarización en el plano horizontal, si bien dicha polarización tiene un factor de incertidumbre. Mencionamos que fue necesario cambiar el signo de los componentes NS y vertical a algunas trazas para obtener el excelente acuerdo mostrado en las figuras 3 y 4. Desafortunadamente, no contamos con una calibración similar para el signo del componente EW. Debido a ello, el signo considerado para el componente EW es el que incluye la traza original. La polarización del pulso 1 cambia gradualmente de Sur a Norte, indicando que la estructura de los sedimentos del valle afecta su propagación. La figura 7 incluye contornos del tiempo de llegada (en s) de un frente de onda común del pulso 1 en el grupo de 31 estaciones. Este tiempo de llegada es el mismo, ya sea que se mida en el componente vertical o en el NS. La velocidad de fase de este pulso disminuye, de un valor que no puede medirse con precisión (entre 3.8 y 4 km/s) al sur de la cuenca, hasta 2.6 km/s al Norte de la misma. Este cambio se refleja en los contornos de la figura 5, los cuales están más espaciados al Sur. Esta variación de la velocidad de fase sugiere una estructura irregular de las propiedades de los sedimentos profundos del valle (la longitud de onda del pulso 1 está comprendida entre 10 y 17 km) y explica el rango amplio en las estimaciones realizadas. La distribución de estaciones no es suficiente para seguir con precisión los cambios en la posición del frente de onda sugeridos por los cambios en la dirección de máxima elongación en el plano horizontal.

Concluimos entonces que el pulso 1 corresponde al primer modo superior de ondas de Rayleigh, pero que fue generado en un punto intermedio de la trayectoria entre la costa y el DF.

### **Pulso 2**

Un segundo pulso pudo ser identificado en 20 estaciones, en los componentes NS y vertical. Estas estaciones son un subconjunto de las estaciones que permitieron identificar el pulso 1 (las figuras 5 y 6 muestran las secciones tiempo-distancia correspondientes). El pulso 2 llega 35 s después del pulso 1 en la estación 84 (y por lo tanto unos 22 s después de  $R_0$ ). El intervalo de tiempo entre la llegada del pulso 1 y la del pulso 2 aumenta hacia el norte, indicando que el pulso 2 se propaga sensiblemente en la misma dirección que el pulso 1. La velocidad de grupo del pulso 2, medida al atravesar el arreglo, el pulso 2 se encuentra

alrededor de 1.1 o 1.2 km/s (según se mida en las secciones tiempo-distancia o haciendo el *beamforming*). Ahora bien, un pulso que se propagara desde la fuente con esa velocidad de grupo, debería llegar cerca de tres minutos después de  $R_0$ . Esto indica muy claramente que el pulso 2, al igual que el pulso 1, se generó en algún punto del trayecto entre la costa y el valle de México.

La velocidad de fase para el pulso 2 está comprendida entre 2.2 y 2.3 km/s. Por lo tanto su longitud de onda está comprendida entre 6 y 10 km. Esta velocidad de fase, así como la velocidad de grupo medida para este pulso, está por abajo de las velocidades mostradas en la figura 2. Esto indica que el pulso 2 se propaga guiado por las estructuras geológicas más superficiales que las que aparecen en un modelo de corteza. En la figura 8 se presenta la evolución de las fases del pulso 2 al atravesar las estaciones en las que pudo ser identificada. En esta figura se muestra la polarización en el plano horizontal y contornos del tiempo de llegada de esta fase a las estaciones en donde se identificó sin ambigüedad. El comentario sobre la incertidumbre en el signo del componente EW se aplica nuevamente a las direcciones mostradas en la figura 8. Nuevamente, la polarización del pulso 2 cambia gradualmente de Sur a Norte, de manera similar a lo observado para el pulso 1. Contrariamente a lo observado para el pulso 1, la velocidad de fase del pulso 2 se incrementa hacia el Norte, como lo muestra el aumento en la separación entre contornos hacia el Norte. Sin embargo, la precisión que con que puede medirse este cambio es menor a la lograda para el pulso 1. Nuevamente, la distribución espacial de estaciones no permite relacionar el cambio en la dirección de máxima polarización en el plano horizontal con un cambio en la orientación del frente de onda.

### **Resonancia 1D**

No fue posible identificar otros pulsos aislados, coherentes entre grupos de estaciones. Es notable la rápida disminución de la coherencia, aun para estaciones sumamente cercanas entre sí. Esto indudablemente está relacionado con el hecho de que las longitudes de onda en la arcilla son cortas, aun para frecuencias relativamente bajas (Chávez-García y Bard, 1994). A pesar de ello, es posible hacer una observación adicional en algunas estaciones de la zona de lago. Estas estaciones

son las que presentan la mayor amplitud del movimiento en la banda de 3 a 4.5 s de periodo. El componente NS de estas estaciones se muestra en la figura 9 (el componente EW presenta un comportamiento similar). En casi todas estas estaciones no se observan pulsos aislados correlacionables entre varias estaciones, sino una vibración sostenida durante un tiempo prolongado (especialmente las estaciones 42 y 80). La amplitud de esta vibración es del orden de 4 a 6 veces mayor de la amplitud del pulso 1 discutido arriba. La ubicación de estas estaciones se muestra en la figura 10. Todas ellas se ubican en la zona de lago, en sitios en los que el periodo dominante de los estratos superficiales de arcilla se encuentra entre 2 y 4 s (Lermo y Chávez-García, 1994). Dicho periodo dominante depende fuertemente del espesor de la capa de arcilla, el cual aumenta hacia el este. Nuestra interpretación de la figura 9 es que las ondas guiadas, prominentes en registros de las estaciones situadas al oeste, se propagaron guiadas por la estructura profunda de la cuenca también bajo estas estaciones. Debido a que la frecuencia de esas ondas coincidió con la frecuencia 1D, local, de las capas de arcilla, el movimiento del terreno cambió su naturaleza, de una onda que se propaga a una resonancia monocromática.

## DISCUSIÓN

Los resultados que hemos presentado muestran las únicas llegadas de energía de amplitud significativa que pudieron ser correlacionadas en varias estaciones. En el componente EW, a pesar de tener una amplitud considerable en las bandas de frecuencia analizadas no fue posible identificar confiablemente pulsos comunes a varias estaciones. Proponemos como explicación que la resonancia 1D de las capas de arcilla superficial en la zona de lago se presenta arriba de 3 s bajo las estaciones al Este del DF. Esta resonancia actúa como una pantalla que impide analizar la propagación de ondas debajo de esas capas superficiales.

Los dos pulsos identificados en la banda de 3 a 4.5 s de periodo (pulsos 1 y 2) presentan una dirección de propagación que coincide razonablemente con la dirección epicentral, sin embargo los tiempos de llegada implican que no se propagaron desde la fuente. Es razonable pensar entonces que se generaron en algún punto

intermedio durante el trayecto entre la costa y el DF. Lamentablemente, los datos que hemos analizado no permiten estimar en que punto del trayecto se generaron estos pulsos. Para resolver este problema, una posible hipótesis sería que ambos pulsos hubieran sido generados por la misma discontinuidad. De ser así, es fácil determinar a qué distancia coinciden en el tiempo los pulsos 1 y 2, sabiendo sus respectivas velocidades de grupo. El cálculo indica unos 57 km al Sur de Ciudad Universitaria, y unos 75 s antes de la llegada del pulso 1 a CU. Si nuestra hipótesis es cierta, el pulso 1 y el pulso 2 habrían sido generados por una onda que se propagó de la fuente sísmica con una velocidad de 3.3 km/s. Si observamos el mapa geológico del centro del país, podemos notar que a unos 50 km al Sur de CU se encuentran los límites de la provincia geológica del Eje Volcánico. Este límite podría ser la interface en la que se generaron los pulsos 1 y 2.

Una forma de comprobar nuestra hipótesis sería analizar registros acelerográficos en estaciones al Sur del valle de México. Sin embargo, en 1989, sólo se encontraban en funcionamiento las estaciones Teacalco y Filo de Caballo en el trayecto entre la costa y el DF. No hemos considerado el registro de Filo de Caballo debido a que: la estación se encuentra a un azimut del epicentro de 341°, significativamente diferente de los 5° entre el epicentro y el DF; la distancia epicentral en esta estación es de 126 km, lo que hace difícil correlacionar este registro con los del valle de México, a casi 200 km de distancia.

Debido a lo anterior, hemos analizado el registro del temblor de interés obtenido en Teacalco, en un azimut de 2° del epicentro (prácticamente sobre la línea epicentro-DF) y a una distancia epicentral de 226 km. El registro original en sus tres componentes se muestra en la figura 11. Las trazas filtradas en la banda de 7 a 10 s de periodo se muestran en la figura 12. Podemos observar que la amplitud del componente EW es poco más de la mitad de la del NS. El máximo de los envolventes de las trazas de la figura 12 ocurren casi simultáneamente para los componentes vertical y NS. La polarización del movimiento de partícula en el plano vertical-NS sugiere que el pulso prominente corresponde a  $R_0$ . Si el pulso que se observa en el componente EW correspondiera al modo fundamental de ondas de Love ( $L_0$ ), las respectivas velocidades de grupo teóricas indican que debería

llegar unos 10.1 s antes de  $R_0$ . Al medir este intervalo en la figura 12 obtenemos 10.6 s, en excelente acuerdo con el valor teórico. Esto indica que  $L_0$  sí fue generado en la fuente, pero fue atenuado durante el trayecto mucho más de lo que se atenuó  $R_0$ . Finalmente, la figura 13 muestra el registro de Teacalco filtrado en la banda de periodos de 3 a 4.5 s. En esta banda de periodos no se observa ninguna indicación de la fuerte correlación que observamos entre los componentes vertical y NS en los registros del valle de México. A la distancia epicentral a la que se encuentra Teacalco, el pulso 1 y el pulso 2 deberían llegar a los componentes vertical y NS unos 5.4 s antes y 119.3 s después de  $R_0$  respectivamente. Las trazas de la figura 12 no muestran una llegada significativa para esos tiempos, y los envolventes de las trazas indican que las amplitudes para esos valores de tiempo son pequeñas, es decir, no corresponden con ninguno de los pulsos que se observan en las trazas. Todo lo anterior sugiere que los pulsos 1 y 2, identificados en las estaciones del valle de México, no existen en el registro de Teacalco, situado al Sur del límite del Eje Volcánico Mexicano.

Así pues, el registro de Teacalco sugiere que la hipótesis que hemos avanzado sobre la naturaleza del campo sísmico incidente en el valle de México es correcta. De ser así, el movimiento en el valle estaría gobernado por la propagación de ondas superficiales, guiadas por la estructura profunda de la cuenca, la cual interacciona localmente con resonancia 1D. La posible interacción entre ondas guiadas y resonancia 1D localmente podría resolver una paradoja respecto a la respuesta sísmica del valle. Por una parte, los resultados obtenidos con el modelo 1D en el dominio de la frecuencia (*e.g.*, Seed *et al.*, 1988) han sido excelentes. Por otra parte, ha sido imposible hasta ahora modelar las enormes duraciones del movimiento en la zona de lago utilizando incidencia de ondas de cuerpo en un modelo 1D (mostrado entre otros por Kawase y Aki, 1989, y Chávez-García y Bard, 1994). Este problema fue discutido en detalle por Chávez-García (1991). Posteriormente, Singh y Ordaz (1993) afirmaron que el problema era aparente y se debía a la escasa sensibilidad de los acelerógrafos. Sus argumentos fueron discutidos por Chávez-García *et al.* (1994) y Chávez-García *et al.* (1995) quienes mostraron que el problema no había sido resuelto. Los datos analizados en este trabajo apoyan la hipótesis de la interacción que proponemos entre ondas guiadas

propagándose lateralmente y resonancia 1D local. Estamos convencidos que esta hipótesis contribuye a explicar la peculiar respuesta sísmica del valle de México.

## CONCLUSIONES

Hemos mostrado que en la banda de periodos largos, el movimiento sísmico de la ciudad de México para el sismo del 25 de abril de 1989 es independiente de las condiciones geotécnicas de las estaciones. Dicho movimiento consiste del modo fundamental de ondas Rayleigh en los componentes NS y vertical. El modo fundamental de ondas Love no fue registrado con amplitudes significativas en el valle de México, a pesar de haber sido bien registrado en la estación Teacalco, unos 80 km al Sur de Ciudad Universitaria. En periodos más cortos observamos dos pulsos de ondas superficiales con direcciones ligeramente diferentes de la dirección epicentral. Estas ondas superficiales son comunes a varios registros y no están relacionadas con las heterogeneidades que implica la zonificación geotécnica de la ciudad. Si suponemos que los dos pulsos observados se generaron en el mismo punto, podemos situar su origen unos 57 km al Sur de Ciudad Universitaria, sobre el límite Sur del Eje Volcánico. Esta hipótesis es apoyada por el registro de Teacalco, en el cual no se observa evidencia alguna de los dos pulsos mencionados. Nuestros resultados muestran que, en la banda de periodos de 3 a 4.5 s, los efectos de la heterogeneidad son en el trayecto entre la costa y el DF. Dadas las longitudes de las ondas estudiadas, las heterogeneidades de interés son del orden de decenas de km en la dirección horizontal, y de 1 a 4 km en la dirección vertical. Finalmente, nuestros resultados apoyan la hipótesis de Chávez-García *et al.* (1995) que sugiere que las largas duraciones del movimiento sísmico observadas en la zona de lago resultan de la interacción de ondas superficiales guiadas por capas profundas con la resonancia local 1D de las capas de arcilla superficial.

La importancia de los efectos de sitio en la respuesta sísmica del valle de México es ampliamente reconocida, pero no ha sido entendida completamente. La base de datos acumulada por la RACM es una importante herramienta para avanzar en este problema. Nuestros resultados sugieren que efectos de sitio 2D son importantes en una escala geológica que no había sido

reconocida como tal, abriendo el camino hacia la capacidad de modelar el movimiento sísmico de esta cuenca para temblores futuros.

## AGRADECIMIENTO

La Red Aelerográfica de la Ciudad de México es el resultado del esfuerzo conjunto de cuatro instituciones independientes: CIRES, de la Fundación Javier Barros Sierra, Fundación ICA, Centro Nacional de Prevención de Desastres e Instituto de Ingeniería, UNAM. Esta investigación fue posible gracias a la diligencia y eficiencia del personal que instaló y mantiene en operación dicha red. Agradecemos la colaboración de M Macías en la labor de recopilación de acelerogramas. Los comentarios de Luis E Pérez Rocha y Francisco Sánchez Sesma contribuyeron a mejorar la claridad del texto. Esta investigación fue patrocinada por el Departamento del Distrito Federal.

## REFERENCIAS

- Campillo, M., P.-Y. Bard, F. Nicollin y F.J. Sánchez-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. 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.* **79**, 1718-1735.
- Chávez-García, F.J. (1991). *Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le bassin de Mexico*. Tesis doctoral, Université Joseph Fourier de Grenoble, 331 pp.
- Chávez-García, F.J., F. Sánchez-Sesma, M. Campillo y P.-Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio. *Física de la Tierra* **6**, 157-200.
- Chávez-García, F.J. y P.-Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dyn. & Earthq. Engrg.* **13**, 229-247.
- Chávez-García, F.J., J. Ramos-Martínez y E. Romero-Jiménez (1995). Surface-wave dispersion analysis in Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1116-1126.
- Dudgeon, D.E. y R.M. Mersereau (1984). *Multidimensional digital signal processing*, Prentice-Hall Inc., New Jersey, 400 pp.
- 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.
- Lermo, J. y F.J. Chávez-García (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dyn. & Earthq. Engrg.* **13**, 413-423.
- Marsal, R.J. y M. Mazari (1959). *El subsuelo de la Ciudad de México*, 2 vols, Facultad de Ingeniería, UNAM, Mexico.
- Ordaz, M., S.K. Singh, E. Reinoso, J. Lermo, J.M. Espinoza y T. Domínguez (1988). Estimation of response spectra in the lake bed zone of the Valley of Mexico during the Michoacan earthquake. *Earthquake Spectra* **4**, 815-834.
- Pérez-Rocha, L.E., F.J. Sánchez-Sesma y E. Reinoso (1991). Three-dimensional site effects in Mexico City: evidences from accelerometric network observations and theoretical results, Proc. 4th Intl. Conference of Microzonation, Standford, Vol. II, 327-334.
- Pérez-Rocha, L.E., L. Vieitez Utesa, F. Flores y M. Zárate (1995). Predicción de intensidades sísmicas para el área metropolitana del valle de México, Fundación ICA, Cuaderno No. 13.
- Sánchez-Sesma, F.J., L.E. Pérez-Rocha y E. Reinoso (1993). Ground motion in Mexico City during the April 25, 1989, Guerrero earthquake. *Tectonophysics* **218**, 127-140.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime y J. Lysmer (1988). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earthquake Spectra* **4**, 687-729.
- Singh, S.K. y M. Ordaz (1993). On the origin of the long coda observed in the lake-bed strong-motion records of Mexico City. *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1298-1306.

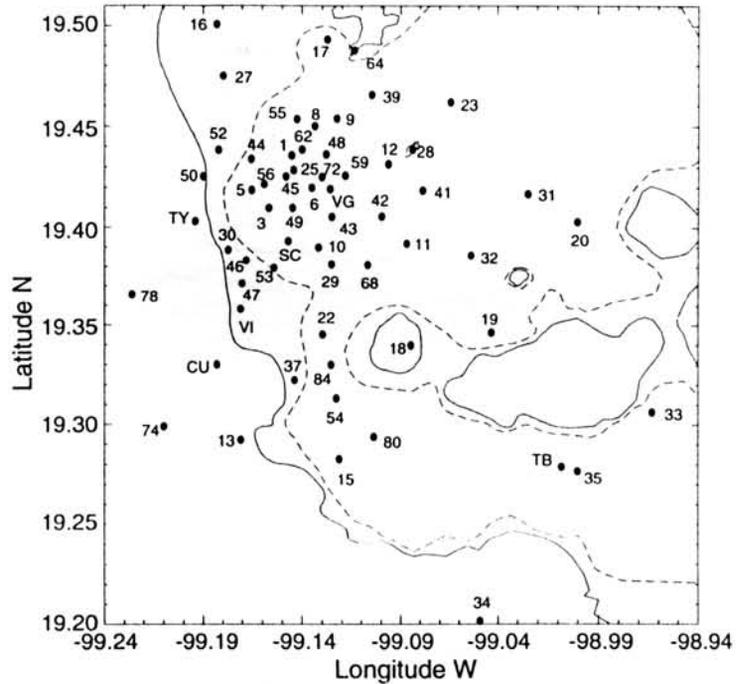


Fig 1 Localización de las 60 estaciones acelerográficas que registraron el evento del 25 de abril de 1989 en la ciudad de México y cuyos registros se utilizaron en el análisis. La línea continua muestra el límite entre las zonas de lomas y transición, mientras que la línea punteada corresponde al límite entre transición y lago, de acuerdo con la zonificación geotécnica estándar de la ciudad de México.

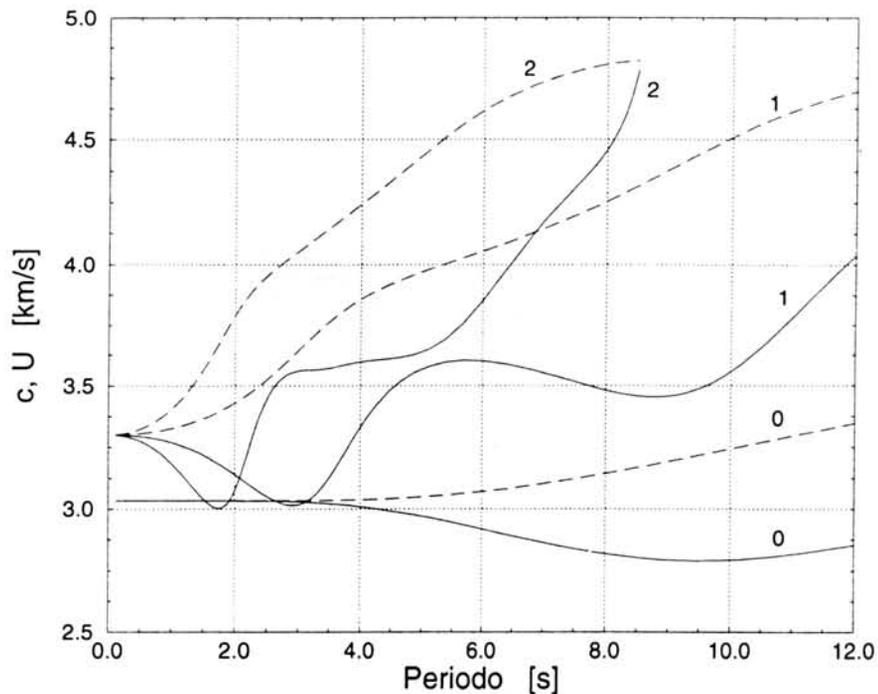


Fig 2. Curvas de dispersión de velocidad de grupo (U, líneas continuas) y fase (c, líneas punteadas) calculadas para el modelo de corteza entre la costa del Pacífico y ciudad de México propuesto por Campillo *et al.* (1989). Se muestra el modo fundamental (indicado por el 0) así como dos modos superiores (1 y 2).

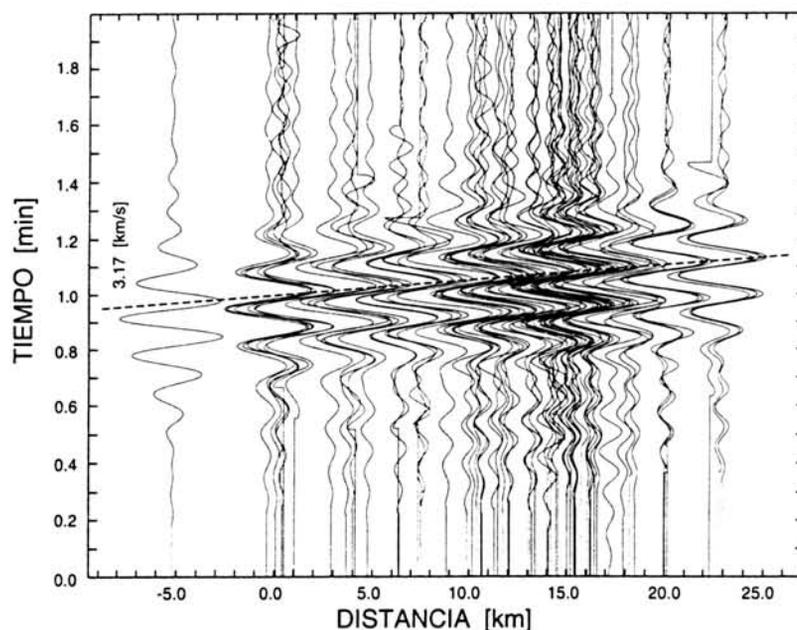


Fig 3. Sección sísmica del movimiento vertical para los registros de ciudad de México del evento de 25 de abril de 1989. La escala de amplitud es común a todos los registros. Los acelerogramas han sido filtrados entre 7 y 10 s de periodo. La distancia es medida en la dirección Sur-Norte a partir de un origen arbitrario. Las discontinuidades en las trazas señalan el tiempo de inicio y final reales de cada registro.

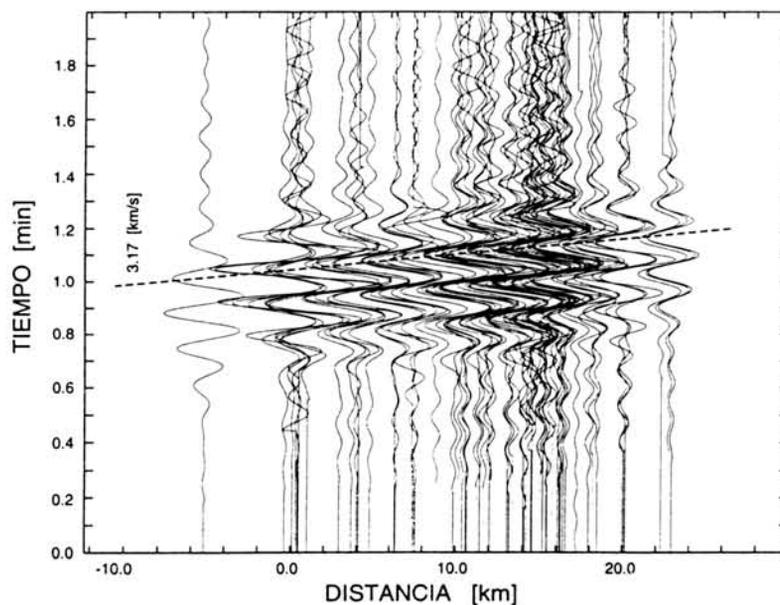


Fig 4. Sección sísmica del movimiento NS para los registros de ciudad de México del evento de 25 de abril de 1989. La escala de amplitud es común a todos los registros. Los acelerogramas han sido filtrados entre 7 y 10 s de periodo. La distancia es medida en la dirección Sur-Norte a partir de un origen arbitrario. La escala de tiempo es común con la de la figura 3. Las discontinuidades en las trazas señalan el tiempo de inicio y final reales de cada registro.

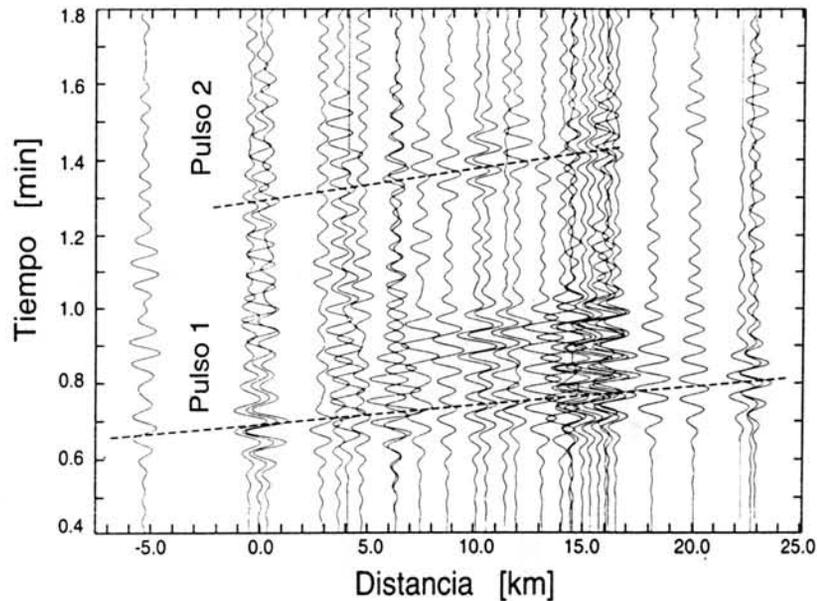


Fig 5. Sección sísmica del componente vertical del movimiento registrado en 31 estaciones en la ciudad de México durante evento del 25 de abril de 1989. La escala de amplitud es común a todos los registros. Los acelerogramas han sido filtrados entre 3 y 4.5 s de periodo. La distancia es medida en la dirección Sur-Norte a partir de un origen arbitrario. La escala de tiempo es común con la de la figura 3. Las discontinuidades en las trazas señalan el tiempo de inicio y final reales de cada registro.

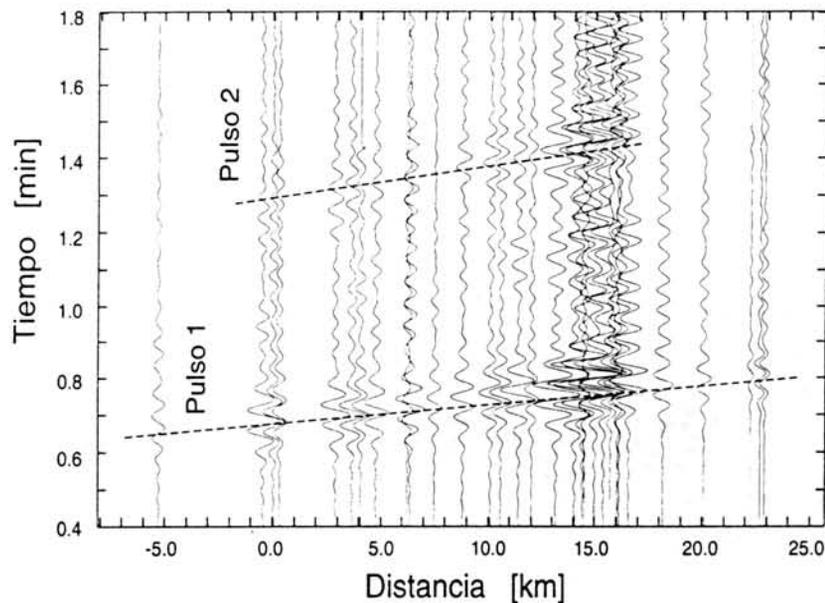


Fig 6. Sección sísmica del componente NS del movimiento registrado en 31 estaciones en la ciudad de México durante evento del 25 de abril de 1989. La escala de amplitud es común a todos los registros. Los acelerogramas han sido filtrados entre 3 y 4.5 s de periodo. La distancia es medida en la dirección Sur-Norte a partir de un origen arbitrario. La escala de tiempo es común con la de la figura 3. Las discontinuidades en las trazas señalan el tiempo de inicio y final reales de cada registro.

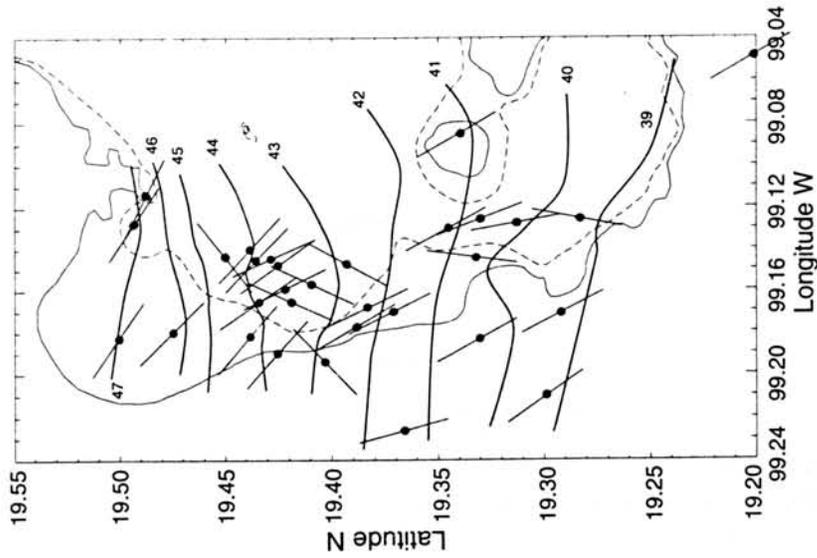


Fig 7. Mapa que muestra la posición de las 31 estaciones (círculos negros) en las que se identificó el pulso 1. Las líneas cortas en cada estación indican la dirección de máxima elongación de la polarización del movimiento en el plano horizontal para este pulso. Las líneas gruesas son contornos del tiempo de llegada (en s) de una fase común a todas las estaciones mostradas. La microzonificación geotécnica de la ciudad se muestra con la misma convención que en la figura 1.

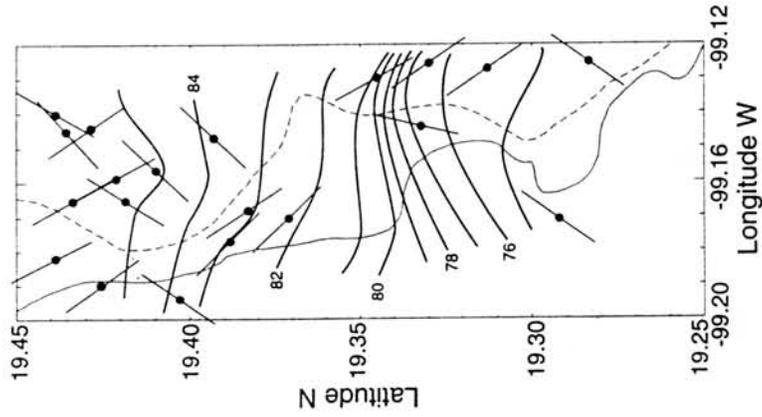


Fig 8. Mapa que muestra la posición de las 20 estaciones (círculos negros) en las que se identificó el pulso 2. Las líneas cortas en cada estación indican la dirección de máxima elongación de la polarización del movimiento en el plano horizontal para este pulso. Las líneas gruesas son contornos del tiempo de llegada (en s) de una fase común a todas las estaciones mostradas. La microzonificación geotécnica de la ciudad se muestra con la misma convención que en la figura 1.

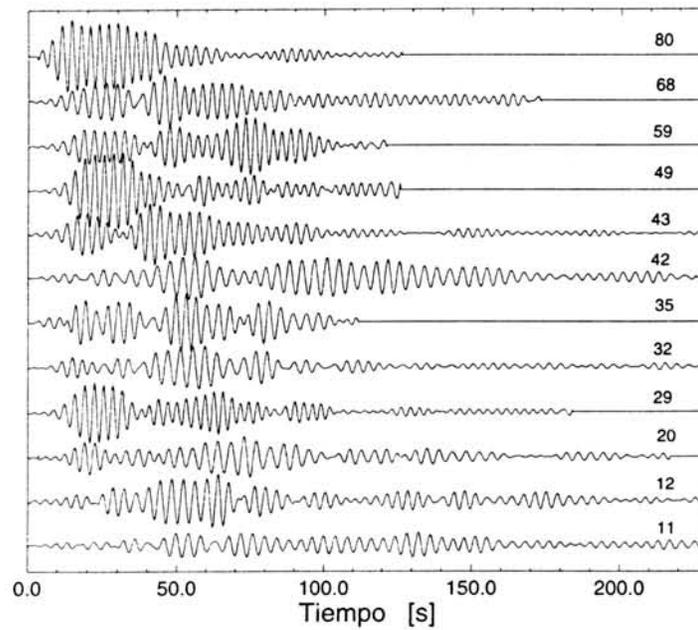


Fig 9. Componente NS de aceleración registrada en 12 estaciones de la zona de lago. Los acelerogramas han sido filtrados entre 3 y 4.5 s de periodo. A la derecha de cada traza se proporciona el nombre de la estación. La escala de amplitud es común a todas las trazas. Las discontinuidades en las trazas señalan el tiempo de inicio y final reales de cada registro.

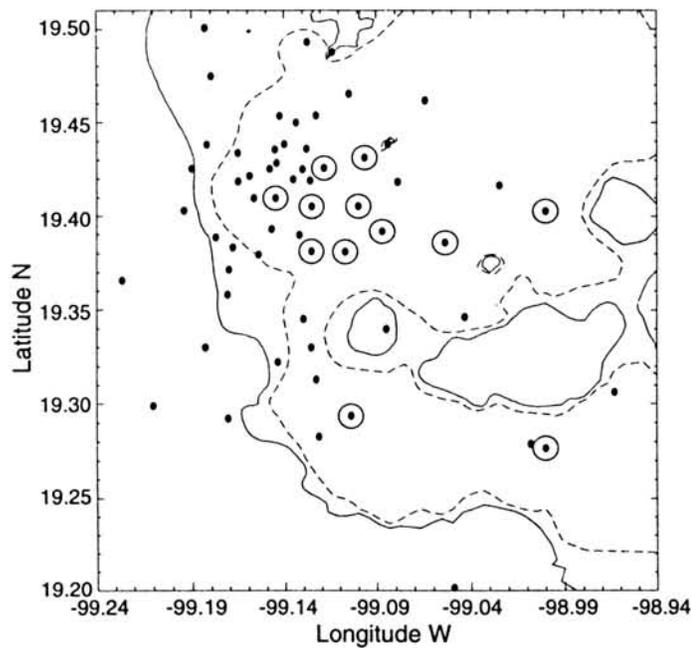


Fig 10. Mapa de localización de las 60 estaciones acelerográficas que registraron el evento del 25 de abril de 1989 en la ciudad de México. La microzonificación geotécnica de la ciudad se muestra con la misma convención que en la figura 1. Las estaciones encerradas en un círculo indican la ubicación de los registros mostrados en la figura anterior.

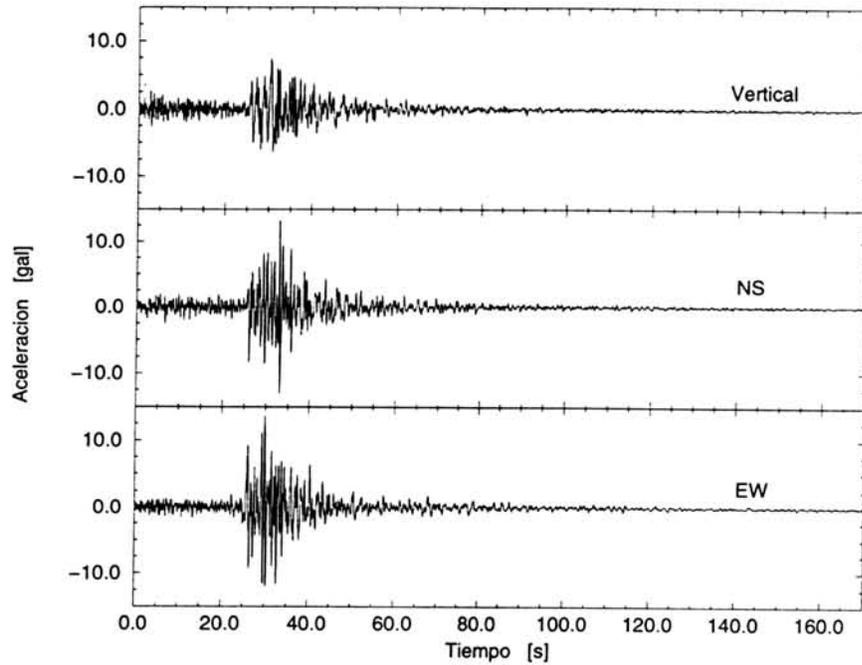


Fig 11. Registros de aceleración obtenidos en la estación Teacalco ( $18.618^{\circ}\text{N}$ ,  $99.453^{\circ}\text{W}$ ) para el temblor del 25 de abril de 1989.

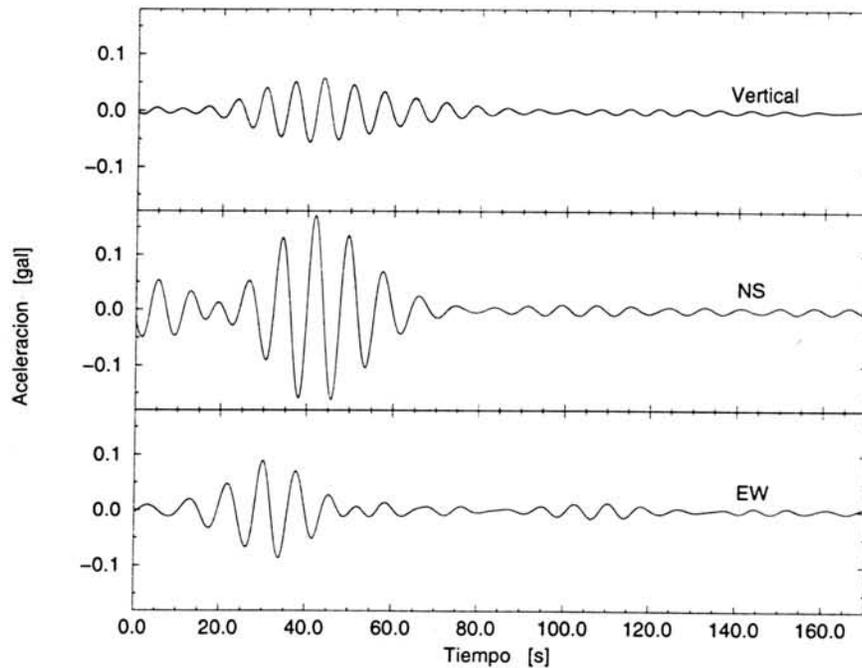


Fig 12. Registros de aceleración obtenidos en la estación Teacalco ( $18.618^{\circ}\text{N}$ ,  $99.453^{\circ}\text{W}$ ) para el temblor del 25 de abril de 1989 filtrados en la banda de periodos de 7 a 10 s.

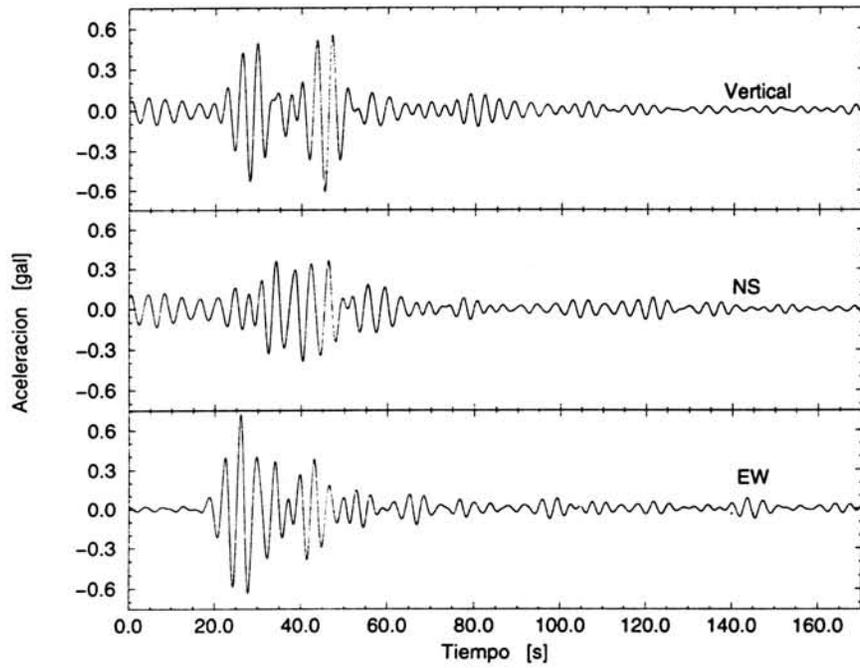


Fig 13. Registros de aceleración obtenidos en la estación Teacalco (18.618°N, 99.453°W) para el temblor del 25 de abril de 1989 filtrados en la banda de periodos de 3 a 4.5 s.