

# MODELADO NUMÉRICO DE VALLES ALUVIALES Y TOPOGRAFÍAS, Y COMPARACIÓN CON DATOS ACELEROMÉTRICOS DE LA CIUDAD DE MÉXICO

*Eduardo Reinoso Angulo<sup>1</sup>*

## RESUMEN

Se ha empleado el método directo de elementos de frontera para calcular en forma preliminar y cualitativa la respuesta sísmica de topografías y valles aluviales ante la incidencia de ondas P, S y de Rayleigh en la ciudad de México. El método ha sido formulado con elementos cuadráticos isoparamétricos y ha mostrado ser confiable y eficiente. Los resultados que aquí se presentan incluyen el modelado uni y bidimensional de la zona de lago y tridimensional de montañas. Para dos sitios de la zona de lago se presenta una comparación de los resultados bidimensionales con los del modelo unidimensional y con la amplificación observada a partir de los datos de la red acelerométrica de la ciudad. Se muestra que el modelo unidimensional explica gran parte de la amplificación; sin embargo, se requiere de modelos bi y tridimensionales para explicar los patrones de amplificación en algunos sitios. Se incluye un estudio del comportamiento tridimensional de dos montañas con propiedades similares a las de la zona I del valle de México.

## ABSTRACT

A direct boundary element method for calculating two and three-dimensional scattering of seismic waves from irregular topographies and buried valleys due to P-, S- and Rayleigh waves has been used to obtain preliminary and qualitative results of the modelling of the valley of Mexico. The method was formulated with isoparametric quadratic boundary elements and has shown to be accurate and efficient. Results include one- and two-dimensional modelling for the lake-bed zone and three-dimensional modelling for mountains. For two sites located at the lake-bed zone, a comparison with the one-dimensional model and the observed amplification using accelerometric data from the city's network is presented. It is shown that the one-dimensional theory can explain most of the observed amplification, but two- and three-dimensional models are needed to explain the amplification behaviour at some sites. The three-dimensional behaviour of two mountains with similar properties to the hill-zone of the valley are included.

---

1. Instituto de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, México, DF

## INTRODUCCIÓN

El valle de México es uno de los mejores ejemplos de los efectos de amplificación dinámica en depósitos lacustres. En él, desde el punto de vista de Ingeniería Sísmica, los 150 m superficiales son los más relevantes ya que determinan los efectos más importantes de amplificación. Esta amplificación se debe al entrapamiento de ondas por el contraste entre las características dinámicas de las arcillas y de los depósitos más duros sobre los que éstas se encuentran. En el dominio de la frecuencia, la forma y amplitud de esta amplificación están controladas por el contraste de impedancias elásticas (velocidad de propagación de ondas de corte y densidad de los materiales), el amortiguamiento del suelo, las características del campo incidente y la geometría del valle. En el dominio del tiempo la respuesta se refleja en movimientos más armónicos, en el incremento de la duración y en la mayor amplitud de los registros.

A partir de 1985, la red acelerométrica de la ciudad de México ha crecido considerablemente proporcionando datos importantes para estudiar los parámetros de amplificación dinámica del valle. Desde entonces se han empleado algunos métodos numéricos con el objeto de reproducir estas observaciones y eventualmente predecir el movimiento en sitios no instrumentados y ante terremotos futuros. La mayor parte de estos trabajos compara resultados numéricos con datos observados (Bard *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988, 1993; Kawase y Aki, 1989; Singh y Ordaz, 1993; Fäh *et al.*, 1994; Chávez-García y Bard, 1994). Aunque el modelo más sencillo, el unidimensional (1D), puede explicar gran parte de los efectos de amplificación en el valle, se requieren modelos en dos (2D) y tres (3D) dimensiones para explicar los patrones de amplificación en algunos bordes de la zona de lago y en algunas partes de la misma donde los depósitos aluviales son más profundos (Reinoso, 1991 y 1994).

El método empleado en este trabajo para obtener resultados preliminares sobre la amplificación bidimensional en el valle de México y la tridimensional en topografías es el método directo de elementos de frontera basado en

formulaciones de ecuaciones integrales de mecánica del continuo (Domínguez, 1993). Las variables y condiciones de frontera son desplazamientos y tracciones que son aproximadas sobre los elementos desde los valores en los nodos usando funciones de interpolación. El método es atractivo porque la discretización se hace sólo en la frontera, lo que produce matrices y sistemas de ecuaciones más pequeños que los métodos de elementos finitos y diferencias finitas, pero el sistema es asimétrico y totalmente poblado y los tiempos de cómputo son mayores al no poder emplearse técnicas numéricas de tratamiento óptimo de matrices porosas. Este método representa eficientemente las ondas reflejadas hacia el infinito, lo que es una gran ventaja en el tipo de aplicaciones que aquí se presenta.

Para conocer en forma teórica la amplificación dinámica en cualquier suelo blando es necesario recurrir a modelos de propagación de ondas. El método más sencillo para cuantificar la amplificación dinámica en suelos es el modelo 1D. Este modelo considera que los estratos tienen una extensión horizontal infinita, lo que implica que el valle no tiene bordes ni cambios en la distribución horizontal de los sedimentos. Desafortunadamente, todos los valles presentan distribución irregular de estratos y dimensiones finitas, por lo que para conocer mejor su comportamiento sísmico se requiere de modelos en dos (2D) y tres (3D) dimensiones y así poder explicar los patrones de amplificación. Estos modelos son en general más sofisticados que el 1D y requieren de mayores recursos matemáticos, numéricos y de cómputo.

Por otro lado, un fenómeno similar ocurre con el comportamiento sísmico de cañones y montañas que, aunque menos notorio que la amplificación en valles, puede generar efectos de sitio que provoquen deslaves y desprendimientos. Por ello, el estudio de topografías con métodos numéricos nos puede arrojar resultados importantes sobre fenómenos locales de amplificación (Sánchez-Sesma y Luzón, 1995).

Este trabajo es la versión en español revisada y corregida de un artículo presentado en el XI Congreso Mundial de Ingeniería Sísmica (Reinoso, 1996).

## MODELADO DE TOPOGRAFÍAS Y VALLES CON EL MÉTODO DE ELEMENTOS DE FRONTERA

En general, el modelado numérico de irregularidades topográficas y valles aluviales con el método de elementos de frontera se hace discretizando la superficie libre y las fronteras entre los medios a modelar con segmentos, llamados elementos de frontera, que al igual que los elementos finitos se pueden plantear con diferentes grados de aproximación. En problemas relacionados con propagación de ondas en medios estratificados existirán tantos medios diferentes y tantas fronteras como cambios significativos en la velocidad, densidad y amortiguamiento de los materiales existan. Sin embargo, por razones de simplicidad, en este trabajo se considera un sólo medio con propiedades uniformes cuando se trata de topografías, mientras que para valles se han considerado dos medios: el semiespacio y el valle.

De esta manera, el medio bajo consideración es el semiespacio tridimensional con una irregularidad (montaña o cañón) o con un medio incrustado (valle). Ambos medios se asumen como homogéneos, linealmente elásticos e isotropos, donde se propagan ondas P, S y Rayleigh armónicas. La figura 1 muestra esquemáticamente como se consideran dos

medios en la formulación tridimensional: el semiespacio,  $\Omega_h$ , y el valle,  $\Omega_v$ . Los desplazamientos totales se obtienen con la contribución del desplazamiento de campo libre, el debido a la presencia de la superficie libre ( $\Gamma_a$  y  $\Gamma_c$  en la figura 1), más el desplazamiento debido a la onda difractada por la presencia de la irregularidad ( $\Omega_v$  en la figura 1). En el caso de valles, se asume que en la interface entre el valle y el semiespacio ( $\Gamma_d$ ) tanto los desplazamientos como los esfuerzos son iguales entre ambos medios. La formulación matemática y numérica que corresponde a la solución de problemas dinámicos con este método pueden consultarse en Domínguez (1993) y, en particular, para problemas de propagación de ondas por la presencia de topografías y valles en Reinoso *et al.* (1993, 1996a y 1996b).

## MODELADO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE LA ZONA DE LAGO DEL VALLE DE MÉXICO

### Modelo unidimensional

Con esta teoría es posible explicar gran parte de los efectos de amplificación en el valle de México ya que éste es relativamente plano y superficial: tiene menos de 150 m de profundidad y se extiende algunas decenas de kilómetros de ancho y largo. Además, el alto

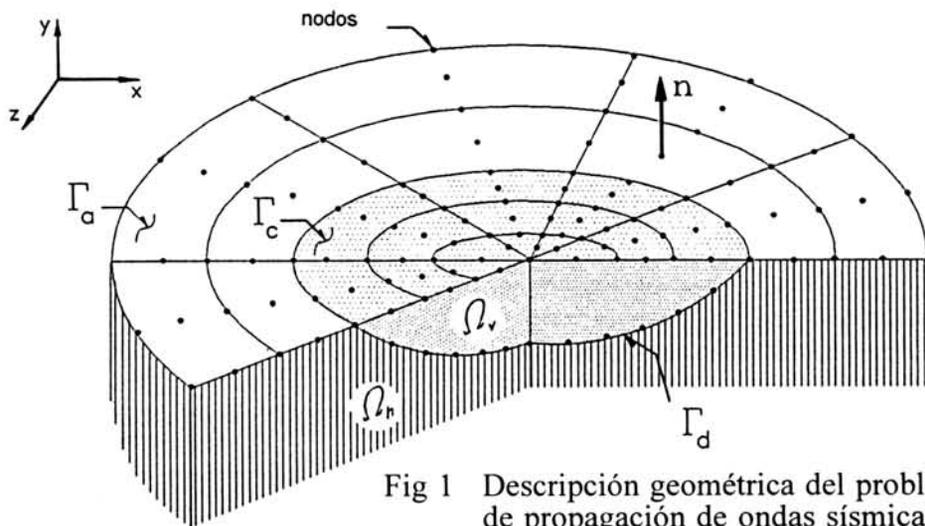


Fig 1 Descripción geométrica del problema de propagación de ondas sísmicas en topografías y valles aluviales utilizando el método directo de elementos de frontera

contraste entre las velocidades de propagación de las ondas S entre la capa dura y las arcillas, favorece el uso de modelos 1D. De hecho, este modelo ha sido el único empleado para predecir la amplificación del movimiento sísmico en sitios de zona de lago. Tal es el caso de los espectros de diseño contenidos en el reglamento de 1987 que fueron obtenidos a partir de resultados unidimensionales (Rosenblueth *et al.*, 1988) y ha sido empleado con éxito para reproducir en promedio las características de los espectros de respuesta en la zona de lago de la ciudad de México (Romo y Seed, 1986; Seed *et al.*, 1988). Sin embargo, se ha observado que el 1D no ha sido tan eficiente para reproducir las funciones de transferencia y la amplificación observada durante sismos recientes (Kawase y Aki, 1989; Chávez-García, 1991; Reinoso, 1991).

Considerando las dimensiones y propiedades reales del valle de México, el modelado tridimensional del mismo está aún fuera del alcance de la capacidad de cómputo disponible. Algunas computadoras con procesadores en paralelo podrían ser capaces de resolver algunas partes del problema, pero son costosas y requieren programación especializada. Se han obtenido algunos resultados cualitativos (Sánchez-Sesma *et al.*, 1993; Reinoso, 1994; Rodríguez-Zúñiga *et al.*, 1995; Sánchez-Sesma *et al.*, 1996) pero son todavía de alcance limitado y no aportan información práctica relevante. Por ello, el modelado 2D es una opción adecuada para estudiar la respuesta del valle de México (Kawase y Aki, 1989; Fäh *et al.*, 1994; Chávez-García y Bard, 1994; Reinoso *et al.*, 1993, 1996a).

Para ilustrar el comportamiento unidimensional de algunos sitios en el valle hemos escogido el sitio 84 (figura 2). Con una estratigrafía que se obtuvo al promediar las velocidades de ondas S, las densidades del material y los amortiguamientos de los diferentes estratos, se calculó la respuesta unidimensional en el tiempo para ese sitio utilizando los datos del componente este-oeste registrado durante el sismo del 25 de abril de 1989, usando como referencia once sitios en zona I. La profundidad del estrato es de 30 m y sus propiedades son: velocidad de ondas S de 80 m/s, densidad de 1.4 T/m<sup>3</sup> y amortiguamiento del 2 por ciento. Las respectivas propiedades del semiespacio son

1300 m/s, 2.3 T/m<sup>3</sup> y 1 por ciento. La comparación de todas las respuestas unidimensionales con el registro de cada sitio se muestra en la figura 3a, mientras que la parte derecha de la figura (figura 3b) muestra el cociente espectral entre cada uno de los registros en zona I y el sitio 84; en la parte superior se muestra también el cociente promedio de todos los once cocientes (línea punteada) y la respuesta unidimensional (línea continua). Aunque se aprecian sensibles diferencias para cada uno de los resultados tanto en frecuencia como en el tiempo, se puede decir que el sitio 84 exhibe una respuesta 1D porque el cociente espectral es prácticamente el mismo a la función de transferencia 1D. Las diferencias observadas para los diferentes sitios pueden ser atribuidas a que ninguno refleja el movimiento incidente en la base de la formación arcillosa inferior del valle correspondiente al sitio 84; otras razones pueden ser efectos de sitio y contribuciones de ruido o aleatorias que por ser relativamente pequeñas son difíciles de medir y evaluar.

Estos resultados ayudan también a ilustrar la diferente amplificación 1D que se puede obtener al escoger diferentes sitios de referencia; los resultados pueden variar significativamente y las comparaciones y conclusiones tienen que hacerse y presentarse con cautela. De los resultados presentados en la figura 3, es claro que, en promedio, el modelo 1D reproduce con buena aproximación los patrones de amplificación observados en el sitio 84 para un sismo moderado. Pero también es claro que, si aislamos algunos de estos resultados, pueden ser usados para argumentar en contra de la eficiencia del modelo 1D con tan solo remarcar las diferencias observadas. Los análisis de datos de otros sismos provenientes de otras regiones (Reinoso, 1994) muestran que el azimut del sismo no afecta la respuesta en este sitio, un patrón de amplificación que en general es válido solamente para el modelo 1D.

### Modelo de elementos de frontera bidimensional

Aunque la mayoría de los sitios acelerométricos exhiben un patrón de amplificación muy similar al predicho por el modelo 1D, hay algunas zonas donde los efectos 2D parecen ser

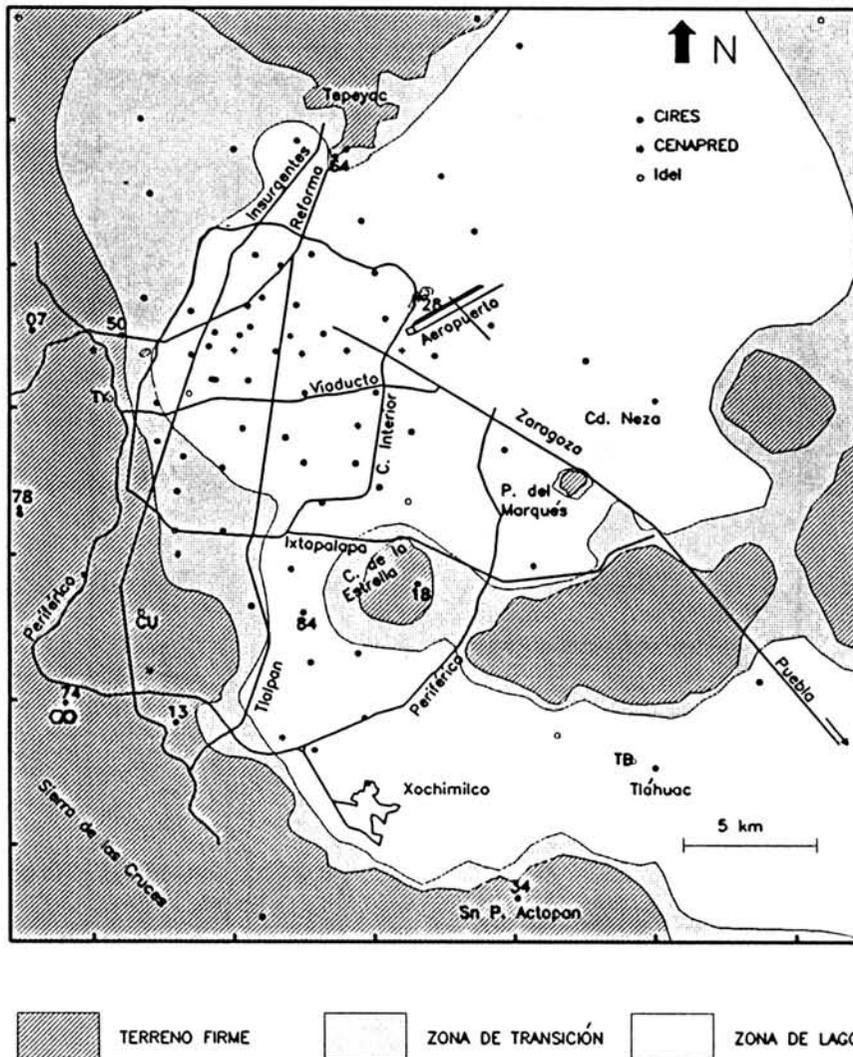


Fig 2 El valle de México: zonas geotécnicas, sitios de referencia y estaciones acelerométricas utilizadas en este trabajo

importantes (Reinoso, 1991; 1994). Esto se aprecia en algunos bordes de la zona de lago y en sitios donde los depósitos lacustres son más profundos. El sitio TB fue escogido como un ejemplo de posibles efectos en 2D por los factores de amplificación tan irregulares que allí se han observado: los cocientes espectrales con respecto a los sitios de referencia son muy diferentes por lo que el cálculo del cociente promedio presenta desviaciones estándar muy grandes; además, en ese sitio es sencillo proponer una geometría 2D que considere en forma razonablemente aproximada las características geométricas del valle.

El sitio TB está al centro del lago Xochimilco-Tláhuac sobre estratos de arcilla de más de 100 m de profundidad. La geometría usada para modelar este sitio es un valle parabólico con 5 km de ancho por 150 m de profundidad (figura 4); se escogió la forma parabólica después de intentar con muchos valles planos bidimensionales con diversas pendientes en sus bordes que producían en el sitio TB una respuesta muy similar a la 1D y por lo tanto muy diferente a la respuesta observada. Los cocientes de velocidad y masa entre el semiespacio y el valle fueron de 13 y 2 respectivamente, el amortiguamiento y

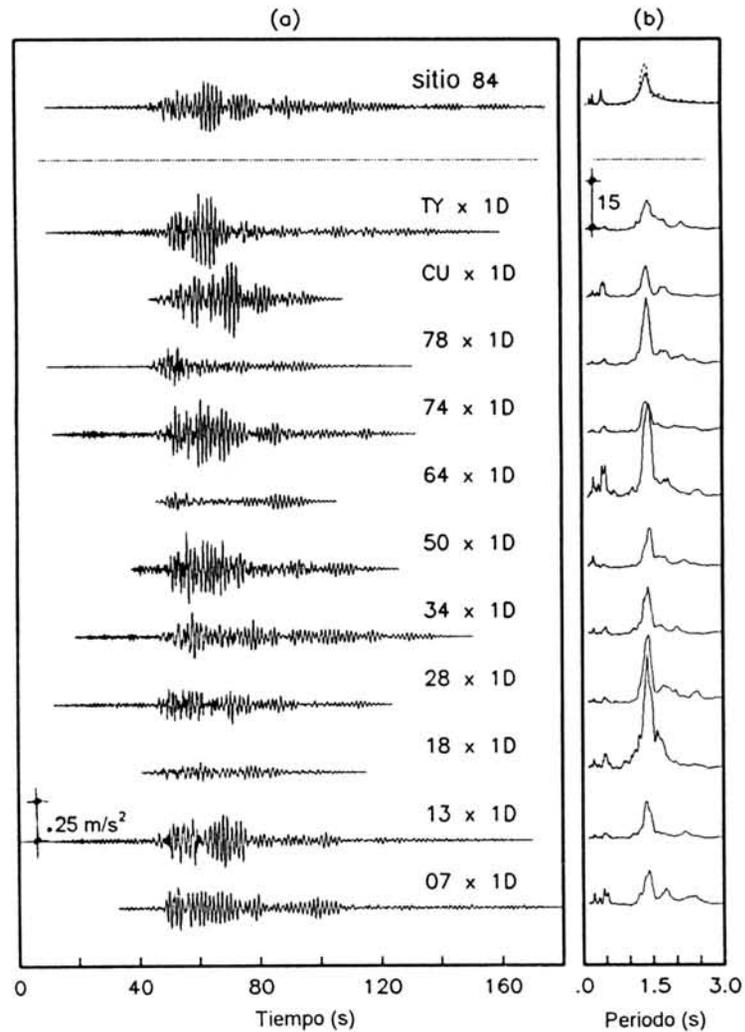


Fig 3 Componente norte-sur del sismo del 25 de abril de 1989: (a) Registro en el sitio 84 (arriba) y respuestas 1D en el tiempo usando once sitios en zona 1 como referencia; (b) Con línea continua el cociente espectral promedio y con línea punteada la función de trasferencia unidimensional (arriba) y cocientes espectrales entre cada registro de referencia y la estación 84

coeficiente de Poisson para el valle fue de 2 por ciento y 0.495, mientras que el amortiguamiento, relación de Poisson y velocidad de ondas S para el semiespacio fue de 1 por ciento,  $1/3$  y  $1300 \text{ m/s}$ , respectivamente. El amortiguamiento o decaimiento viscoso en la onda refractada fue aproximado usando números de onda complejos. La respuesta unidimensional de este sitio fue calculada usando las mismas propiedades pero conside-

rando un valle plano de  $145 \text{ m}$  de profundidad, que es la que corresponde al sitio TB en el valle parabólico.

Se han obtenido (Reinoso *et al.*, 1993) funciones de trasferencia de este modelo para incidencia de ondas SH. Para comparar los resultados numéricos con los datos registrados, se escogió a CU como sitio de referencia. A pesar de que no se esperaban resultados precisos en el dominio del tiempo, CU fue seleccionado porque

la forma del cociente espectral entre TB y CU era la más similar a la respuesta 1D de TB. Se ha mostrado (figura 5) que al menos para ese sitio los resultados 2D pueden reproducir

algunos de los patrones de amplificación que la teoría 1D no es capaz de predecir. Estos resultados indican claramente que las predicciones de un modelo 2D fueron más cercanas a

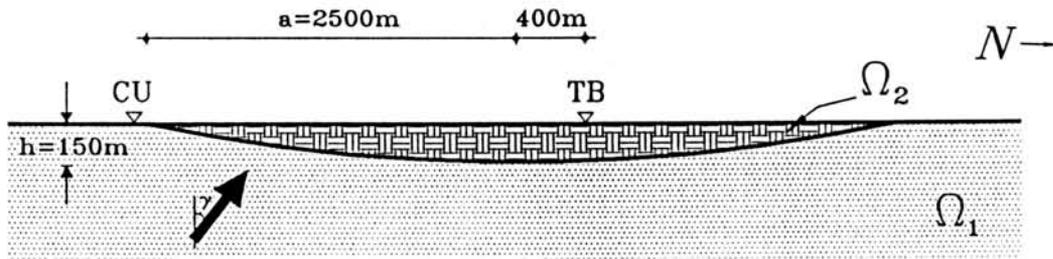


Fig 4 Valle parabólico bidimensional empleado para modelar el movimiento en el sitio TB

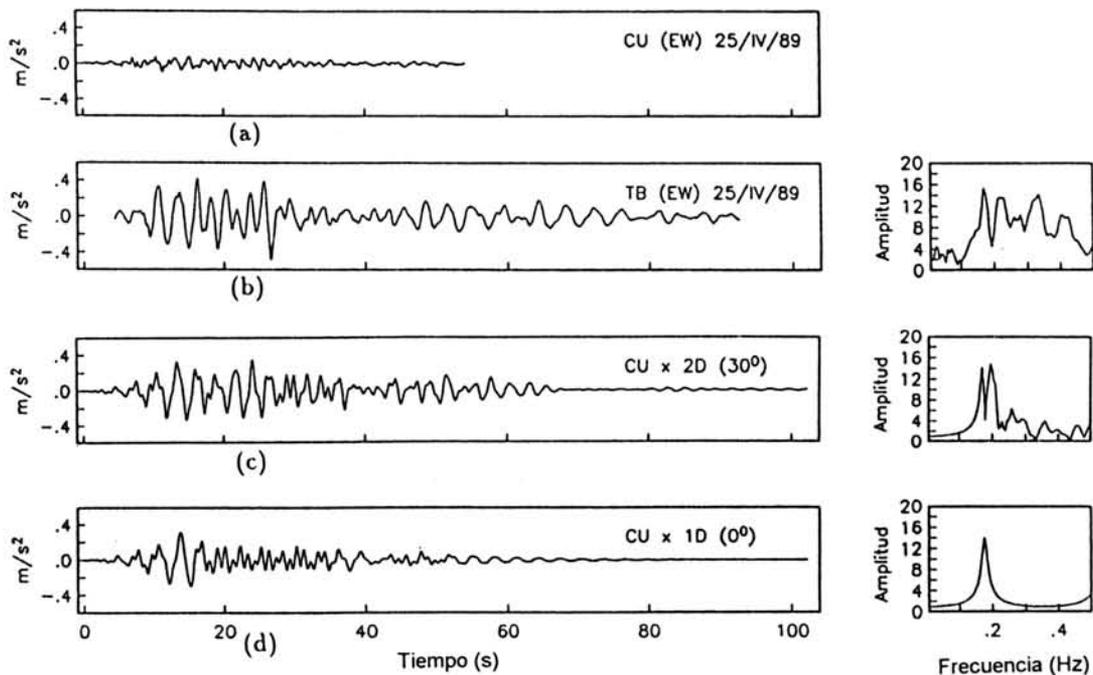


Fig 5 Modelado del movimiento en la estación TB para ondas SH (tomada de Reinoso *et al*, 1993): (a) Movimiento observado en la estación CU durante el sismo de 1989; (b) Movimiento observado en la estación TB durante el sismo de 1989 y cociente espectral entre TB y CU; (c) Respuesta en el tiempo y función de transferencia bidimensional; (d) Respuesta en el tiempo y función de transferencia bidimensional

las observaciones que aquellas del modelo 1D. Al menos para la geometría estudiada, el ángulo de incidencia de ondas SH no pareció ser un factor relevante en la respuesta del valle. También se concluyó que las simulaciones en el tiempo para algunos sitios del valle de México con periodos característicos grandes ( $T > 2.0$  s) y por consiguiente largas respuestas, difícilmente podían reproducir las observaciones debido a las cortas duraciones registradas en sitios en zona I. Se cree que efectos 2D y 3D contribuyen significativamente a la larga duración de los registros. Pero también podría ser cierto que la parte más importante de la duración se puede explicar con la teoría 1D (Singh y Ordaz, 1993), siempre y cuando el registro de referencia sea tan largo como el de la zona de lago que se pretende simular, como se mostró en la figura 3 para el sitio 84.

Utilizando la formulación bidimensional de elementos de frontera para elastodinámica, la misma geometría fue modelada pero ahora enfocada a estudiar el componente norte-sur (Reinoso, 1994 y Reinoso *et al.* 1996a). Se obtuvieron funciones de transferencia para ondas incidentes P, SV y de Rayleigh en el sitio TB. La figura 6 muestra, de izquierda a derecha: las funciones de transferencia para incidencia oblicua (300) de ondas P y S y para incidencia de ondas de Rayleigh, el cociente espectral entre TB y CU (obtenido con el componente norte-sur del sismo del 25 de abril de 1989) y la respuesta 1D para incidencia vertical de ondas S. Como se puede apreciar en esta figura, la respuesta 2D para ondas P y SV es más parecida al cociente espectral que la respuesta 1D; sin embargo, el cociente tiene una amplitud mayor que la respuesta 2D. Los resultados relativos a incidencia de ondas de Rayleigh tienen mayor similitud con la respuesta 1D.

En general, se aprecia que la geometría del valle propuesta produce respuestas muy similares a las observadas en el sitio TB para el sismo de 1989 utilizando CU como sitio de referencia. En el caso de incidencia de ondas SH (figura 5) las similitudes entre los resultados 2D y las observaciones son mayores comparadas con el 1D; para el componente norte-sur, modelado con incidencia de ondas P, SV y Rayleigh, el comportamiento global del 2D y del 1D es similar a los datos, aunque el 2D es sensiblemente más parecido. Sin embargo,

estos resultados tienen una significancia fundamentalmente cualitativa y muestran que la respuesta del sitio TB es muy diferente a lo predicho por la teoría 1D, y que modelos bidimensionales pueden ser capaces de predecir mejor los patrones de amplificación.

Se calculó también la respuesta del modelo en el tiempo debida a un pulso de Ricker. El uso de este tipo de pulsos facilita la interpretación de resultados ya que se tiene absoluto control de su forma espectral y es posible apreciar cómo se modifica el pulso incidente en diferentes sitios por la presencia del valle. Esto se muestra en la figura 7a para una onda P y 7b para una onda SV, ambas de 5 s de periodo dominante; las partes superior e inferior de la figura corresponden al movimiento horizontal y vertical, respectivamente. Resultados en el tiempo para el modelo 1D muestran una amplificación similar, aunque la respuesta bidimensional presenta arribos tardíos que hacen que algunas porciones de la coda tengan mayor amplitud que la obtenida con el modelo 1D.

En las figuras 6 y 7 se aprecia que los patrones de amplificación son muy similares para los diferentes tipos de ondas, lo que también se observa para otras incidencias de ondas P y SV (Reinoso, 1994) que no se muestran en este trabajo. Una posible explicación de esta similitud es que la amplificación está gobernada por el mismo mecanismo de propagación y conversión entre ondas P y S, lo que implica que para la geometría escogida la amplificación está dominada por el contraste entre las propiedades dinámicas del valle y del semiespacio y no es muy sensible al tipo de onda incidente.

### MODELADO TRIDIMENSIONAL DE MONTAÑAS CON ELEMENTOS DE FRONTERA

Antes de contar con varios registros en zona I para un mismo temblor, se consideraba que las diferencias del movimiento entre esos sitios podrían ser despreciables. Durante el temblor del 25 de abril de 1989 estas diferencias se hicieron evidentes (figura 3), siendo hasta el sismo del 14 de septiembre de 1995 cuando la cantidad de información permite conocer mejor las características del movimiento en estas zonas. Algunos factores que influyen para

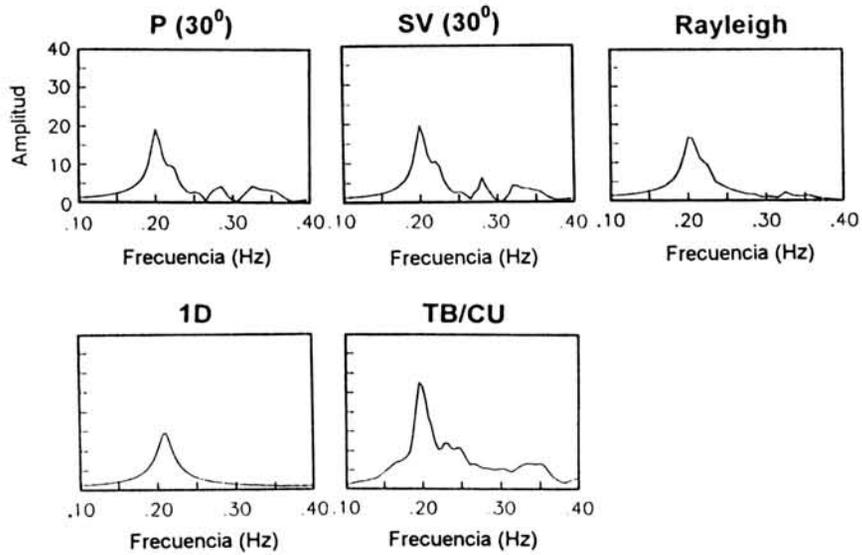


Fig 6 De izquierda a derecha: funciones de trasferencia calculadas para ondas P, SV y Rayleigh, función de trasferencia unidimensional y cociente espectral entre TB y CU

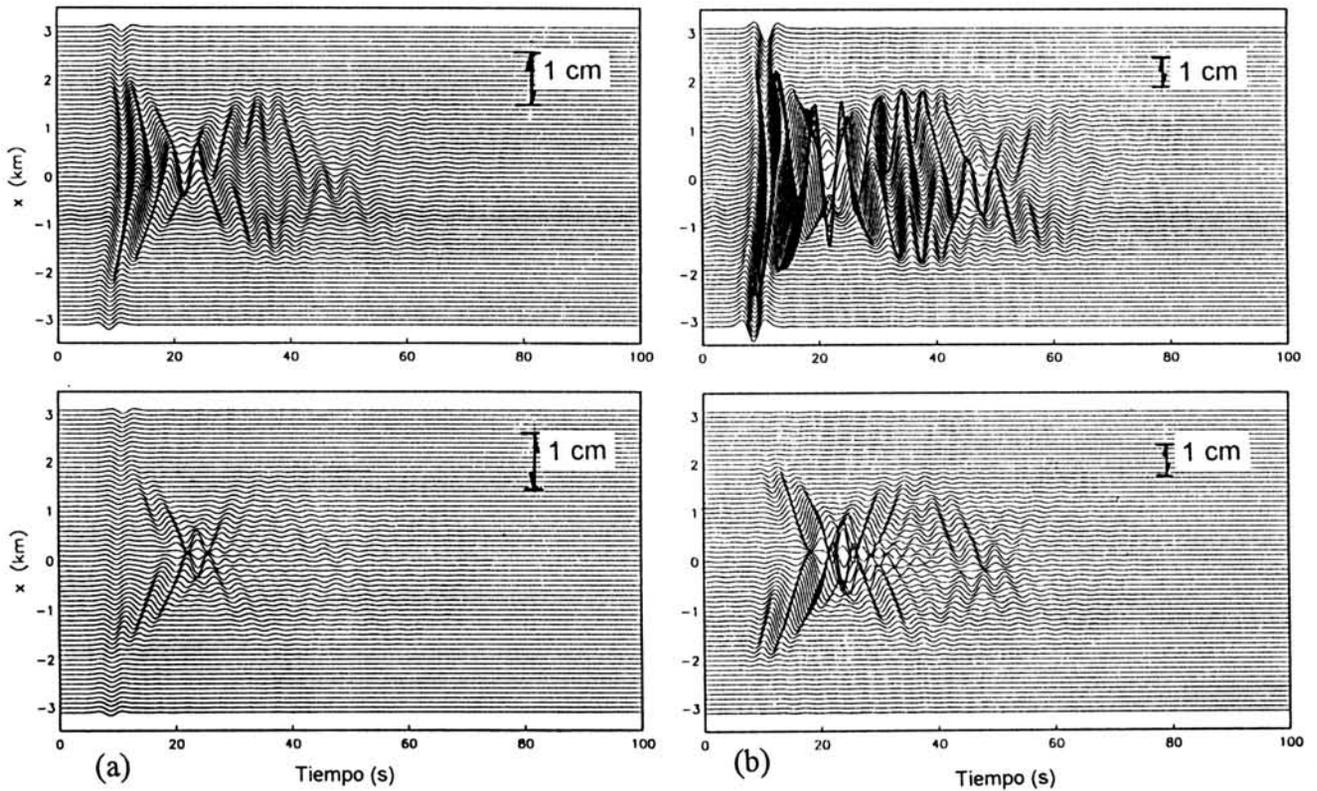


Fig 7 Respuesta en el tiempo para un pulso de Ricker: (a) ondas P y (b) ondas SV; la parte superior muestra el componente horizontal y la parte inferior el vertical

modificar el movimiento en zona de lomas son los efectos de topografía superficial, factores aleatorios y la compleja estructura profunda del valle.

Con el objeto de obtener resultados cualitativos de los efectos de topografía superficial se utilizaron dos estructuras diferentes (figura 8); las geometrías propuestas tienen dimensiones similares a los cerros del Peñón y de La Estrella que se encuentran instrumentados con acelerógrafos. La topografía Tipo I es una montaña en forma de domo, con base circular

se fijaron similares a las propiedades de la zona I:  $1500 \text{ m/s}_3$  de velocidad de ondas S, densidad de  $1.5 \text{ T/m}^3$  y  $0.33$  de coeficiente de Poisson.

La figura 9 muestra las funciones de transferencia obtenidas para diferentes puntos en la superficie de la topografía Tipo I para incidencia vertical de ondas SV. En baja frecuencia, los valores obtenidos lejos de la irregularidad tienden a ser los mismos a los que se obtienen en campo libre ( $u = 2.0, v = 0, w = 0.0$ ). Para frecuencias altas, la presencia de la irregularidad afecta la respuesta en casi todos los sitios,

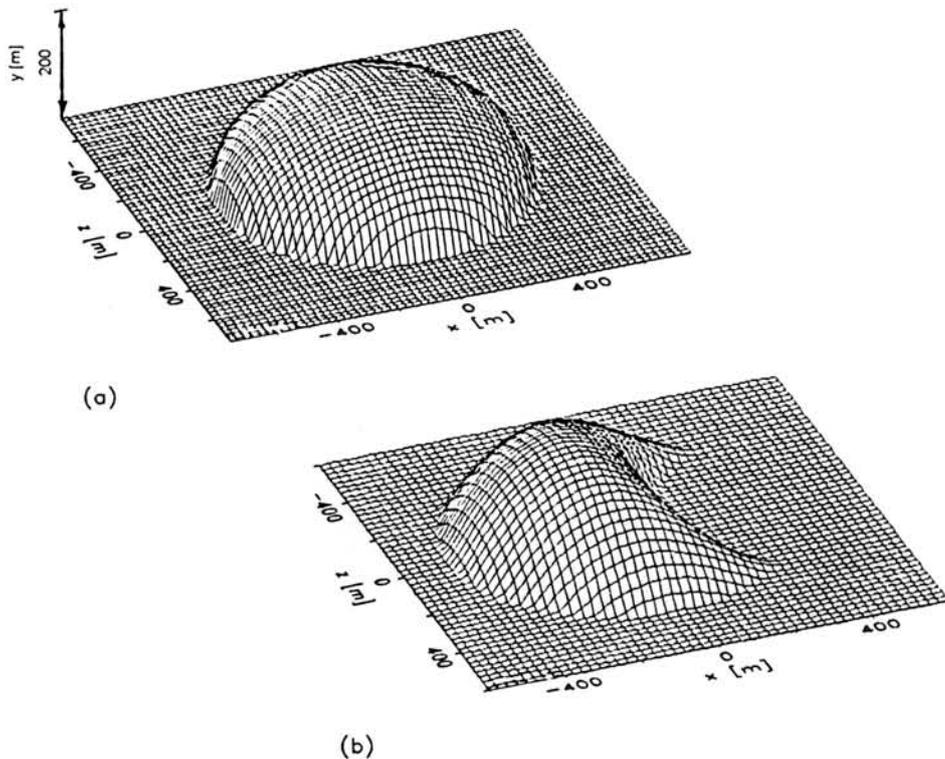


Fig 8 Topografías estudiadas en este trabajo: (a) Topografía tipo domo y (b) topografía en forma de herradura

de radio igual a 250 m y con una elevación máxima de 200 m. La Tipo II es una montaña con forma de herradura en planta, con dimensiones similares al domo pero con un contacto suave entre la irregularidad y el semiespacio. Para la discretización de estos modelos se emplearon aproximadamente cien elementos de frontera cuadráticos formados por cerca de 400 nodos. Las propiedades del material

siendo más notorio en el borde del domo (sitios 11 y 28). Para la mayoría de los casos, la amplificación en el centro y en los bordes es dos y tres veces mayor que en campo libre; las amplificaciones del movimiento en el eje y son producidas por la estructura tridimensional y pueden llegar a ser tan grandes como el movimiento en el eje x que es producido fundamentalmente por la onda incidente.

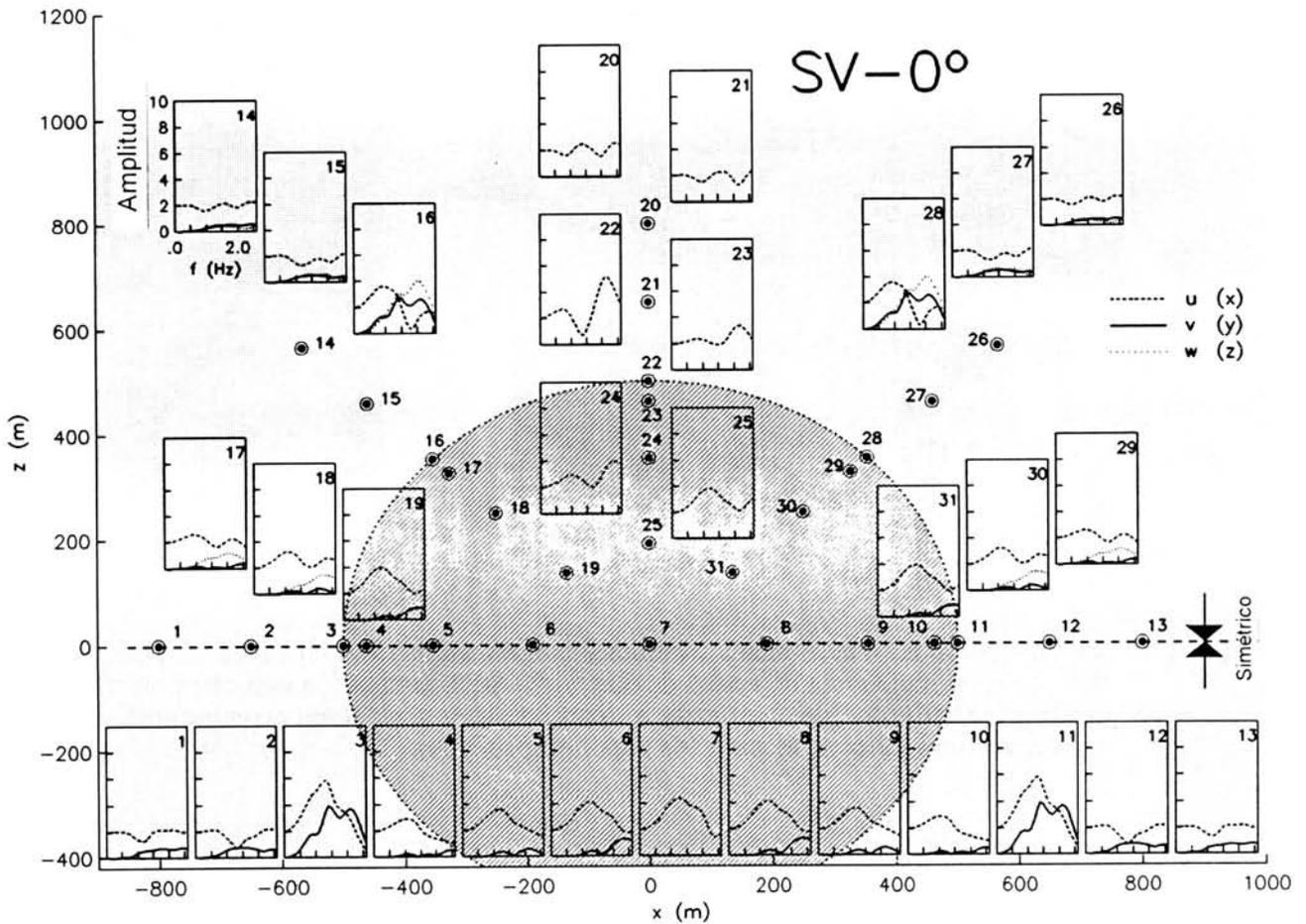


Fig 9 Amplificación en la superficie de una montaña tridimensional en forma de domo para incidencia vertical de ondas SV

La figura 10 corresponde a la respuesta del domo para un periodo de 0.4 s y para los tres componentes debidos a una onda de Rayleigh incidente (de izquierda a derecha, u, v y w, respectivamente). Se muestran contornos y perspectivas del movimiento para comparar y localizar dónde ocurren las amplificaciones máximas y mínimas. En los contornos se muestra la forma del domo con línea gruesa. Las perspectivas han sido normalizadas para que puedan ser comparadas cualitativamente. Debido a que el plano de incidencia es perpendicular al eje x, se aprecia una simetría del movimiento con respecto al eje z. El movimiento observado para el componente w

se debe exclusivamente a ondas difractadas por la irregularidad. Se aprecia que la máxima amplificación ocurre para el componente v en la parte posterior del domo, al momento en que las ondas de Rayleigh salen de la irregularidad.

La figura 11 muestra los desplazamientos en el tiempo en el eje x para varios sitios sobre el domo debidos a la incidencia de un pulso de Ricker de 0.5 s correspondiente a una onda de Rayleigh. Comparando con el tamaño del pulso incidente mostrado en la figura, la amplificación causada por el domo es muy grande (sitio 11). El tamaño y complejidad del pulso difractado es una evidencia de la

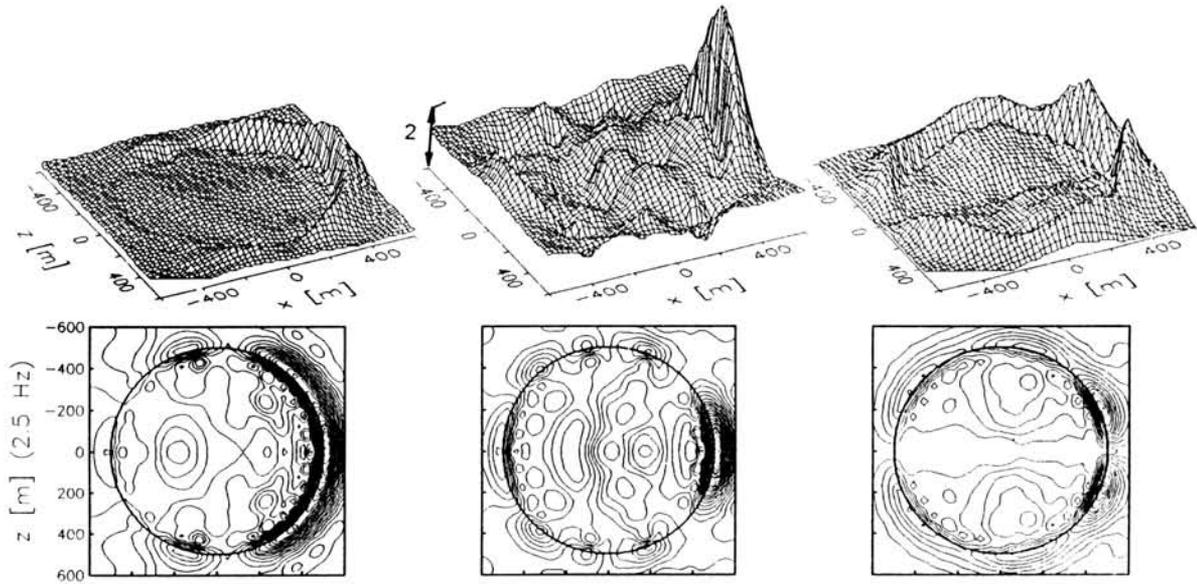


Fig 10 Amplificación en una montaña tridimensional en forma de domo para un periodo de 0.4 s ante incidencia de ondas de Rayleigh. Se muestran los tres componentes de desplazamiento (de izquierda a derecha:  $u$ ,  $v$  y  $w$ , respectivamente). La escala vertical es común para los tres componentes

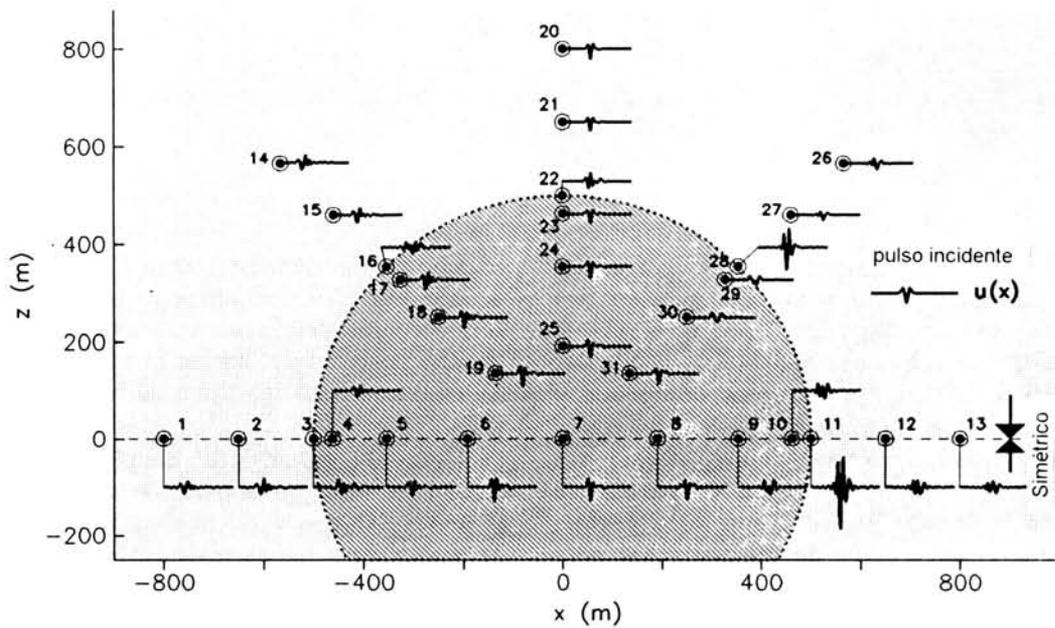


Fig 11 Respuesta en el tiempo para la montaña tipo domo para un pulso de 0.5 s (componente  $u$ )

importancia que pueden tener este tipo de topografías en la modificación del movimiento incidente.

La topografía tipo II es tridimensional y no axisimétrica (Luzón y Sánchez-Sesma, 1995). Debido a que sus bordes son suaves, las mayores amplificaciones se localizaron dentro de la montaña y no en los bordes como sucedió con la topografía Tipo I. Para incidencia vertical de ondas SH, la figura 12 muestra que los sitios con amplificación máxima, aunque relativamente pequeña, son aquellos en el centro (15, 16, 21 y 22). Es considerable la generación de movimiento en el eje  $x$  y  $y$  debida exclusivamente al comportamiento tridimensional como se aprecia en los sitios 10 y 15-17.

En la figura 13 (Reinoso *et al.*, 1996a) se muestra la respuesta tridimensional debida a incidencia oblicua de ondas SV con periodo de 0.5 s pero con incidencia inclinada en el plano; se muestran, de izquierda a derecha, las amplitudes en  $x$ ,  $y$  y  $z$ , respectivamente. Esta figura ilustra el complejo patrón de respuesta de estructuras tridimensionales.

Es claro que para conocer con detalle el movimiento en montañas reales se requiere, además de un estudio geológico completo, de estudios paramétricos con diferentes ondas incidentes y modificando el ángulo de incidencia tanto en el plano vertical como en el horizontal. Como se mostró en los resultados de las figuras 9 a 13, los efectos topográficos pueden llegar a ser de importancia.

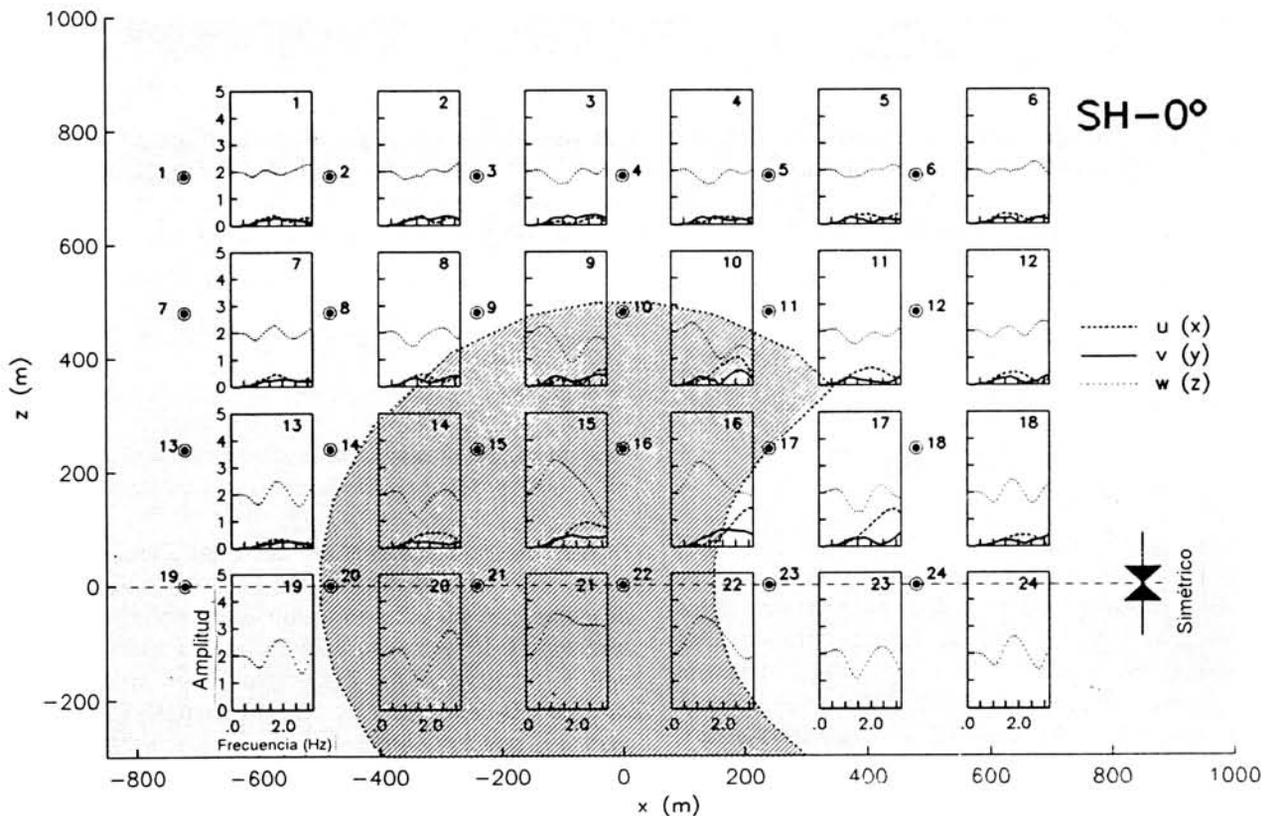


Fig 12 Amplificación en la superficie de la montaña tridimensional en forma de herradura ante incidencia vertical de ondas SH

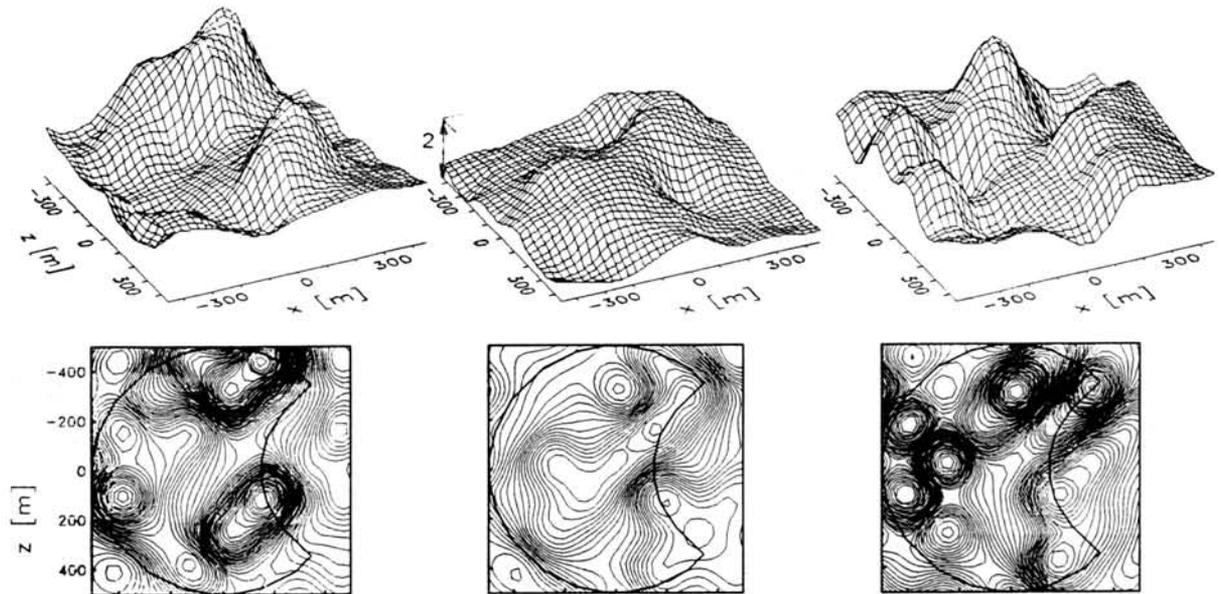


Fig 13 Amplificación en una montaña tridimensional en forma de herradura ante incidencia oblicua de ondas SV con incidencia inclinada en el plano. Se muestran los tres componentes de desplazamiento (de izquierda a derecha:  $u$ ,  $v$  y  $w$ , respectivamente). La escala vertical es común para los tres componentes

## CONCLUSIONES

Se presentó una comparación cualitativa entre el modelado uni y bidimensional para dos sitios de zona de lago del valle de México con datos obtenidos por la red acelerométrica durante sismos moderados. Se mostró que la teoría unidimensional puede explicar satisfactoriamente la amplificación observada en algunos sitios, mientras que para otros sitios, como los localizados en las partes más profundas del valle, el modelo bidimensional arroja resultados mejores.

Para los modelos presentados en este trabajo, los patrones de amplificación en zona de lago para ondas P, SV y de Rayleigh fueron relativamente similares, lo que sugiere que

probablemente el mismo mecanismo de amplificación está presente para todas las incidencias.

El método tridimensional se utilizó para modelar y comparar el comportamiento de dos montañas de geometría sencilla con propiedades similares a la zona I de la ciudad de México. Comparando ambos resultados, los desplazamientos obtenidos para la topografía tipo domo fueron mucho mayores que los correspondientes a la topografía en forma de herradura. Ello es debido al contacto suave de esta última con el semiespacio, pero la complejidad de su respuesta dificulta el estudio paramétrico de amplificación. Para montañas tipo domo se encontraron factores de amplificación de hasta 20 para el componente vertical y de hasta 4 para el horizontal, mientras que para la montaña en forma de herradura los factores nunca fueron mayores de tres.

De realizarse considerando con detalle la topografía propia de cada sitio, este tipo de estudios podría ser útil para estudiar algunos efectos de sitio en zona de lomas que podrían verse muy afectados por sismos locales o profundos de falla normal, con contenidos importantes de energía en periodos bajos.

## RECONOCIMIENTO

Este trabajo fue patrocinado por el CONACyT a través de los programas de becas doctorales y de repatriación y por el gobierno de la ciudad de México a través de la Secretaría General de Servicios y Obra Pública. El autor agradece las revisiones críticas y dedicadas de este trabajo realizadas por Francisco Chávez García y por José Luis Rodríguez Zúñiga.

## REFERENCIAS

- Bard P.-Y., M. Campillo, F.J. Chávez-García y F.J. Sánchez-Sesma (1988). A theoretical investigation of large- and small- scale amplification effects in the Mexico City Valley. *Earth. Spectra*, **4**, 609-633.
- Campillo M., P.-Y. Bard, F. Nicollin y F.J. Sánchez-Sesma (1988). The incident wave field in Mexico City during the great Michoacan earthquake and its interaction with the deep basin. *Earth. Spectra*, **4**, 591-608.
- Chávez-García F.J. y P.-Y. Bard (1994). Chávez-García F.J. (1991). Diffraction et amplification des ondes sismiques dans le basin de México, *Tesis Doctoral, Université Joseph Fourier de Grenoble*, Francia.
- Chávez-García F.J. y P.-Y. Bard (1994). Site effects in Mexico City eight years after the September 1985 Michoacan earthquakes. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, **13**, 229-247.
- Domínguez J. (1993). Boundary elements in dynamics. *Comp. Mechanics Publications*, Southampton, UK.
- Fäh D., P. Suhadolc, St. Mueller y G.F. Panza (1994). A hybrid method for the estimation of ground motion in the sedimentary basins: quantitative modelling for Mexico City. *Bull. Seism.S.Am.*, **84**, 383-399.
- 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. S. Am.*, **79**, 1361-1382.
- Luzón F. Y Sánchez-Sesma F.J. (1995). Seismic response of 3D topographies. 7a. Conf. Int. Soil Dyn. Earth. Eng., Grecia, mayo.
- Reinoso E. (1991). Efectos sísmicos locales en el valle de México: amplificación en la zona lacustre. IX Nat. Conf. Earth. Eng., Manzanillo, México, **2**, 224-236.
- Reinoso E., L. Wrobel y H. Power (1993). Preliminary Results of the Modelling of the Mexico City Valley with a 2D Boundary Method for the Scattering of SH Waves. *Soil Dyn. Earth. Eng.*, **12**, 457-468.
- Reinoso E. (1994). Boundary element modelling of scattering from topographical structures with applications to the Mexico City Valley. Tesis doctoral, Wessex Institute of Technology, Southampton, U.K.
- Reinoso E., L. Wrobel y H. Power (1996a). Two-dimensional scattering for P, SV and Rayleigh waves. Preliminary results of the valley of Mexico. Aceptado para su publicación en *Earth. Eng. Str. Dyn.*, junio.
- Reinoso E., L. Wrobel y H. Power (1996b). Three-Dimensional scattering of seismic waves from topographical structures. Aceptado para su publicación en *Soil Dyn. Earth. Eng.*, julio.
- Rodríguez-Zúñiga J. L., F. J. Sánchez-Sesma y L.E. Pérez-Rocha (1995). Seismic response of shallow alluvial valleys: The use of simplified models, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 890-899.
- Romo M. P. y H.B. Seed (1986). Analytical modeling of dynamic soil response in the Mexico earthquake of September 19, 1985, Mexico earthquakes - 1985. Cassaro y Romero (eds), *Am. Soc. Civ. Eng.*

- Rosenblueth E., M. Ordaz, F.J. Sánchez-Sesma y S.K. Singh (1988). Design spectra for Mexico's Federal District. *Earth. Spectra*, 5, 273-292.
- Sánchez-Sesma F. J., F.J. Chávez-García y M.A. Bravo (1988). Seismic response of a class of alluvial valleys for incident SH waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 83-95.
- 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.
- Sánchez-Sesma F. J. y F. Luzón (1995). Seismic response of a 3D alluvial valleys for incident P, S and Rayleigh waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 269-284.
- Sánchez-Sesma F.J., K. Irikura, J. Perrot, J. L. Rodríguez-Zúniga y R. Ávila-Carrera (1996). The variational projection method: A new technique to simulate the seismic response of shallow alluvial valleys. *Proc. Of the 11 World Conf. Earh. Eng. (No. 946)*.
- Seed H. B., M. P. Romo, J. I. Sun, A. Jaime y J. Lysmer (1988). Relationships between soil conditions and earthquake ground motions. *Earth. 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.