

OBTENCIÓN DE PROPIEDADES FÍSICAS DEL SUELO DEL VALLE DE MÉXICO MEDIANTE INTERFEROMETRÍA SÍSMICA

Andrés Pech Pérez⁽¹⁾, Carlos O. Jiménez González⁽¹⁾ y Martín Cárdenas Soto⁽²⁾

RESUMEN

En este trabajo, se usa la técnica conocida como interferometría sísmica para caracterizar la respuesta sísmica de los sitios donde se ubican las estaciones: Chapultepec, Kennedy y Roma. La estimación de parámetros se efectuó mediante la deconvolución de eventos sísmicos. Para interpretar los registros deconvolucionados, se utilizó un modelo de un medio estratificado compuesto por estratos elásticos, isotropos y homogéneos. En este modelo se consideró la incidencia vertical de ondas planas SH . De los registros deconvolucionados, se obtuvieron velocidades de propagación de ondas S . Con estos parámetros fue posible caracterizar los sitios donde se ubican las estaciones: Chapultepec, Kennedy y Roma. En los registros deconvolucionados, se observaron variaciones en amplitudes y tiempos de arribo en función del evento sísmico; esto sugiere que es posible identificar cambios en las propiedades físicas del suelo del Valle de México mediante interferometría sísmica.

Palabras clave: deconvolución, interferometría sísmica, sismología, medios estratificados

ABSTRACT

In this work, we use seismic interferometry to characterize the seismic response of the Valley of México. We deconvolved seismic events recorded at Chapultepec, Kennedy and Roma boreholes. To interpret the deconvolved wavefields, we used a stratified model composed of elastic, isotropic and homogeneous layers. Shear wave velocities (S) were obtained from the deconvolved wavefields. With these parameters, it was possible to characterize the sites studied. On the deconvolved traces, we observed variations in traveltimes and amplitudes as a function of the seismic event, which implies that seismic interferometry can be used as a tool to monitor changes in the soil of the Valley of México.

Keywords: deconvolution, seismic interferometry, seismology, layered media.

INTRODUCCIÓN

Los registros sísmicos de pozos proveen información relevante acerca de las propiedades físicas de los materiales que conforman los sedimentos. Estas propiedades no son estáticas, éstas pueden cambiar a través del tiempo debido a diversos factores, entre los que destacan: Solicitudes sísmicas recurrentes,

Artículo recibido el 16 de octubre de 2008 y aceptado para su publicación el 1 de junio de 2010. Se aceptarán comentarios y/o discusiones hasta cinco meses después de su publicación.

⁽¹⁾ Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Oaxaca. Calle Hornos 1003, Santa Cruz Xoxocotlán, Oaxaca, México. C. P. 71230 apech@ipn.mx.

⁽²⁾ Departamento de Geofísica, Facultad de Ingeniería, UNAM. Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, Coyoacán, México D. F. CP 04510. martinc@dictfi.unam.mx.

precipitaciones pluviales y la extracción del agua subterránea. En ciudades ubicadas sobre material lacustre, los cambios en las propiedades físicas del suelo pueden incidir de manera importante en la infraestructura, como es el caso de la red de tuberías de agua potable (Yoshisaki *et al.*, 2003).

En este trabajo, nosotros utilizamos eventos sísmicos registrados en los pozos: Chapultepec, Kennedy y Roma. Estos pozos son parte de la red de monitoreo sísmico del Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). En cada uno de estos pozos están instalados tres acelerómetros triaxiales ubicados a diferentes profundidades. Nosotros mostramos que es posible estimar parámetros físicos correspondientes a sedimentos arcillosos mediante interferometría sísmica. Además, mostramos que con esta técnica, es posible inferir cambios en las propiedades físicas de los sedimentos del Valle de México. Hasta el momento no ha sido posible asociar los cambios observados en amplitudes y tiempos de arribo de las ondas deconvolucionadas con algún factor en particular: extracción de agua subterránea, lluvia o eventos sísmicos recurrentes. Para lograr esto, es necesario instrumentar la vecindad de los pozos con otros dispositivos, como es el caso de piezómetros.

La deconvolución es una técnica que nos permite aislar la respuesta sísmica, asociada a uno o varios estratos, del resto de la estratigrafía, de la fuente sísmica y del efecto del instrumento de grabación. Esta operación está relacionada con la correlación. Si el espectro de potencia del campo de ondas usado como referencia en la deconvolución es constante y posee amplitud unitaria, el campo de ondas obtenido a partir de la correlación es idéntico al campo deconvolucionado (Claerbout, 1985). En otras palabras, este campo es equivalente a una función de Green, la cual caracteriza la propagación de ondas entre receptores (Lobkis y Weaver 2001; Campillo y Paul 2003; Sánchez-Sesma y Campillo, 2006). La deconvolución ha sido utilizada con éxito en diversas áreas; por ejemplo, en ingeniería sísmica, Snieder y Şafak (2006) usaron esta técnica para estudiar la respuesta sísmica de un edificio. Por otra parte, Mehta *et al.* (2007) usaron la deconvolución de telesismos para estudiar la respuesta sísmica de suelos.

En este trabajo, deconvolucionamos 11 eventos sísmicos registrados en los pozos antes mencionados. A partir de los registros deconvolucionados estimamos velocidades de propagación de ondas *S*. Para interpretar los registros deconvolucionados, se utilizó un modelo de un medio constituido por estratos elásticos localizados sobre un semiespacio también elástico. Se consideró únicamente la incidencia vertical de ondas *SH*. Este modelo, además de ser utilizado para interpretar registros reales, se usó para estudiar las características principales de los campos deconvolucionados. Este modelo facilitó la detección de arribos relevantes observados en los registros deconvolucionados. Cabe mencionar que utilizamos los datos sísmicos de las estaciones Chapultepec, Kennedy y Roma por las razones siguientes: Los datos sísmicos adquiridos en estas estaciones son de buena calidad, la mayoría de los registros sísmicos contienen los tres componentes y estos presentan tiempo absoluto.

VALLE DE MÉXICO Y ESTACIONES DE REGISTRO

El Valle de México es una región que se caracteriza por ser relativamente plana y estar rodeada por cadenas montañosas. Para fines de zonificación geotécnica, el Valle de México se divide en tres zonas (Marsal y Mazari, 1969): la zona de lago, la zona de transición y la zona de terreno duro (Figura 1).

Está bien documentado que en el Valle de México, los movimientos menos intensos ocurren en la zona de terreno firme, mientras que en la zona de lago se observa el efecto de amplificación (Chávez-García y Bard, 1994; Sánchez-Sesma *et al.*, 1993); en esta zona, la duración de los eventos sísmicos es considerable (Chávez-García y Bard, 1993), como se puede apreciar en la Figura 2. La mayoría de los sensores de la red sísmica del Valle de México, se encuentran instalados en la superficie del terreno, aunque existen estaciones con sensores situados en pozos. Los acelerogramas que corresponden a estas estaciones se

encuentran disponibles en la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes (Quaas *et al.*, 1995).

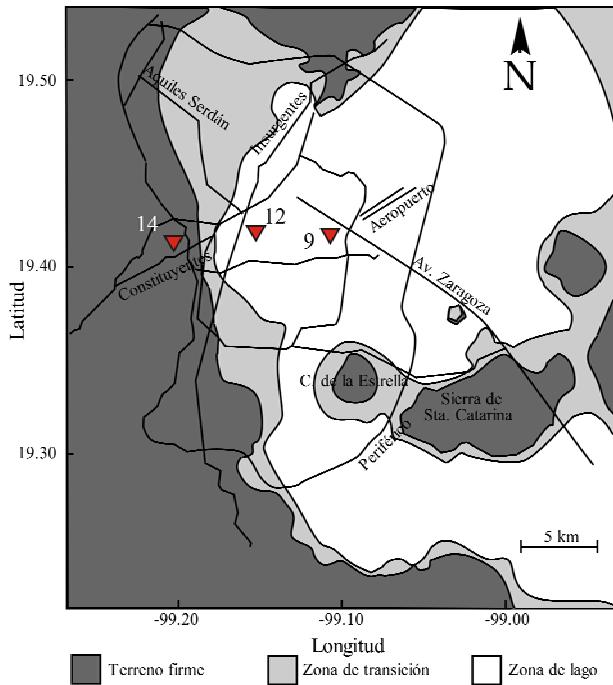


Figura 1. Zonificación sísmica del Valle de México. Las estaciones 12, 9 y 14 corresponden a los pozos Roma, Kennedy y Chapultepec.

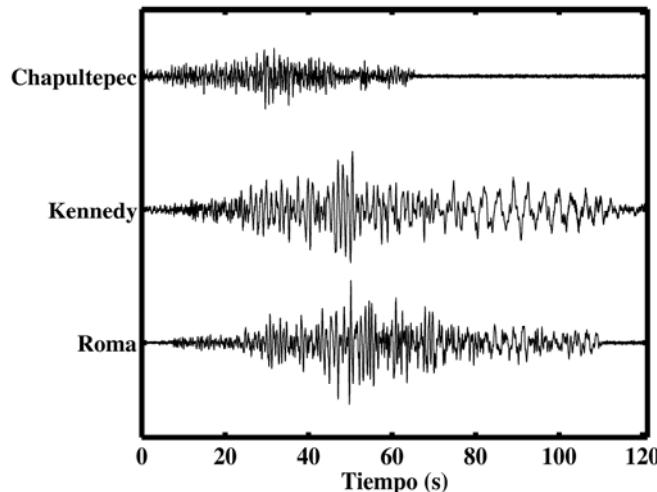


Figura 2. Sismo del 20 de abril de 1998 registrado en superficie (componente Norte-Sur).

La ubicación de las estaciones de registro utilizadas en este trabajo se presenta en la Figura 1. Cada estación cuenta con acelerómetros triaxiales ubicados a diferentes profundidades. Los parámetros principales de los sismos analizados se muestran en la tabla 1. A continuación se presenta una breve

descripción de los sitios en los que se localizan las estaciones de registro usadas.

Tabla 1. Eventos sísmicos utilizados.

Fecha	Magnitud	Epicentro	Profundidad focal (Km)
15/05/1993	Mc=5.7	16.17 Lat. N 98.35 Long. W	6
10/09/1993	Mc=5.3	15.56 Lat. N 100.64 Long. W	30
24/10/1993	Mc=6.7	16.41 Lat. N 98.83 Long. W	--
23/05/1994	Mc=5.6	18.03 Lat. N 100.57 Long. W	23
10/12/1994	Mc=6.3	18.02 Lat. N 101.56 Long. W	20
21/10/1995	Mc=6.5	16.92 Lat. N 93.62 Long. W	98
23/04/1996	Mc=5.3	17.11 Lat. N 101.60 Long. W	17
15/07/1996	Mc=6.0	17.45 Lat. N 101.16 Long. W	20
11/01/1997	Mb=6.5/Ms=5.9/Me=7.3	17.91 Lat. N 103.04 Long. W	16
20/04/1998	Mc=5.0	18.37 Lat. N 101.21 Long. W	66
30/09/1999	Mc=5.2	15.95 Lat. N 97.03 Long. W	16

Estación Chapultepec

La estación Chapultepec corresponde a la estación catorce de la red de observación sísmica del Valle de México, y está ubicada en las coordenadas 19.4157° latitud Norte y 99.2048° longitud Oeste. Cuenta con acelerómetros en la superficie a 22 m y a 52 m de profundidad. El suelo reportado en esta zona está compuesto de: Arena con limo en la superficie, arena con grava a 22 m y arena con limo a 52 m. La estación sísmica se encuentra ubicada en la zona de terreno firme según la zonificación geotécnica del Valle de México. De los eventos sísmicos registrados en el pozo Chapultepec, se seleccionaron los sismos del 10 de diciembre de 1994, 15 de julio de 1996 y 20 de abril de 1998 (tabla 1).

Estación unidad Kennedy

La estación Unidad Kennedy corresponde a la estación nueve de la red de observación sísmica del Valle de México, y está ubicada en las coordenadas 19.4186° latitud Norte y 99.1111° longitud Oeste. Esta estación cuenta con acelerómetros en la superficie a 30 m y a 83 m de profundidad. En esta zona, el tipo de suelo consiste de: Arcilla en la superficie, arcilla a 30 m y arcilla con limo y grava a 83 m. Esta estación sísmica se encuentra ubicada en la zona de lago, según la zonificación geotécnica del Valle de México.

De esta estación, se usaron los acelerogramas de los siguientes eventos sísmicos: 15 de mayo de 1993, 24 de octubre de 1993, 23 de mayo de 1994, 10 de diciembre de 1994 y 21 de octubre de 1995 (tabla 1).

Estación Roma

La estación Roma corresponde a la estación doce de la red de observación sísmica del Valle de México, y está ubicada en las coordenadas 19.4191° latitud Norte y 99.1546° longitud Oeste. Esta estación cuenta con acelerómetros en la superficie a 30 m y a 102 m de profundidad. El suelo en este sitio está

compuesto de: Arcilla con limo en la superficie, arcilla con arena a 30 m y arena con limo a 83 m. Esta estación sísmica se encuentra ubicada en la zona de lago.

De esta estación se utilizaron los acelerogramas de los siguientes eventos sísmicos: 10 de septiembre de 1993, 21 de octubre de 1995, 23 de abril de 1996, 11 de enero de 1997 y 30 de septiembre de 1999 (tabla 1).

MODELO DE UN MEDIO ESTRATIFICADO SOMETIDO A LA INCIDENCIA VERTICAL DE ONDAS PLANAS SH

El modelo aquí usado está conformado por estratos horizontales, elásticos, homogéneos e isótropos, como se ilustra en la Figura 3. Este medio estratificado está localizado sobre un semiespacio. En $z=0$, se tiene una frontera libre de esfuerzos. El contacto entre dos estratos define una frontera elástica donde los desplazamientos y los esfuerzos son continuos, esto también es válido para el contacto que definen el estrato más profundo y el semiespacio. Este modelo se encuentra sujeto a la incidencia vertical de ondas planas SH ; únicamente se consideró la propagación de ondas a lo largo del eje vertical (z). En este caso, las ondas SH generan un movimiento de partícula perpendicular al plano xz .

Diversos autores han utilizado modelos de medios estratificados para estudiar la respuesta sísmica de valles aluviales, (Sánchez-Sesma *et al.*, 1993; Mehta *et al.*, 2007).

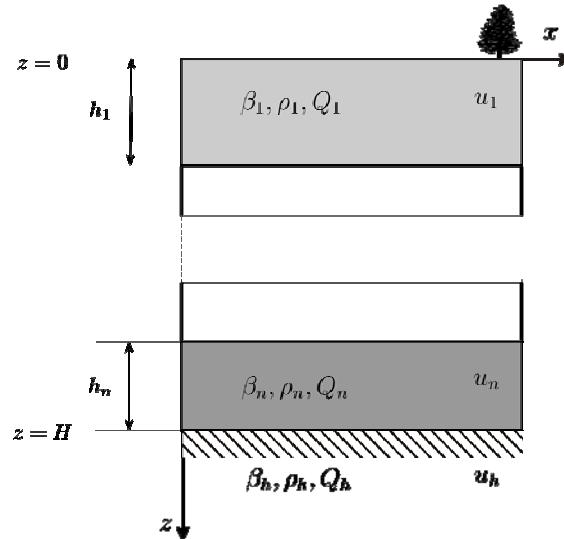


Figura 3. Medio estratificado que contiene “ n ” estratos. Q denota el factor de calidad.

Las ecuaciones que gobiernan los desplazamientos para el caso de ondas de corte SH , se obtienen mediante la superposición de arribos. La solución se construye sumando ondas monocromáticas (Backus, 1959; Sánchez-Sesma, 1987; Safak, 1999; Snieder y Safak, 2006). Por cada estrato se adicionan dos ondas con amplitudes desconocidas. Estas ondas representan ondas ascendentes y descendentes. Los desplazamientos para el semiespacio se calculan, también, sumando dos ondas; aunque en este caso la onda incidente tiene una amplitud conocida. Las amplitudes desconocidas se obtienen evaluando condiciones de frontera. Las ecuaciones generales que gobiernan los desplazamientos en un medio

estratificado, se presentan a continuación:

$$u_1 = A_1 e^{i\omega t} e^{izk_1} + A_2 e^{i\omega t} e^{-izk_1} \quad (1)$$

$$\vdots$$

$$u_n = A_{2n-1} e^{i\omega t} e^{izk_n} + A_{2n} e^{i\omega t} e^{-izk_n} \quad (2)$$

$$u_h = A_0 e^{i\omega t} e^{izk_h} + A_{2n+1} e^{i\omega t} e^{-izk_h} \quad (3)$$

donde A_0 es la amplitud de la onda incidente; t denota el tiempo; ω representa la frecuencia radial; z es la profundidad; $i = \sqrt{-1}$; u_1 , u_n y u_h denotan los desplazamientos detectados en el primer estrato, en el estrato “ n ” y en el semiespacio, respectivamente; A_1 , A_2 , …, A_{2n-1} , A_{2n} y A_{2n+1} denotan las amplitudes de las ondas ascendentes y descendentes que viajan a través del modelo; k_1 , k_n y k_h definen los números de onda del primer estrato, del estrato “ n ” y del semiespacio, respectivamente. Para incluir atenuación en las ecuaciones que gobiernan los campos de desplazamiento, se utilizó el modelo de Kelvin; este modelo establece que el número de onda k es función del factor de calidad Q (Yomogida y Benites, 1996), como se muestra a continuación:

$$k = \frac{\omega}{\beta} \left(1 - \frac{i}{2Q} \right) \quad (4)$$

donde β denota la velocidad de ondas SH . Las ecuaciones 1, 2 y 3 están expresadas en el dominio de la frecuencia. Como se mencionó anteriormente, los coeficientes de las funciones exponenciales, se obtienen al evaluar las condiciones de frontera del modelo utilizado.

Si los estratos del modelo descrito anteriormente tienen las mismas propiedades, se tiene como resultado el caso de un estrato localizado sobre un semiespacio. Si se considera que el semiespacio es rígido, la velocidad de ondas SH en el semiespacio tiende a infinito ($\beta_h \rightarrow \infty$). Como consecuencia

$$\frac{|u_1|}{|A_0|} = \frac{2}{\left| \cos \left(\frac{\omega H}{\beta_1} \right) \right|} \quad (5)$$

donde β_1 y H denotan la velocidad y espesor correspondientes al estrato. El espectro de amplitudes definido por la ecuación 5 está normalizado con respecto a la amplitud de la onda incidente A_0 (Kramer, 1996).

FUNCIONES DE TRANSFERENCIA PARA UN MEDIO ESTRATIFICADO

Para estudiar la naturaleza de los campos deconvolucionados correspondientes a un medio estratificado, es necesario evaluar las ecuaciones que gobiernan los desplazamientos usando diferentes profundidades, y posteriormente efectuar la deconvolución con respecto al desplazamiento asociado con una profundidad en particular (Snieder *et al.*, 2006).

Con el objeto de describir el comportamiento de los campos deconvolucionados, se utilizó el medio estratificado ilustrado en la Figura 4. En este modelo, se ubicaron tres receptores a diferentes profundidades. En este caso, $u_1(a, \omega)$, $u_2(h_1 + b, \omega)$ y $u_3(h_1 + h_2 + c, \omega)$ representan los desplazamientos correspondientes a las profundidades a , $h_1 + b$ y $h_1 + h_2 + c$. Los desplazamientos en la superficie están dados por $u_1(0, \omega)$.

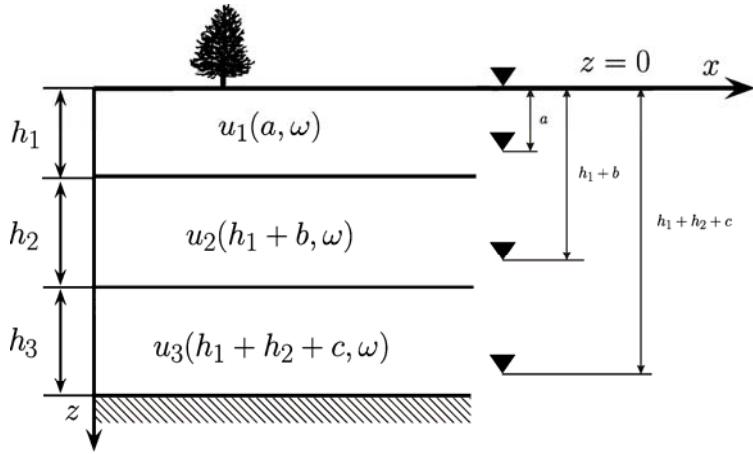


Figura 4. Medio estratificado compuesto de tres estratos ubicados sobre un semiespacio.

En ausencia de atenuación, el resultado de deconvolucionar el movimiento registrado a una cierta profundidad en el primer estrato con respecto al movimiento de la superficie es:

$$\frac{u_1(a, t)}{u_1(0, t)} = \frac{1}{2} \overbrace{\delta\left(t + \frac{a}{\beta_1}\right)}^1 + \frac{1}{2} \overbrace{\delta\left(t - \frac{a}{\beta_1}\right)}^2 \quad (6)$$

donde δ corresponde a la función delta de Dirac. De la estructura de la ecuación anterior, se puede establecer que en $z = a$, se observan dos arribos que corresponden a una onda ascendente y a otra descendente. La amplitud de cada uno de estos arribos es $1/2$. Se puede inferir de esta ecuación que en $z = 0$, estas ondas se superponen dando lugar a un sólo arribo con amplitud unitaria. La deconvolución de $u_2(h_1 + b, \omega)$ con respecto al desplazamiento de la superficie, expresada en el dominio del tiempo, resulta

$$\frac{u_2(h_1+b,t)}{u_1(0,t)} = \frac{1}{4} \left(1 + \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^3 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{b}{\beta_2}\right)}^4 \right] \\ + \frac{1}{4} \left(1 - \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{b}{\beta_2}\right)}^5 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{b}{\beta_2}\right)}^6 \right]. \quad (7)$$

La simplicidad de la ecuación anterior, facilita el análisis de los campos deconvolucionados. En esta ecuación, se pueden observar dos componentes. El primer componente contiene dos ondas, una ascendente y otra descendente (arribos 3 y 4, respectivamente). Estas ondas presentan la misma amplitud definida por el factor $(1/4)(1 + (\beta_1 \rho_1)/(\beta_2 \rho_2))$. El segundo componente de la ecuación 7, también está constituido por dos ondas; aunque éstas tienen menor amplitud. Las últimas dos ondas presentes en la ecuación 7 (arribos 5 y 6) corresponden a reflexiones producidas por los contrastes de velocidades y densidades existentes entre el primero y segundo estratos.

Las amplitudes de las cuatro ondas presentes en la ecuación anterior dependen de las velocidades y densidades de los dos primeros estratos. En cuanto a los argumentos de estas ondas, estos están en función de las velocidades y de los espesores. Esto implica que cualquier cambio en las propiedades físicas y geométricas de uno o varios estratos, obviamente, repercute en las amplitudes y tiempos de tránsito de las ondas deconvolucionadas.

La presencia de ondas ascendentes denota la existencia de una fuente virtual ubicada en la superficie (Bakulin y Calvert, 2006), donde también se localiza una frontera rígida ficticia (Snieder *et al.*, 2006). Las ondas ascendentes están asociadas a tiempos negativos, ya que de esta forma se pueden satisfacer las condiciones de frontera asociadas con los campos deconvolucionados. Las condiciones de frontera que cumplen los desplazamientos difieren de aquellas que satisfacen los campos deconvolucionados (Snieder *et al.*, 2006).

La deconvolución de $u_3(h_1+h_2+c, \omega)$ con respecto al desplazamiento de la superficie, expresada en el dominio del tiempo, se define a continuación:

$$\frac{u_3(h_1+h_2+c,t)}{u_1(0,t)} = \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} + 1 \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} + 1 \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3}\right)}^7 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{h_2}{\beta_2} - \frac{c}{\beta_3}\right)}^8 \right] \\ + \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} + 1 \right) \left(1 - \frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} \right) \left[\overbrace{\delta\left(t + \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} - \frac{c}{\beta_3}\right)}^9 + \overbrace{\delta\left(t - \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3}\right)}^{10} \right]$$

$$\begin{aligned}
 & + \frac{1}{8} \left(\frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} - 1 \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} - 1 \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{11} + \overbrace{\delta \left(t - \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} - \frac{c}{\beta_3} \right)}^{12} \right] \\
 & + \frac{1}{8} \left(1 - \frac{\beta_1 \rho_1}{\beta_2 \rho_2} \right) \left(\frac{\beta_2 \rho_2}{\beta_3 \rho_3} + 1 \right) \left[\overbrace{\delta \left(t + \frac{h_1}{\beta_1} - \frac{h_2}{\beta_2} - \frac{c}{\beta_3} \right)}^{13} + \overbrace{\delta \left(t - \frac{h_1}{\beta_1} + \frac{h_2}{\beta_2} + \frac{c}{\beta_3} \right)}^{14} \right].
 \end{aligned} \tag{8}$$

En la ecuación anterior se muestran cuatro pares de ondas. Las ondas 7 y 8 corresponden a una onda que asciende y a otra que desciende, respectivamente. Por otra parte, las seis ondas restantes de menor amplitud corresponden a reflexiones producidas por las interfases del modelo. Al igual que en la ecuación 7, las amplitudes de los arribos deconvolucionados presentes en la ecuación 8 están en función de los contrastes de velocidades y densidades existentes en el medio estratificado. De estas ecuaciones, se puede concluir que el número de arribos observados (N) es función del número de estratos y esta dependencia está dada por la siguiente ecuación:

$$N = 2^l \tag{9}$$

donde l denota el número del estrato. Si las propiedades de los estratos del modelo definido en la figura 4 son iguales, es decir $\beta_1 = \beta_2 = \beta_3$ y $\rho_1 = \rho_2 = \rho_3$, las ecuaciones 7 y 8 se reducen a la expresión 6.

Considerando que sólo se tiene un estrato ubicado sobre un semiespacio y que el estrato tiene un espesor H , la deconvolución del movimiento registrado en superficie ($u_1(0, \omega)$) con respecto al movimiento detectado en el fondo del estrato ($u_1(H, \omega)$) está definida por la siguiente expresión (Kramer, 1996):

$$\frac{u_1(0, \omega)}{u_1(H, \omega)} = \left(\frac{1}{\cos \left(\frac{\omega H}{\beta_1} \right)} \right) \tag{10}$$

La función de transferencia que relaciona $u_1(0, \omega)$ y $u_1(H, \omega)$ es una versión normalizada de la ecuación 5. Esto se debe a que la deconvolución da lugar a una frontera rígida ficticia (Snieder *et al.*, 2006). En este caso, la frontera rígida corresponde a la interfaz que separa al estrato del semiespacio.

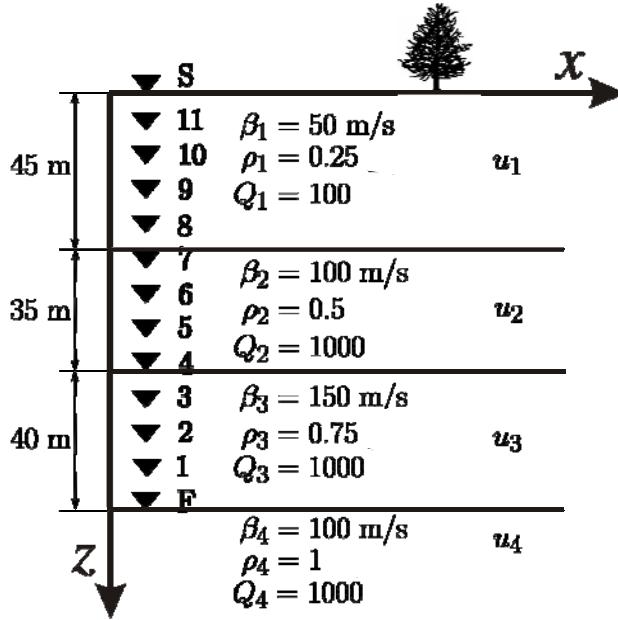


Figura 5. Medio estratificado constituido por tres estratos en los que se incluye atenuación.

Para ilustrar el comportamiento de los campos deconvolucionados en presencia de atenuación, se utilizó un modelo constituido por tres estratos y un semiespacio, como se muestra en la Figura 5. En ésta, los triángulos indican la posición de los receptores. Entre cada par de receptores se tiene una separación de 10 m. La letra S define al receptor de la superficie, mientras que la letra F denota al receptor ubicado en el contacto entre el último estrato y el semiespacio. Los parámetros físicos, de cada una de las capas que constituyen este modelo, son representativos de los sedimentos que componen al Valle de México. Estos parámetros fueron tomados de la literatura especializada (Jongmans *et al.*, 1996).

Para generar los registros sintéticos, las ecuaciones que gobiernan los campos de desplazamiento se convolucionaron con la transformada de Fourier de un pulso de Ricker; para esto se utilizó la transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés). Posteriormente al resultado de esta operación, se le aplicó la transformada inversa de Fourier (IFFT, por sus siglas en inglés). Las velocidades de las ondas SH, las densidades relativas, los factores de calidad y los espesores correspondientes al modelo utilizado se definen en la Figura 5.

Para realizar la deconvolución de los registros sintéticos, se usó la siguiente ecuación (Snieder y Safak, 2006; Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2007):

$$R(\omega) = \frac{C(\omega)S^\dagger(\omega)}{|S(\omega)|^2 + \varepsilon} \quad (11)$$

donde $S^\dagger(\omega)$ representa el conjugado de la transformada de Fourier de la función $s(t)$, y ε es un parámetro con el que se evita la inestabilidad del cociente. En la ecuación anterior, el producto $C(\omega)S^\dagger(\omega)$ define la correlación de las funciones $c(t)$ y $s(t)$ en el dominio de la frecuencia.

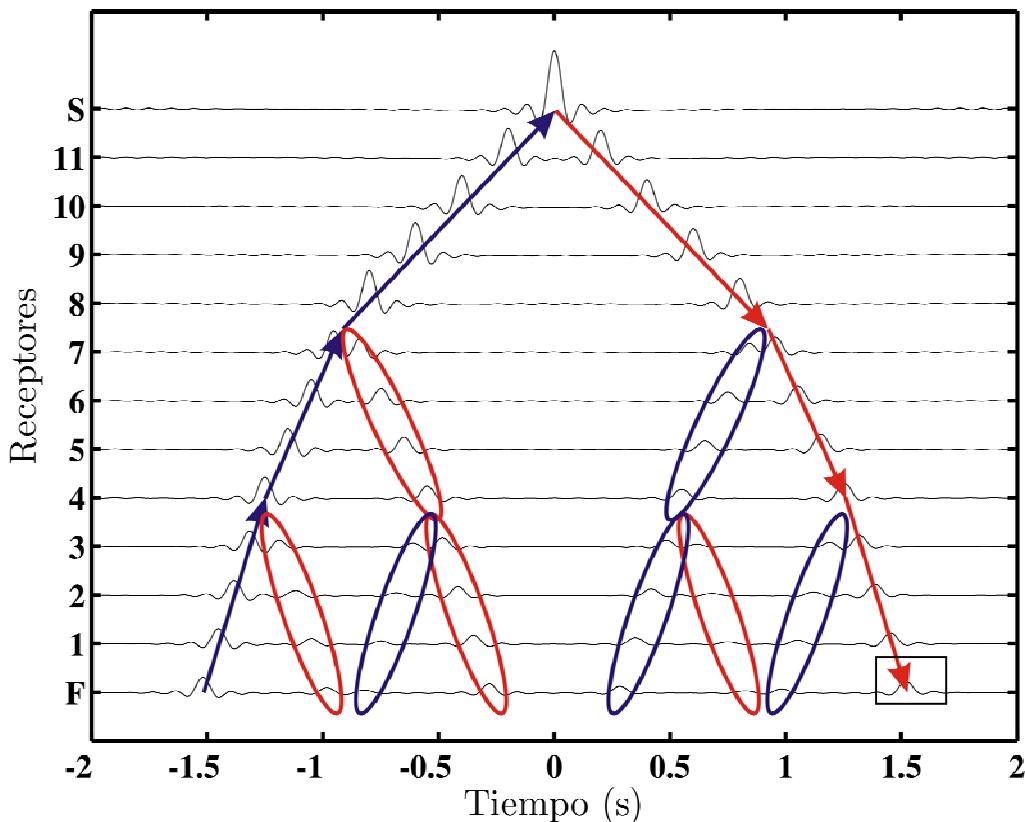


Figura 6. Registros deconvolucionados con respecto al movimiento de la superficie.

En la Figura 6, se muestra el resultado de deconvolucionar los registros sintéticos con respecto al movimiento detectado en superficie. Las flechas denotan ondas que han viajado a través del modelo y han sido reflejadas por la superficie. Las elipses identifican ondas que han interactuado con las interfases del modelo. Como se mencionó anteriormente, la deconvolución de dos registros idénticos da lugar a una fuente virtual; esto se observa claramente en la traza S donde se observa únicamente un arribo y que corresponde a una función delta de Dirac de banda limitada. Como producto de esta deconvolución, se tiene en la superficie una frontera rígida ficticia. Debido a los contrastes de velocidades y densidades, se tienen como resultado reflexiones con amplitudes importantes. En casos reales, la detección de interfases ubicadas en suelo blando puede llevarse a cabo mediante la identificación de “reflexiones” similares a las indicadas por las elipses en la Figura 6.

Como se mencionó anteriormente, dado que las amplitudes de las ondas denotadas por las elipses en la Figura 6 están en función de parámetros físicos como son: velocidad, densidad y atenuación, estas ondas “reflejadas” quizás puedan ser utilizadas para monitorear cambios en las propiedades físicas de suelos sometidos, por ejemplo, a solicitudes sísmicas recurrentes. En principio, el monitoreo de propiedades físicas de suelos, también, puede efectuarse mediante la detección y estudio de las ondas que han viajado “grandes” distancias en el sedimento blando. En la Figura 6, el rectángulo denota a una onda que ha recorrido los tres estratos; como consecuencia, ésta presenta un decremento en amplitud. Este decremento en amplitud en principio puede ser usado para estimar valores de atenuación. La identificación y diagnóstico de suelos que pueden experimentar deterioro en sus propiedades es de gran relevancia en geotecnia. Se han documentado casos en los que se ha observado un deterioro importante en las estructuras debido al ablandamiento de suelos (Díaz-Rodríguez, 2005). En particular, en la literatura

especializada, se han mostrado casos de asentamientos anormales producidos en suelos arcillosos (Díaz-Rodríguez, 2005).

DECONVOLUCIÓN DE ACELEROGRAMAS

Para estimar respuestas sísmicas a partir de los acelerogramas de pozo correspondientes a las estaciones Chapultepec, Kennedy y Roma, se seleccionaron ventanas en tiempo considerando el intervalo de las ondas *S* en los componentes horizontales. El procesamiento de los registros sísmicos seleccionados, se realizó en el dominio de la frecuencia, para lo cual se utilizó la FFT, la cual se aplicó a los intervalos seleccionados.

Como los registros contienen ruido, fue necesario filtrar los registros antes de deconvolucionar. Para este propósito se usó un filtro pasa-bajas tipo Butterworth con frecuencia de corte $\omega_c = 15$ Hz.

Los registros filtrados se deconvolucionaron con respecto al movimiento de referencia previamente seleccionado. Las deconvoluciones se efectuaron usando la ecuación 11. Los registros deconvolucionados se transformaron al dominio del tiempo usando la IFFT. En todas las deconvoluciones, el parámetro ε se consideró igual al 10 % del promedio de las amplitudes del espectro de Fourier correspondiente a la señal de referencia.

Estación Chapultepec

En esta sección, se presentan los resultados de las deconvoluciones efectuadas con los acelerogramas del pozo Chapultepec. A partir de los registros deconvolucionados se estimaron velocidades de propagación de ondas *S*. Por cada evento sísmico, se seleccionaron ventanas en tiempo (en los componentes norte-sur y este-oeste) que incluyeron el movimiento provocado por ondas de corte, y con las ventanas elegidas, se generaron dos tipos de registros: En el primer caso, las ventanas en tiempo se deconvolucionaron con respecto al movimiento de la superficie, mientras que en el segundo, éstas se deconvolucionaron con respecto al movimiento registrado por el receptor ubicado a 22 m de profundidad. Los tiempos de arriba de las ondículas resultantes se obtuvieron tomando como referencia las crestas de las mismas; y dado que las profundidades de los receptores se conocen, el cálculo de las velocidades de propagación se efectuó dividiendo las diferencias en profundidad de los receptores entre los tiempos de tránsito de las ondas ascendentes y descendentes.

Los parámetros físicos obtenidos de los eventos sísmicos detectados en este pozo, se ilustran en la tabla 2. En esta tabla, la nomenclatura β_{22m}^{0m} indica la velocidad de ondas *S* obtenida a 22 m de profundidad (subíndice) mediante la deconvolución con respecto al movimiento de la superficie (superíndice).

En la figura 7, se muestran ventanas en tiempo de trazas deconvolucionadas. Los sismos utilizados para generar estas trazas fueron: 10 de diciembre de 1994 (línea continua delgada), 15 de julio de 1996 (línea discontinua delgada) y 20 de abril de 1998 (línea continua gruesa). En esta figura, se pueden apreciar claramente dos tipos de ondas: ascendentes (denotadas por las flechas que apuntan hacia arriba) y descendentes (indicadas por las flechas apuntan hacia abajo); como lo indican las ecuaciones 6, 7 y 8. De las velocidades estimadas a partir de los registros deconvolucionados (ver tabla 2), podemos establecer que éstas son comparables a las velocidades de ondas *S* obtenidas para este sitio por Yamashita Architects & Engineers (1996); las cuales fueron calculadas mediante registros sónicos y tomografía de pozo a pozo. En la figura 7, los tiempos de tránsito obtenidos por Yamashita Architects & Engineers (1996) están

denotados por la línea discontinua que prácticamente se superpone a las ondas ascendentes y descendentes.

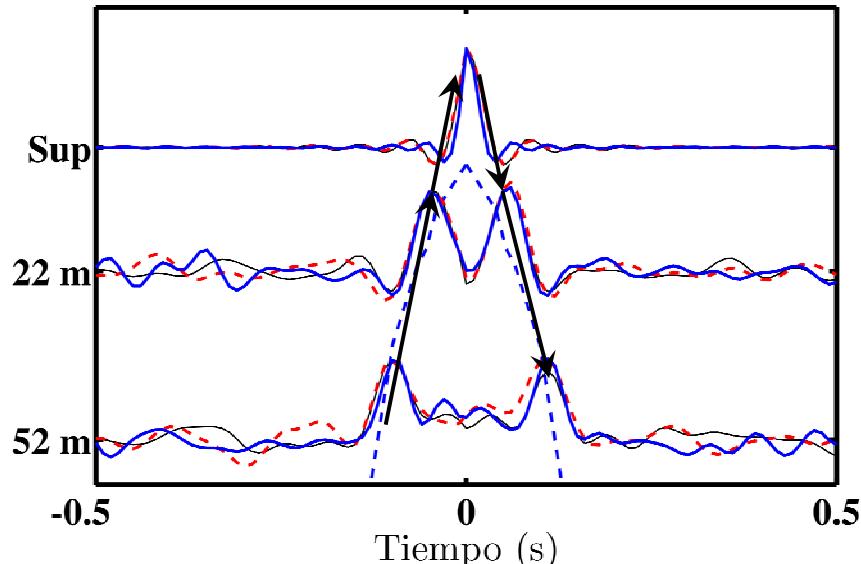


Figura 7. Ventanas en tiempo de los registros deconvolucionados correspondientes a la estación Chapultepec (componente norte-sur). La deconvolución se efectuó con respecto al movimiento de la superficie.

La deconvolución con respecto al movimiento detectado a 22 m, se efectuó con el objeto de mejorar la estimación de la velocidad correspondiente al material ubicado entre los dos últimos receptores. Las velocidades estimadas de esta manera, se muestran en la columna β_{52m}^{22m} de la tabla 2. De ésta, podemos observar que las velocidades de la columna β_{52m}^{22m} son siempre mayores que las velocidades mostradas en la columna β_{52m}^{0m} . Esto indica que las velocidades de la columna β_{52m}^{22m} , no están influenciadas por los estratos someros. En valles aluviales, los estratos someros están asociados a velocidades bajas.

Tabla 2. Velocidades de ondas S estimadas a partir de los registros deconvolucionados correspondientes al pozo Chapultepec.

Fecha	Componente	β_{22m}^{0m} (m/s)	β_{52m}^{0m} (m/s)	β_{52m}^{22m} (m/s)
10 de diciembre de 1994	N-S	400	600	857
	E-O	440	600	600
15 de julio de 1996	N-S	440	576	750
	E-O	489	576	750
20 de abril de 1998	N-S	400	600	750
	E-O	440	667	750

Como se mencionó anteriormente, el acuerdo entre los tiempos de tránsito obtenidos por Yamashita Architects & Engineers (1996) y aquellos tiempos estimados a partir de la deconvolución de eventos sísmicos es bueno, lo que indica que el método utilizado es adecuado para la caracterización de los sedimentos constituidos por arenas del Valle de México.

Estaciones Kennedy y Roma

En esta sección, se estudian los registros deconvolucionados correspondientes a las estaciones Kennedy y Roma, los cuales se muestran en las figuras 8 y 9. En la figura 8, se observan trazas deconvolucionadas correspondientes a los siguientes eventos: 15 de mayo de 1993 (línea gruesa discontinua), 24 de octubre de 1993 (línea delgada continua), 23 de mayo de 1994 (línea gruesa continua), 10 de diciembre de 1994 (línea punteada) y 21 de octubre de 1995 (línea discontinua). En la figura 9, se presentan trazas deconvolucionadas correspondientes a los siguientes eventos: 10 de septiembre de 1993 (línea delgada discontinua), 21 de octubre de 1995 (línea gruesa discontinua), 23 de abril de 1996 (línea delgada continua), 11 de enero de 1997 (línea continua) y 30 de septiembre de 1999 (línea gruesa continua). De estos registros, se obtuvieron velocidades de propagación de ondas S . Para la obtención de las velocidades, se aplicó el método descrito en la sección anterior.

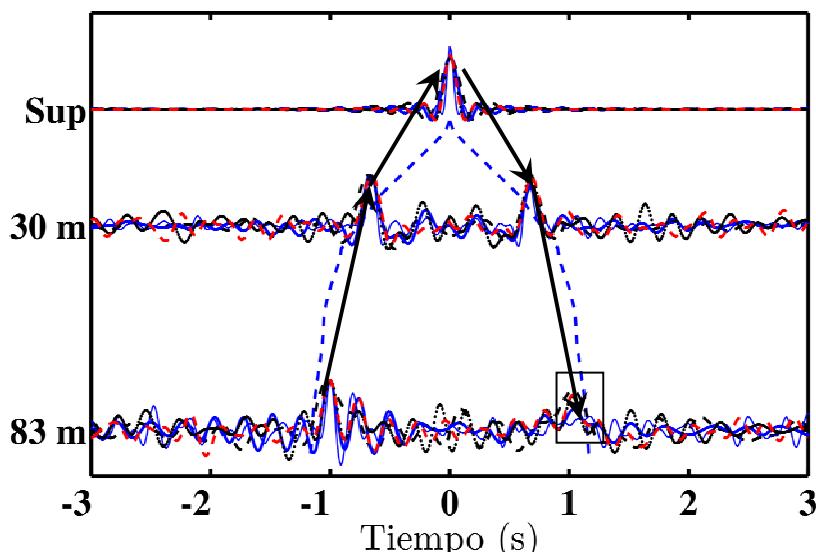


Figura 8. Ventanas en tiempo seleccionadas de los registros deconvolucionados correspondientes a la estación Kennedy. La deconvolución se efectuó con respecto al movimiento de la superficie.

Las velocidades que se obtuvieron a partir de los eventos sísmicos registrados en los pozos Kennedy y Roma, se presentan en las tablas 3 y 4. Al comparar las velocidades mostradas en estas tablas con las velocidades ilustradas en la tabla 2, se puede establecer que las velocidades de propagación correspondientes a los primeros 30 m y que se muestran en las tablas 3 y 4 presentan un orden de magnitud menor que las velocidades ilustradas en la tabla 2. Diversos autores han estimado velocidades de ondas SH relativamente bajas correspondientes a los sedimentos arcillosos del Valle de México (Jongmans *et al.*, 1996).

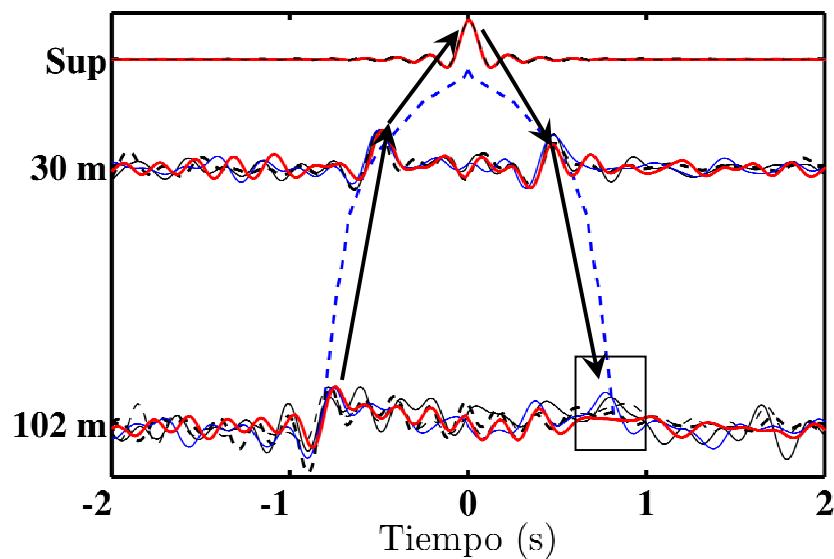


Figura 9. Ventanas en tiempo seleccionadas de los registros deconvolucionados correspondientes a la estación Roma. La deconvolución se efectuó con respecto al movimiento de la superficie.

Tabla 3. Velocidades de ondas S obtenidas a partir de los registros deconvolucionados correspondientes al pozo Kennedy.

Fecha	Componente	β_{30m}^{0m} (m/s)	β_{83m}^{0m} (m/s)
15 de mayo de 1993	N-S	44	174
	E-O	44	--
24 de octubre de 1993	N-S	44	140
	E-O	44.8	--
23 de mayo de 1994	N-S	46	130
	E-O	44	--
10 de diciembre de 1994	N-S	44	145
	E-O	44	--
21 de octubre de 1995	N-S	44	160
	E-O	44	--

Tabla 4. Velocidades de ondas S obtenidas a partir de los registros deconvolucionados correspondientes al pozo Roma.

Fecha	Componente	$\beta_{30\text{ m}}^{0\text{ m}}$ (m/s)	$\beta_{102\text{ m}}^{0\text{ m}}$ (m/s)
10 de septiembre de 1993	N-S	60.6	266.7
	E-O	56.6	334.9
21 de octubre de 1995	N-S	60.6	257.14
	E-O	63.2	282.4
23 de abril de 1996	N-S	60	221.5
	E-O	64.5	266.7
11 de enero de 1997	N-S	60.6	244
	E-O	63.8	261.8
30 de septiembre de 1999	N-S	64.5	277
	E-O	63.2	272

En las figuras 8 y 9, las ondas descendentes indicadas por los rectángulos presentan diferencias en amplitud y tiempo de arribo. Estas ondas han viajado a través del medio estratificado, y como se observa, éstas presentan una alta atenuación. Estos resultados sugieren que el monitoreo de los sedimentos de los que se compone el Valle de México puede llevarse a cabo mediante la deconvolución de eventos sísmicos registrados en pozos.

En las figuras 8 y 9, los tiempos de tránsito estimados por Yamashita Architects & Engineers (1996) están denotados por la línea discontinua que prácticamente se superpone a las ondas ascendentes y descendentes; como consecuencia, podemos decir que el acuerdo entre los tiempos de arribo obtenidos por Yamashita Architects & Engineers (1996) y aquellos tiempos estimados a partir de los eventos deconvolucionados es bueno; lo que indica que el método utilizado es adecuado para caracterizar los estratos de arcilla del Valle de México.

CONCLUSIONES

Del estudio de datos sintéticos se concluye lo siguiente:

- Se detectaron dos tipos de ondas en las trazas deconvolucionadas; el primero corresponde a ondas que se transmiten a través del medio estratificado; el segundo está asociado con ondas que son reflejadas por las interfases del modelo.
- Cualquier cambio en las propiedades físicas y geométricas del medio estratificado repercute en las amplitudes y en los tiempos de arribo de las ondas deconvolucionadas.
- En las trazas deconvolucionadas correspondientes al estrato “n”, siempre se presentan “2” arribos. Este resultado puede ser usado para identificar reflexiones producidas por interfases ubicadas a menor profundidad que el basamento.

Como se mencionó anteriormente, el modelo usado en este trabajo sirvió para interpretar registros sísmicos reales. En cuanto a la interpretación de los sismos estudiados, podemos concluir lo siguiente:

- Se detectaron variaciones en las amplitudes y tiempos de arribo en los registros deconvolucionados, esto en función del evento sísmico. Estas variaciones podrían deberse a cambios en las propiedades físicas de los sedimentos de las zonas estudiadas.
- Cabe resaltar que los cambios más importantes que se pudieron observar corresponden a las amplitudes de los registros deconvolucionados de los pozos Kennedy y Roma. Como se mencionó anteriormente,

estos sitios se localizan en la zona lacustre, donde se ubican estratos de arcilla extremadamente plásticos.

Para obtener mejores estimaciones de las propiedades físicas del suelo del Valle de México, es necesario incluir en el proceso de estimación eventos sísmicos registrados en un mayor número de estaciones. Evidentemente no es posible caracterizar la respuesta sísmica del todo el Valle de México usando eventos sísmicos registrados en tres pozos.

Mediante la técnica conocida como interferometría sísmica pudimos identificar cambios en la respuesta sísmica de los sitios Kennedy y Roma. Obviamente, es posible que en otros sitios del Valle de México los cambios en la respuesta sísmica puedan ser mayores; especialmente, en pozos ubicados en el centro histórico o en los alrededores de éste, como es el caso del pozo Zaragoza. Este es un problema que pretende ser abordado en un futuro por los autores.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue desarrollado gracias al apoyo del Instituto Politécnico Nacional a través del proyecto “Modelación matemática de la propagación de ondas sísmicas en medios anisótropos y heterogéneos” (clave: 20082269) y del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (número de proyecto: 57100).

REFERENCIAS

- Backus, M M (1959), “Water reverberations: their nature and elimination”, *Geophysics*, Vol. 24, pp. 233-261.
- Bakulin, A y R Calvert (2006), “The Virtual source method: theory and case study”, *Geophysics*, Vol. 71, pp. SI139-SI150.
- Cárdenes-Soto, M y F J Chávez-García (2007), “Aplicación de la interferometría sísmica para obtener la respuesta de edificios y depósitos de suelo ante movimientos fuertes”, *Memorias del XVI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*.
- Campillo, M y A Paul (2003), “Long-Range correlations in the diffuse seismic coda”, *Science*, Vol. 299, No. 56060, pp. 547-549.
- Claerbout, J F (1985), “Imaging the earth’s interior”, *Blackwell Scientific Publications, Inc.*, pp. 398.
- Chávez-García, F y P Y Bard (1993), “Gravity waves in México City?” Part I and part II, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 83, pp. 1637-1675.
- Chávez-García, F y P Y Bard (1994), “Site effects in México City eight years after the september 1985 Michoacán earthquake”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 13, pp. 229-247.
- Díaz-Rodríguez, A (2005), “Dinámica de suelos”, *Limusa-Wiley*, pp. 310.
- Jongmans, D, D Demanet, C Horrent, M Campillo y F J Sánchez-Sesma (1996), “Dynamic soil parameters determination by geophysical prospecting in Mexico City: Implication for site effect modeling”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. 15, No 8, pp. 549-559.
- Kramer, S L (1996), “Geotechnical Earthquake Engineering”, Prentice Hall. pp. 653.
- Lobkis, O I y R L Weaver (2001), “On the emergence of the Green’s function in the correlations of a diffuse field”, *Journal of the Acoustical Society of America*, Vol. 110, pp. 3011-3017.

- Marsal, R J y M Mazari (1969), "El subsuelo de la ciudad de México", *Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, México*, pp. 614.
- Mehta, K, R Snieder y V Graizer (2007), "Extraction of near-surface properties for a lossy layered medium using the propagator matrix", *Geophysical Journal International*, 169, pp. 271-280.
- Quaas, R, L. Alcántara, J M Espinosa, E Mena, J A Otero, S Medina, C Javier, B López, C Pérez, R Vázquez, J A Flores y F González (1995), "La Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes. Un sistema que integra la información acelerográfica registrada en México en los últimos 35 años", *Revista de Ingeniería Sísmica*, 51, 1-12, Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.
- Şafak, E (1999), "Wave-propagation formulation of seismic response of multistory buildings", *Journal of Structural Engineering*, Vol. 125, No 4, pp. 426-438.
- Sánchez-Sesma, F J (1987), "Site effects on strong ground motion", *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, Vol. 6, pp. 124-132.
- Sánchez-Sesma, F J, L E Perez-Rocha y E Reinoso (1993), "Ground motion in México City Valley during the april 25, 1989, Guerrero Earthquake", *Tectonophysics*, Vol. 218, pp. 127-140.
- Sánchez-Sesma, F J y M Campillo (2006), "Retrieval of the Green's function from cross correlation: The canonical elastic problem", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp. 1182-1191
- Snieder, R y E Şafak (2006), "Extracting the building response using seismic interferometry: theory and application to the Millikan Library in Pasadena, California", *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 2, pp. 586-598.
- Snieder, R, J Sheiman y R Calvert (2006), "Equivalence of the virtual-source method and wave-field deconvolution in seismic interferometry", *Physical Review E*, Vol. 73, 066620-1-066620-9.
- Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996), "Estudios del subsuelo del Valle de México", *Cuadernos de Investigación*, 34, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México. pp. 91.
- Yomogida, K y R Benites (1996), "Coda Q as a combination of scattering and intrinsic attenuation by numerical simulations with boundary integral method", *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 148, pp. 255-268.
- Yoshisaki, K, T D O'Rourke y M Hamada (2001), "Large deformation behaviour of buried pipelines with low angle elbows subjected to permanent ground deformations", *Journal of Structural Mechanics and Earthquake Engineering*, Vol. 4, No. 50, pp. 215-228.