



Interferometría de ruido sísmico para la caracterización de la estructura de velocidad 3D de un talud en la 3ª Sección del Bosque de Chapultepec, Ciudad de México

Martín Cárdenas-Soto^{1,*}, Horacio Ramos-Saldaña¹, Martín Carlos Vidal-García¹

¹ División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM, Ciudad Universitaria, 04510 CDMX, México.

* martinc@unam.mx

Resumen

En este trabajo aplicamos el método de Interferometría Sísmica (IS) para determinar la variación lateral en la distribución de la velocidad de onda S (V_s) en la estructura de un macizo rocoso que contiene un talud localizado en el circuito Joaquín Claussell de la 3ª Sección del Bosque de Chapultepec. Estudios geológicos y de geotecnia muestran la presencia de un estrato pumicítico, que sobreyace a materiales semi permeables; el cual es susceptible a fallamiento y provocar deslizamientos, debido al estado de fracturamiento y el aporte de agua durante la época de lluvias, factores comúnmente asociados a deslizamientos en la zona poniente de la Ciudad México. A fin de mostrar la aplicabilidad del método de IS para cuantificar las propiedades elásticas y su distribución en los estratos que conforman el cuerpo del talud, se generaron funciones de correlación cruzada entre 4560 pares de receptores en un arreglo irregular de 96 geófonos verticales. Mediante el uso de las variaciones temporales del máximo pulso de correlación en función de la frecuencia (4 a 24 Hz), construimos imágenes a partir de la tomografía de V_s relativa. Encontramos que valores de V_s cercanos a 300 m/s se relacionan con los estratos de pómez, los cuales se encuentran principalmente alojados hacia la cara del talud y en su parte topográfica más baja. La velocidad en estos materiales contrasta notablemente con la del estrato subyacente de valores superiores a 1000 m/s. Los valores de V_s y la geometría del estrato susceptible a deslizarse fueron corroborados por dos líneas de refracción sísmica. Los resultados de este estudio, sugieren que el método de IS es apropiado, debido a su carácter no invasivo ni destructivo, para analizar este tipo de riesgos geológicos asociados con la estabilidad de taludes.

Palabras clave: Deslizamientos de masa, estabilidad de talud, refracción sísmica, ondas superficiales, correlación de ruido.

Abstract

In this work, we applied the seismic interferometry (SI) method in order to determine the lateral variation of S wave velocity (V_s) in the subsoil structure of a rock mass with a slope located on Joaquin Claussell Street in the 3rd Section of Chapultepec Park. Geological and geotechnical studies show that a pumice stratum, overlying semi-permeable materials, is susceptible to failure and causing a landslide due to fracturing and rains, typical factors that cause landslides in the western part of Mexico City. In order to show the applicability of the SI method to quantify the elastic properties and their distribution in the slope, we generated cross-correlation functions among 4560 pairs of receivers in an irregular array of 96 vertical geophones. By means of the temporal variations of the maximum correlation pulse, as a function of frequency (4 to 24 Hz), we built tomographic images of relative V_s velocity. We found that V_s values close to 300 m/s are related to the pumice strata, velocities that are located primarily on the slope face and at its lowest topographical level. The velocity of these materials contrasts with an underlying stratum with values greater than 1000 m/s. These results are corroborated with the soil structure derived from two seismic refraction lines. This study suggests that the SI method is appropriate to assess the geological hazards associated with slope stability.

Keywords: Landslide, slope stability, seismic refraction, surface waves, noise correlation.

1. Introducción

Los deslizamientos de tierra son movimientos de masa que pueden ser lentos o súbitos como las avalanchas. Cruden y Varnes (1996) proponen diversas clasificaciones que consideran sus características estáticas (estado, distribución y estilo) o dinámicas (velocidad, contenido de agua y el tipo de material). Estos deslizamientos afectan a todos los materiales geológicos y muestran una gran variedad de formas y volúmenes. La caracterización de estos fenómenos no es un problema sencillo y puede requerir un gran volumen de investigación (Jongmans y Garambois, 2007). Los métodos de reconocimiento incluyen principalmente la teledetección, técnicas aéreas, geomorfología y cartografía geológica (Van Westen, 2004). La caracterización de éstos suele llevarse a cabo mediante técnicas geofísicas y geotécnicas. La evaluación de la estabilidad de un talud con el mecanismo de deslizamiento considera los factores siguientes (McCann y Foster 1990): (1) la definición de la geometría 3D del deslizamiento de tierra, con especial referencia a las superficies de falla, (2) la definición del régimen hidrogeológico, (3) la detección y caracterización del movimiento. Salvo en casos muy peculiares, un deslizamiento resulta en una modificación de la morfología y de la estructura interna de la masa de tierra afectada, tanto en términos de propiedades hidrogeológicas y como mecánicas (Jongmans y Garambois, 2007).

El mapeo de la superficie afectada por el deslizamiento de tierra se hace generalmente mediante la observación de fotografías aéreas o imágenes de teledetección (Van Westen, 2004), que indican la expresión topográfica y geomorfológica de la zona afectada. Sin embargo, si el deslizamiento es antiguo o poco activo, sus características morfológicas y límites pueden haber sido obliteradas por erosión, entonces las observaciones de superficie tienen que ser apoyados por el reconocimiento en profundidad, es decir, se requiere la caracterización 3D del volumen de masa por debajo del suelo no perturbado (Dikau *et al.*, 1996). Las técnicas geotécnicas convencionales, que incluyen principalmente perforaciones, pruebas de penetración (cuando es posible) y la apertura de zanjas (Fell *et al.*, 2000), permiten una descripción geológica detallada y la caracterización mecánica del material (a través de pruebas de laboratorio), proporcionando los parámetros necesarios para el análisis de la estabilidad del talud estudiado. Estos técnicas sólo dan información puntual y su uso está limitado por la dificultad de perforación en laderas empinadas e inestables (Jongmans y Garambois, 2007).

El estado relativo de una masa de tierra (estado de reposo o movimiento) puede ser caracterizado por sus propiedades geofísicas, ya sea para describir su estado o controlar su movimiento. Desde el trabajo pionero de Bogoslovsky y Ogilvy (1977), las técnicas geofísicas han sido cada vez más utilizadas, pero relativamente poco referenciadas para fines de investigación de deslizamientos de tierra. Tradicionalmente se han aplicado métodos eléctricos y

sísmicos que proporcionan modelos de estructura 2D, y cuyos parámetros geofísicos aún no han sido cabalmente incorporados a las propiedades geotécnicas que se utilizan para establecer los factores de seguridad en los taludes. En una revisión reciente del estado del arte de ingeniería geotécnica de taludes naturales, cortes y rellenos en el suelo, Fell *et al.* (2000) evaluaron que hay pocas situaciones de deslizamientos donde las técnicas geofísicas conlleven a un valor importante en la toma de decisiones.

Un resumen del estado del arte en la aplicación de técnicas geofísicas que caracterizan la estructura del subsuelo en deslizamientos de tierra es presentada por Jongmans y Garambois (2007). Estos autores muestran que las características de representación geofísica (resolución y profundidad de penetración) han evolucionado notablemente, indicando que es necesario confrontar y calibrar los resultados con las técnicas geológico-geotécnicas existentes a fin de contribuir en la investigación del deslizamiento. En efecto, la reciente aparición de las técnicas de representación geofísica 2D y 3D, y los esfuerzos de los fabricantes en proporcionar equipos confiables y portátiles han aumentado el interés por utilizar técnicas geofísicas para aplicaciones en deslizamientos y, aunque la relación entre parámetros geofísicos y geológicos con los geotécnicos aún no está bien definida, los métodos geofísicos aparecen como las principales herramientas para investigar y cuantificar los deslizamientos de tierra. Por ejemplo, Walter *et al.* (2011) cuantifican el volumen de material potencialmente deslizable mediante la combinación de los métodos de sísmica de refracción y reflexión.

Las variaciones de velocidad de onda de corte V_s , espaciales y temporales, son un parámetro que puede servir como indicador de los cambios reológicos de los materiales en el talud. Mainsant *et al.* (2012a) muestran que en experimentos de laboratorio tales variaciones se deben a la pérdida de rigidez de materiales arcillosos debido a transiciones sólido a fluido producidas durante esfuerzo críticos. Medidas experimentales del monitoreo del decremento de V_s (de 360 a 200 m/s) fueron observadas en materiales arcillosos de 2 m de espesor que se deslizaron sobre materiales más consistentes a una profundidad de 10 m (Mainsant *et al.*, 2012b).

La estimación de V_s de los materiales del subsuelo generalmente se lleva a cabo mediante la adquisición de experimentos de sísmica activa o pasiva. En ambos casos se requiere de arreglos de geófonos de baja frecuencia que permitan registrar longitudes de onda que proporcionen información de las estructuras más profundas. La sísmica activa utiliza una fuente de percusión para generar ondas de tipo Rayleigh cuyas propiedades de dispersión son extraídas siguiendo métodos de análisis espectral de ondas superficiales (método SASW; Xia *et al.*, 1999; método MASW; Miller *et al.*, 1999). La sísmica pasiva hace uso de las ondas superficiales contenidas en el ruido sísmico. En este caso la estimación de la curva de dispersión sigue un proceso cuidadoso de correlación de señales en el dominio

de la frecuencia (Aki, 1957, 1965; Louie, 2001; Okada, 2003). La correlación de ruido sísmico en el dominio del tiempo para obtener el carácter dispersivo del medio se le denomina Interferometría Sísmica (Schuster, 2001). Para ello, solo se requiere un par de geófonos donde uno de ellos actúa como fuente y el otro como receptor. La emergencia de la onda superficial depende de una apropiada cobertura azimutal de fuentes de ruido que permita una robusta definición de la curva de dispersión (e.g. Shapiro *et al.*, 2005). Con ello es posible crear mapas de la velocidad de onda S mediante tomografía para todos los pares posibles de receptores dentro de un arreglo (Picozzi *et al.*, 2009; Renalier *et al.*, 2010; Ridder y Dellinger, 2011). En un ambiente urbano, la respuesta del medio está condicionada por la distribución de las fuentes que producen el ruido, sin embargo, el ruido producido por el tráfico vehicular resulta ser la fuente dominante de ondas superficiales (e.g. Nakata y Snieder, 2012; Behm *et al.*, 2014).

En este trabajo aplicamos el método de Interferometría Sísmica (IS), el cual hace uso de la correlación cruzada del ruido sísmico a fin de explorar la distribución de la velocidad de ondas S en la estructura del subsuelo dentro un macizo rocoso que presenta un talud sobre el circuito Joaquín Claussell de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec. Para ello, en una primera etapa, se realizó un análisis de estabilidad geológico-geotécnico, el cual proporcionó razonablemente una descripción de los mecanismos del probable fallamiento y su clasificación como macizo rocoso. A fin de establecer la relación de los parámetros definidos en el análisis geológico-geotécnico con la estructura de velocidad del sitio, realizamos dos líneas de refracción dispuestas en forma paralela a la cara del talud. Posteriormente, explotamos el carácter dispersivo de la función de correlación cruzada o función de Green empírica (FGE) que resulta de correlacionar varios pares de receptores en un arreglo irregular de geófonos verticales. Este carácter dispersivo nos permitió estimar la velocidad de onda S del sitio, valores que validamos con el perfil de velocidad de onda S obtenido por el método de refracción. Mediante las variaciones del máximo del pulso de correlación en función de la frecuencia, construimos un modelo 3D de velocidad relativa de onda S que muestra la distribución de materiales de baja velocidad identificados como aquellos susceptibles de saturarse y fallar en condiciones desfavorables.

2. Marco geológico y análisis de estabilidad

En la zona poniente de la Ciudad de México se localiza la Sierra de las Cruces, la cual se formó por la emisión de derrames de lava, emplazamientos de flujos piroclásticos, flujos de detritos y lodo, así como depósitos de ceniza; que en su conjunto se denomina formación Tarango (García-Palomo *et al.*, 2008). En el piedemonte de la Sierra, hacia la cuenca de México están presentes los patrones de drenaje, corrientes fluviales, taludes inestables, cárcavas, barrancos

y asentamientos humanos (Lugo-Hubp *et al.*, 1995). En este piedemonte se localiza el Bosque de Chapultepec, el cual es uno de los centros de esparcimiento más importante del país. Se trata del bosque urbano más grande y antiguo de América Latina que cuenta con 686 hectáreas y se encuentra dividido en tres secciones. En particular, la tercera sección del Bosque de Chapultepec se caracteriza por una serie de barrancas y taludes expuestos debido al trazo de algunas vialidades. En estos taludes afloran diferentes unidades litoestratigráficas pertenecientes a la formación Tarango, las cuales se encuentran fracturadas debido a los esfuerzos inducidos en las rocas.

La Figura 1 muestra la localización del talud seleccionado en la zona de la 3ª sección del Bosque de Chapultepec. Este talud presenta una orientación este-oeste, cuyo flanco norte expone una sección de 400 m de longitud y 12 m de altura (Figura 2a) donde identificamos una secuencia litoestratigráfica de cuatro unidades denominadas E1, E2, E3 y E4 (Remigio, 2013; Velázquez, 2014). La unidad E1 es una toba lítica con gran cantidad de clastos empacados en una matriz limo arenosa que se presenta en la cima con espesores máximos de 4 m. La unidad E2 corresponde a espesores de 0.5 a 2.5 m de pómez. La unidad E3 está constituida por una toba lítica con alto contenido de ceniza volcánica y lapilli de espesor variable entre 1 a 2 m (ver Figura 2b). Finalmente la unidad E4 corresponde a la base del talud, y aunque no está completamente expuesta, los materiales que la conforman corresponden a toba limo arenosa. Cubriendo estas unidades, en la parte más superficial, se encuentra una capa de suelo vegetal que no rebasa un metro de espesor.

En el talud, Velázquez (2014) realizó la clasificación geotécnica del macizo rocoso de acuerdo al método estandarizado de Bieniawski (1989) denominado Rock Mass Rating (RMR). Este autor analizó muestras de materiales de cada una de las unidades para determinar resistencia a la matriz rocosa, calidad de la roca (RQD), longitud de discontinuidades, abertura, separación, alteración y relleno de fracturas, y la presencia de agua. A cada parámetro le asignó una calificación cuya suma final determina el valor RMR. La puntuación de cada unidad litoestratigráfica fue: E1=52, E2=50, E3=43 y E4=37. Esta puntuación clasificó al talud de calidad regular de acuerdo al RMR. En cada una de las unidades de roca, Velázquez (2014) y González (2014), determinaron datos estructurales del fracturamiento (rumbo e inclinación de cada fractura). Estos autores indican que la intersección de las familias de fracturas y la estratificación afecta la unidad E3, donde se pierde la resistencia de la roca provocando bloques de diversas dimensiones que generan caídos al pie del talud por pérdida de resistencia de la roca (Figura 2b). En general, se observa que las unidades van mejorando de calidad conforme se asciende estratigráficamente. La cantidad y tamaño de los bloques más grandes corresponde a los más resistentes debido a que cada unidad es menos resistente que la que le sobreyace, y la pérdida de soporte es la causa principal de los caídos en el talud generando fallas por resistencia de las unidades

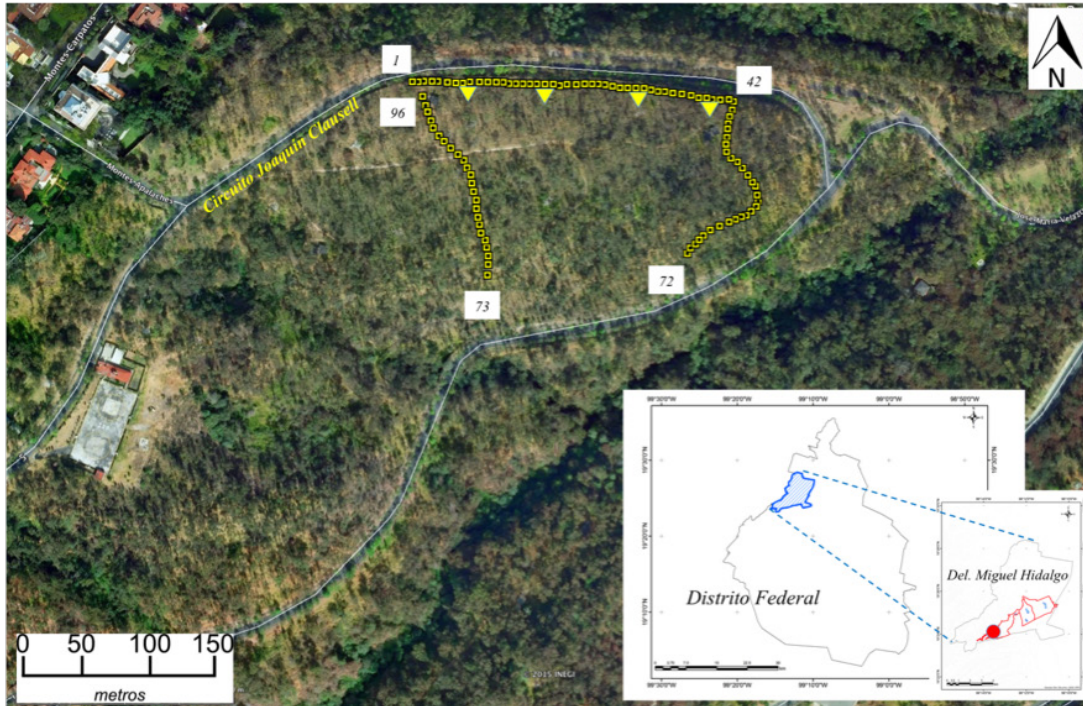


Figura 1. Localización del área de estudio. Se indica el contorno del Distrito Federal y la superficie de la Delegación Miguel Hidalgo. En esa superficie se denota con línea roja la extensión del Bosque de Chapultepec (tres secciones). El círculo rojo indica la zona de estudio. Los cuadros amarillos denotan la localización de los 96 geófonos. En estos se indica el número de geófono para los vértices que definen el arreglo. Los triángulos amarillos indican la posición de las fuentes sísmicas para la realización de un primer perfil de refracción utilizando los geófonos del 1 al 42, el cual es paralelo a la cara del talud sobre un tramo del circuito vial Joaquín Clausell. (Imagen adaptada de Google Earth).

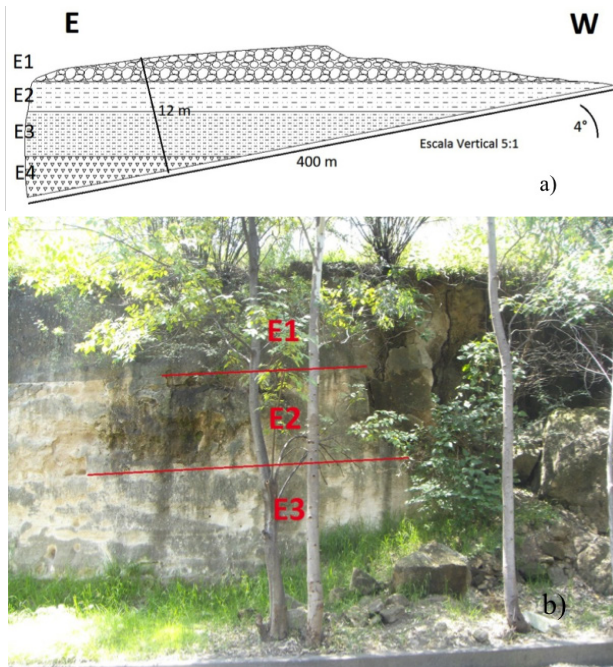


Figura 2. a) Diagrama de las unidades litoestratigráficas identificadas en el talud de estudio de la 3a sección del Bosque de Chapultepec (ver texto para su descripción). b) Imagen que muestra la distribución de unidades en el talud de estudio, la fotografía corresponde a la parte central del talud. A la derecha de esta imagen se observan bloques caídos al pie del talud debido a la intersección del fracturamiento y la estratificación, mediante el mecanismo de volteo por la inclinación del talud. El tamaño de los bloques es hasta de 1.50 m.

más competentes. Este comportamiento se refleja en el tipo y cantidad de bloques desprendidos que se presenta en la base de éste; los bloques de mayor tamaño son los de E1, llegando a ser hasta de 5 m³, mientras que la unidad E4 es la menos resistente, se disgrega en componentes más pequeños formando depósitos de limos y arenas muy finas a las faldas del talud. La unidad E2 tiene bloques de tamaños que varían entre 2 y 20 cm, y los de la unidad E3 son del tamaño de gravas.

3. Adquisición de datos sísmicos

En la zona de estudio realizamos dos levantamientos de sísmica sobre la parte superior del talud. Para ello utilizamos geófonos verticales con una respuesta en frecuencia de 4.5 Hz, los cuales registraron el movimiento del suelo a razón de 500 muestras por segundo. En el arreglo 1 utilizamos 96 geófonos verticales equiespaciados cada 5 m; 72 conectados a seis sismógrafos Seistronix modelo EX12 (geófonos numerados del 1 al 72 en la Figura 1), y 24 conectados a un sismógrafo Geometrix modelo StrataView (geófonos numerados del 73 al 96 en la Figura 1). En este arreglo se realizó la adquisición de una hora continua de ruido sísmico para el estudio de interferometría sísmica. Con el propósito de contar con la estructura de velocidad de ondas P y S de la zona de estudio, realizamos un perfil de refracción (cuatro

fuentes utilizando los geófonos 1 al 42) a lo largo de una línea que denominamos L1 orientada EW, paralela a la cara del talud. Los resultados de este estudio resolvieron escasamente la estructura de velocidad (Ramos, 2015), por ello realizamos un segundo arreglo lineal de 60 geófonos equiespaciados cada 3 m y conectados a los sismógrafos Seistronix modelo EX12. Esta segunda línea denominada L2 ocupó la misma extensión que L1. En esta línea realizamos 21 fuentes sísmicas equiespaciadas 9 m utilizando un marro de 14 lb. Un ejemplo de los registros obtenidos se muestra en la Figura 3. En esta figura se indican los arribos directos y refractados, también se pueden observar claramente los trenes de ondas superficiales.

4. Perfiles de velocidad de onda P y S

Los datos de refracción fueron procesados mediante el método de tomografía sísmica de refracción o tomografía de tiempo de viaje de primeros arribos. Una revisión de la aproximación clásica de este método es presentada por Taillandier *et al.* (2009). En este método se construye un modelo de estructura del subsuelo con las variaciones de velocidad producidas por el ajuste de los tiempos de viaje observados con aquellos derivados por el trazado de rayos. (Sheehan *et al.*, 2005; Zelt *et al.*, 2013). Aplicamos esta técnica de inversión mediante el módulo DWTomo del Software Geogiga Seismic Pro 6.0[®]. Para ello creamos un modelo inicial de celdas con espaciamentos vertical y horizontal de 1 y 2 m, respectivamente. La longitud del suavizamiento fue de 5 x 2.5 m, y el modelo final fue obtenido después de la décima interacción. En la Figura

4a se muestran los resultados de refracción de onda P a lo largo de L2. El modelo de velocidad muestra que el estrato superficial tiene un espesor de 10 m y presenta una velocidad promedio 650 m/s con una zona de baja velocidad (443 m/s) en la parte Este del perfil (entre 80 y 150 m de cadenamiento y a una profundidad promedio de 8 m). Se observa que la velocidad promedio en el substrato subyacente es de 850 m/s, aunque puede alcanzar valores superiores a 1000 m/s por debajo de los 10 m de profundidad.

Para cada fuente se registraron también trenes de ondas superficiales, los cuales fueron utilizados para estimar la estructura de ondas de corte mediante la técnica análisis espectral de ondas superficiales (Spectral Analysis of Surface Waves, SASW; Heisey *et al.*, 1982). El método, incorporado al módulo de SurfacePlus del software Geogiga[®], nos permitió obtener curvas de dispersión de ondas superficiales en el rango de 8 a 40 Hz. La inversión de las curvas de dispersión se llevó a cabo mediante la aproximación de algoritmos genéticos (*e.g.* Dal Moro *et al.*, 2007). En esta inversión establecimos un modelo inicial de una capa de 10 m de espesor sobre un semiestrato, fijamos la velocidad de la onda P igual a 650 m/s y una densidad constante de 2.4 gr/cm³. Así, los parámetros libres fueron la velocidad de la onda S y el espesor. La inversión permitió obtener la sección de velocidad de ondas de corte que se muestra en la Figura 4b. En esta figura se observa que el modelo de velocidad está conformado por una capa de aproximadamente 10 m de espesor sobre un substrato (en acuerdo con el modelo de velocidad de ondas P). En la capa se observa un horizonte de baja velocidad (300 m/s) que prácticamente se encuentra a lo largo de toda la sección. El substrato está caracterizado por velocidades que van de

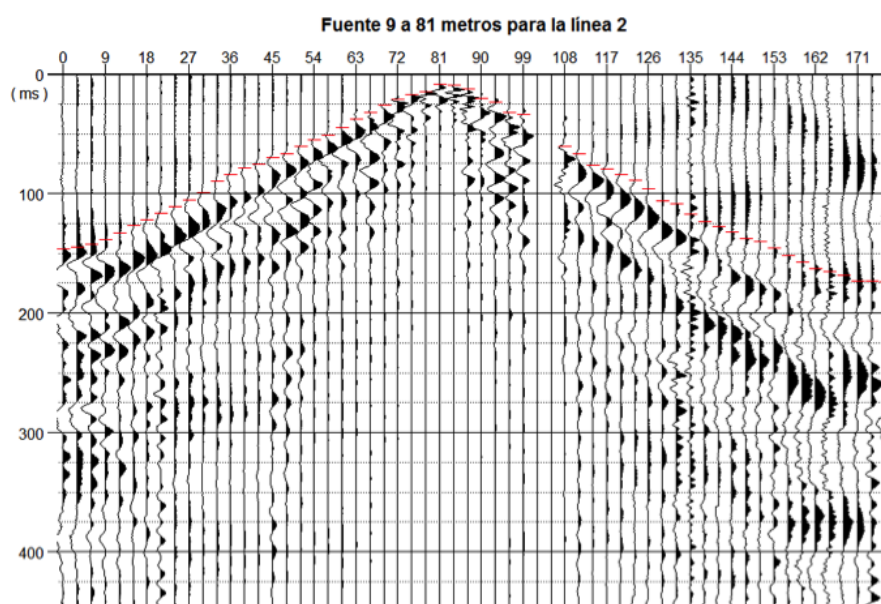


Figura 3. Ejemplo de registros del levantamiento de refracción a lo largo de la línea 2. Las marcas de color rojo indican los tiempos de arribo de las ondas directas y refractadas. Geogiga[®].

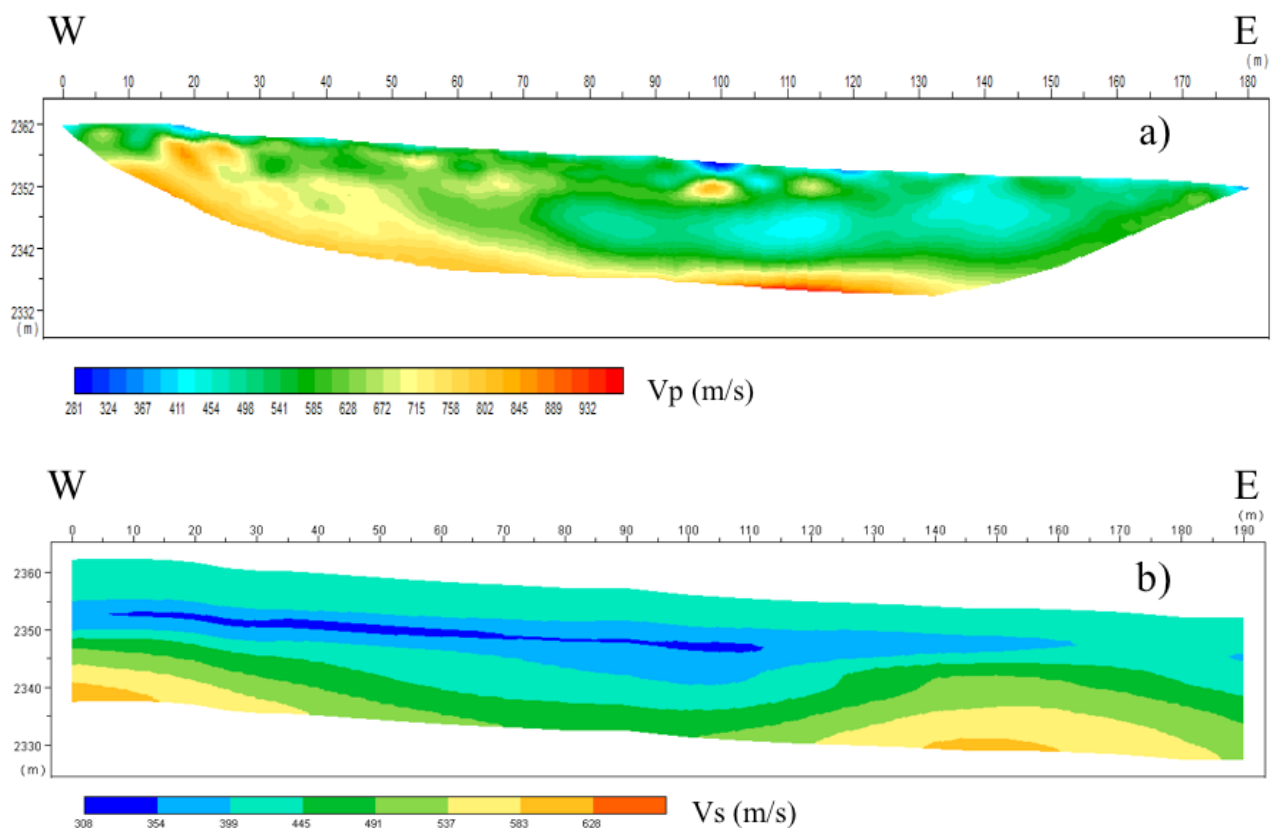


Figura 4. Secciones de velocidad de onda P (a) y onda S (b) del perfil de refracción de la línea 2. Geogiga®

445 a 700 m/s.

Los resultados del estudio de refracción muestran que en los primeros 15 m de profundidad las velocidades de los materiales corresponden a sedimentos vulcano-sedimentarios que sobreyacen a materiales más competentes. Los valores de velocidad, tanto de V_p como V_s , que se muestran en la Figura 4, son congruentes con los reportados mediante estudio de sonda suspendida en un pozo ubicado en la parte baja de la zona de estudio (a 1500 m de distancia) realizado por Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation (1996). Ese estudio muestra que en los primeros metros de profundidad predominan velocidades de V_s entre 200 y 400 m/s, y después de 35 m de profundidad la velocidad es de 900 m/s, la cual corresponde a arenas limosas compactas. Para el caso de V_p , los valores de los materiales superficiales son de 800 m/s y después de los 35 m de profundidad de 1500 m/s. Si consideramos que las variaciones de V_s son las más significativas en las estabilidad de las unidades litoestratigráficas identificadas, observamos que los valores de V_s del estudio de refracción son representativos de esas unidades, y que la distribución vertical de esas unidades esta limitada por materiales compactos con velocidades mayores a 900 m/s (materiales que no afloran en la zona de estudio). A continuación se presenta el estudio de IS a fin de explorar cómo es la distribución lateral de V_s en las unidades litoestratigráficas, que al parecer se comportan como un

solo estrato debido a que no se observa un contraste de velocidad importante en los primeros 15 m de profundidad. Probablemente se pueda presentar dicho contraste cuando se presenten materiales saturados o bien se identifiquen materiales más compactos a mayor profundidad.

5. Tomografía de Interferometría Sísmica

La IS es una metodología por la cual se crea una nueva respuesta sísmica al correlacionar el movimiento sísmico registrado en dos observaciones diferentes. Desarrollos en acústica (e.g. Derode *et al.*, 2003) y en sismología (Campillo y Paul, 2003) muestran que tal correlación extrae la llamada FGE (la señal que se registraría en una estación como si una fuerza impulsiva fuera aplicada en la otra estación o viceversa). El uso de microtemores, o ruido sísmico ambiental, para recobrar la FGE entre pares de receptores ha sido muy popular en los últimos años (Larose *et al.*, 2006, Curtis *et al.*, 2006; Sneider y Wapenaar, 2010; Campillo *et al.*, 2011; Sneider y Larose, 2013). La identificación del tiempo de viaje (máximo del pulso de correlación) entre el par de receptores puede entonces ser utilizado para elaborar un imagen de tomografía que proporciona la distribución de la velocidad del medio que separa dos receptores (Shapiro y Campillo, 2004). Lobkis y Weaver (2001) muestran que

la representación modal del pulso de correlación (campo de onda dentro de un medio elástico) tiene propiedades de dispersión. Shapiro y Campillo (2004) muestran que ondas de Rayleigh coherentes pueden ser extraídas del ruido sísmico ambiental y sus características de dispersión pueden ser medidas en un amplio rango de periodos.

El procesamiento de datos de ruido sísmico en el método de IS sigue la técnica de Bensen *et al.* (2007). En este proceso adecuamos los datos de tal forma que los eventos transitorios sean disminuidos y se conserve el ruido de fondo, es decir, la parte estacionaria. Posteriormente realizamos un blanqueo espectral y decimamos la señal a ser ceros y unos (decimación de 1 bit). Elegimos realizar correlaciones entre ventanas de registro de 4 s de duración. Este tiempo es mucho mayor que el tiempo de tránsito entre el par de estaciones, bastarían dos segundos para capturar longitudes de onda asociadas a velocidades de onda S tan bajas como 100 m/s. En la Figura 5 mostramos la estabilidad de las correlaciones (para ventanas de 4 s) al considerar el valor absoluto promedio de la diferencia entre las secciones de la fuente virtual 1 estimadas en dos longitudes subsecuentes de registro y filtradas entre 4 y 12 Hz. En esa figura se observa que dicha diferencia decrece exponencialmente y permanece constante para longitudes de registro mayores de 2000 s. Es decir, bastaría un promedio de 30 minutos de registro de ruido ambiental para contar con funciones de correlación estables. El resultado final, para el caso de una hora de registro de ruido de este experimento, es el apilamiento de 900 correlaciones cruzadas derivadas de ventanas de tiempo de 4 s de registro de ruido entre cada par de receptores. En la Figura 6a mostramos una sección de fuente virtual; la correlación cruzada del registro de

ruido del receptor 1 con los restantes registros de los 95 receptores. En esa figura se observa que emergen trenes de onda cuya amplitud y longitud de onda es notable en retrasos de tiempo menores (parte no causal) y mayores de cero (parte causal). La simetría de estos pulsos está condicionada por una distribución similar de fuentes difractoras de ruido alrededor de dos receptores (Wapenaar y Fokkema, 2006). Los correlogramas de la Figura 6a muestran que dicha simetría prácticamente se obtiene en todos los pares de receptores. Esta característica es recurrente en las otras 95 secciones de fuente virtual y la podemos atribuir a que el ruido de fondo es predominantemente superficial y generado por flujo vehicular constante de la avenidas Reforma (500 m al norte) y Constituyentes (1500 m al sur).

A fin de mostrar que los trenes de onda de los diferentes fuentes virtuales poseen carácter dispersivo (Halliday y Curties, 2008; 2009), hemos seleccionado dos líneas en el arreglo. La línea 1 (L1) la cual es paralela a la cara del talud y se conforma de los geófonos 1 al 42, y la línea 2 (L2) que es perpendicular al talud y se conforma por 24 geófonos (73 al 96) conectados al sismógrafo Geometrix (ver Figura 1). Una vez que revertimos en tiempo la parte anticausal y la apilamos a la parte causal, para cada sección de fuente virtual a lo largo de esas líneas, calculamos el diagrama de dispersión a partir del análisis espectral de ondas superficiales (Herrmann, 2013). La Figura 6b muestra el diagrama de dispersión de la fuente virtual 77 que se encuentra en la L2. En esa figura se observa que los máximos del espectro definen una curva de dispersión cuyos valores de velocidad son cercanos a 800 m/s en frecuencias de 4 Hz, y tienden a valores promedio de 400 m/s en frecuencias mayores de 20 Hz. Esos valores de velocidad

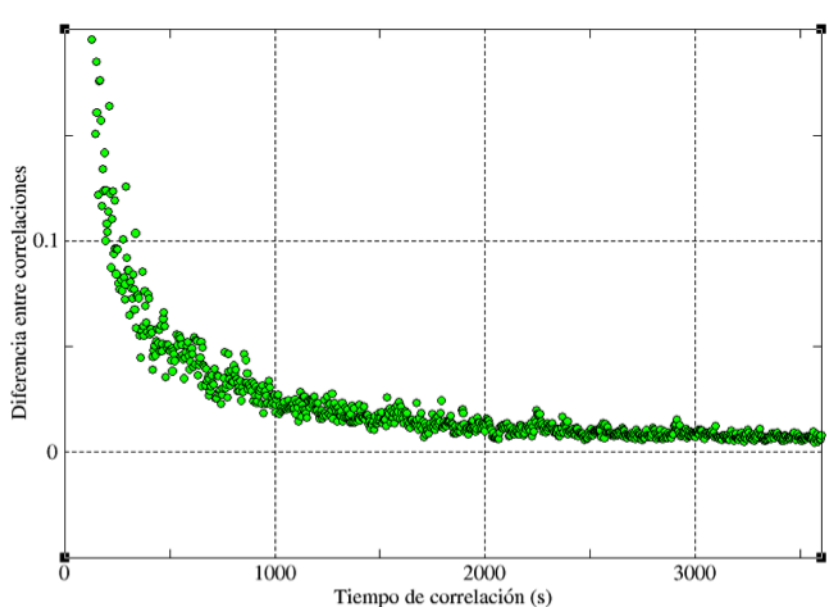


Figura 5. Valores promedio de amplitud resultado de la diferencia entre secciones de fuente virtual calculadas en subsecuentes longitudes de registro, filtrados entre 5 y 9 Hz. La primera estimación es con una longitud de 4 s y la última con una hora (3600 s). El ancho de la ventana de correlación para cada sección es de 4 s.

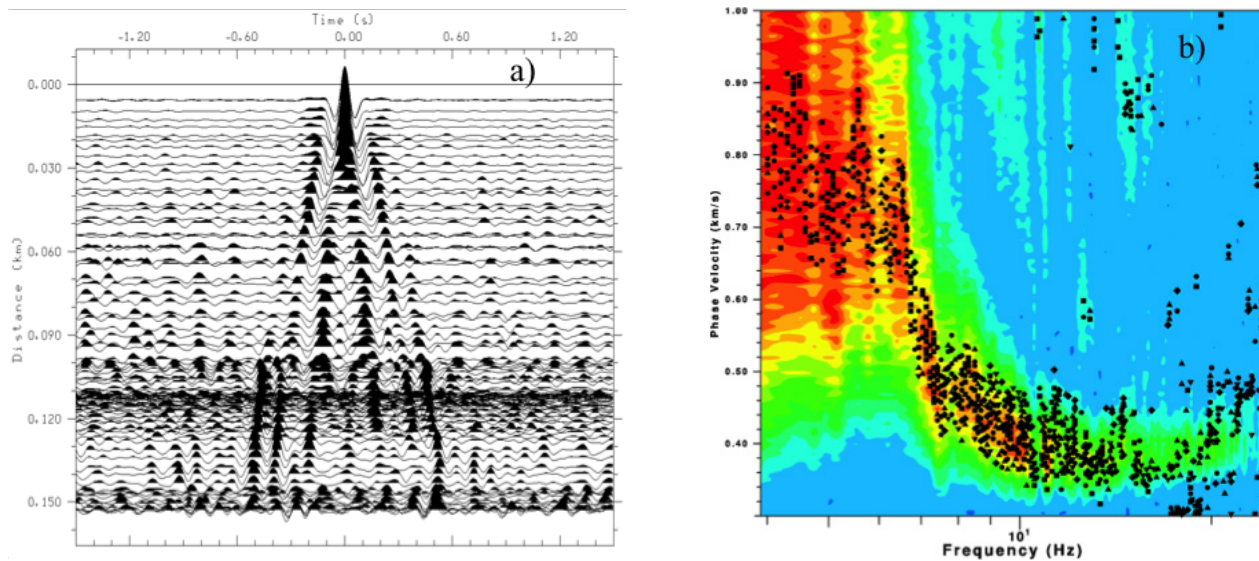


Figura 6. a) Sección sísmica de fuente virtual resultado de la correlación cruzada del receptor 24 con respecto a los restantes 95. Se muestran las secciones filtradas mediante un filtro Butterworth con frecuencias de corte de 4 y 12 Hz. b) Diagrama de dispersión a lo largo de la línea L2 para la fuente virtual 77, ver texto para explicación.

son congruentes con los que define el perfil de refracción de ondas S (ver Figura 4b).

Los valores máximos de todos los diagramas de dispersión de las secciones de fuente virtual de L1 y L2 se muestran en la Figura 7. En esa figura hemos graficado los valores normalizados con respecto al máximo espectral de todos los diagramas cuyo valor es mayor al 50 % para L1 y 75 % para L2. Los valores de velocidad en L1 (Figura 7a) describen dos tendencias que parecen definir una curva de dispersión. Una de estas tendencias tiene un valor promedio de 650 m/s en la frecuencia de 4 Hz y tiende a un valor de 400 m/s en frecuencias menores de 24 Hz. Sin embargo, la definición de la curva se interrumpe entre 6 y 8 Hz. La segunda tendencia de los valores de velocidad define una curva con una velocidad promedio de 900 m/s en 5 Hz y 900 m/s en frecuencias cercanas a 18 Hz. En ambos casos, los valores que definen dichas tendencias tienen una amplia dispersión con respecto a las curvas promedio que se indican en la Figura 7a. Los valores de L2 describen con mayor certidumbre una curva de dispersión que asociamos al modo fundamental de ondas de tipo Rayleigh entre 6 y 24 Hz (Figura 7b). Para esos valores se observa que la mayor dispersión con respecto a los valores promedio se concentra entre 4 y 6 Hz. La forma que describen los valores de velocidad en función de la frecuencia tanto en L1 y L2 sugiere que la estructura del talud es más compleja en su dirección longitudinal (a lo largo de L1). Por ello, a partir de la tendencia que muestran los valores de dispersión en L2, hemos seleccionado manualmente una curva de dispersión que representa el modo fundamental de ondas de Rayleigh (ver Figura 7b), la cual creemos que es representativa de la velocidad promedio dentro de la estructura del talud.

Uno de los énfasis de este estudio es caracterizar las

variaciones laterales de velocidad del subsuelo en el talud. Para ello explotamos el carácter dispersivo de las FGE mediante el tiempo del máximo de los correlogramas filtrados a frecuencias diferentes (Picozzi *et al.*, 2009; Renalier *et al.*, 2010). La Figura 6a sugiere que para todas las trazas de fuente virtual involucradas en el arreglo, existirán variaciones en la posición del tiempo de ese máximo debido a que el arreglo no captura cabalmente la cobertura azimutal necesaria que favorezca una robusta emergencia de la FGE. Por ello, a fin de contar con los trenes de ondas exclusivos que determinen los tiempos de arribo mejor representativos entre los diferentes pares de estaciones, hemos seleccionado los trenes de ondas superficiales de todas las secciones de fuente virtual mediante la técnica de correlación de fase *phase-match filter* (Herrin y Goforth, 1977; Herrmann, 2013). La correlación de fase fue obtenida mediante la curva de dispersión que elegimos manualmente a partir de los resultados de la L2 (Figura 7b). En la Figura 8 mostramos este resultado para la sección de fuente virtual 24 (Figura 6a), donde hemos apilado la parte anticausal a la causal del pulso de correlación a fin de resaltar la parte coherente. En esa figura observamos un tren de ondas bien definido que aparece predominantemente en cada una de las trazas, el cual asociamos a ondas de tipo Rayleigh. La aplicación de este filtrado para el resto de las secciones de fuente virtual muestra resultados similares (Ramos, 2015).

Utilizamos las secciones de fuente virtual filtradas por la técnica de filtro de correlación de fase, y extrajimos los tiempos de retraso del máximo de la envolvente del pulso de correlación para 18 frecuencias centrales generadas a partir de un filtro móvil cuyo ancho es función de la frecuencia para el rango de 4 a 24 Hz. A partir de esos tiempos construimos imágenes de tomografía (Tomografía

de Eikonal, ver, por ejemplo, Wielandt, 1993; Gouédard *et al.*, 2012) de la distribución de la velocidad de grupo mediante el método de reconstrucción tomográfica de interacción simultánea (SIRT por sus siglas en inglés; Nolet, 2008) en conjunción con el método de pendiente máxima (Arfken, 1985) para resolver la función objetivo. Para ello adaptamos los códigos de tomografía implementados por Uieda *et al.* (2014). El área de estudio fue discretizada por una malla cuyas celdas fueron de 8 m por lado, donde el número de pares de trayectorias (rayos) que cubrieron dicha malla, para 96 receptores ($n = 96$), fue de $n(n-1)/2 = 4560$. La Figura 9 muestra la cobertura de rayos por celda

donde observamos que la densidad de rayos máxima fue de 1459, y la densidad mínima de 20 para las celdas de la parte sur del arreglo donde no fue posible contar con más geófonos que cerraran el arreglo. El ajuste de la inversión lo cuantificamos como la diferencia entre el error al resolver la función objetivo y el error en la solución del sistema por el método SIRT. Para el rango de frecuencia analizado, el error fue menor al 10 %.

La Figura 10 muestra la imagen de tomografía para la inversión de tiempos de retraso obtenido a una frecuencia de 4.4 Hz. En esa figura se observa una zona de baja velocidad (aproximadamente 350 m/s) circundada por velocidades

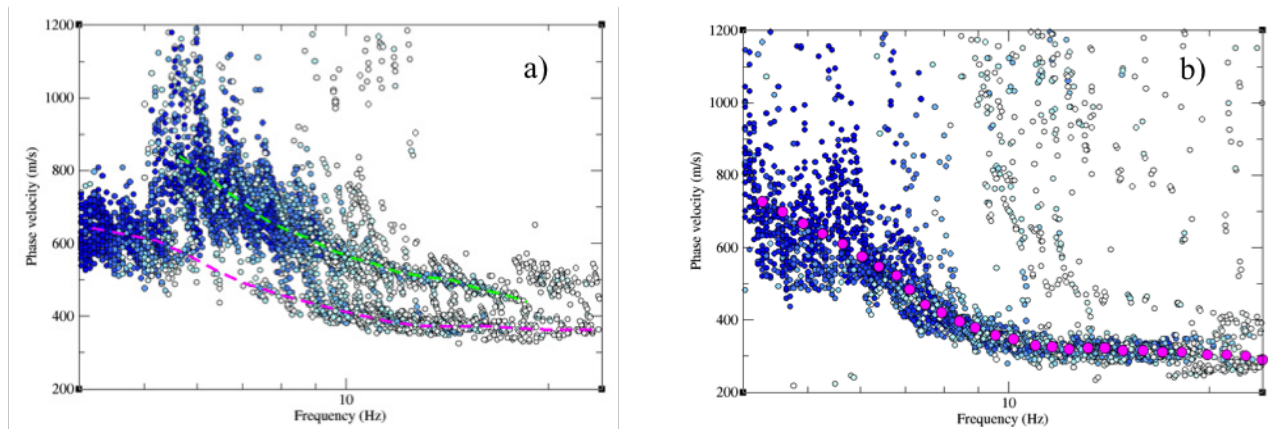


Figura 7. Valores de amplitud espectral máxima extraídos de los diagramas de dispersión de las secciones de fuente virtual. a) Valores de las secciones de fuente virtual a lo largo de la sección L1, y b) a lo largo de la sección L2. Los círculos de color azul intenso indican el valor máximo normalizado, y los círculos de color blanco representan el 50 % de ese máximo. Las líneas discontinuas en la Figura 7a muestran dos tendencias diferentes. Los círculos de color magenta en la Figura 7b indican la tendencia que relacionamos con el modo fundamental de ondas superficiales.

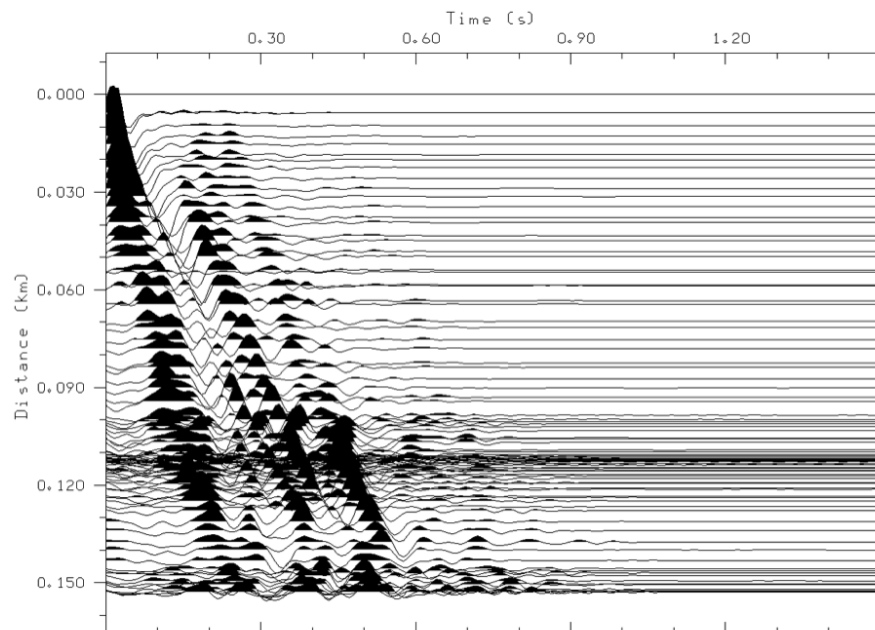


Figura 8. Sección sísmica de la fuente virtual del receptor 24 con respecto a los restantes 95. Las trazas fueron filtradas mediante la técnica de correlación de fase para el rango de frecuencias de 4 a 12 Hz.

promedio de 1000 m/s. A lo largo de la cara del talud (parte norte del arreglo donde fue conformada L1) se observa un cambio lateral de velocidad definido por velocidades bajas en la parte topográfica más alta del talud, en contraste con velocidades altas (1500 m/s en parte central de L1). Esta distribución de contrastes laterales de velocidad es predominante en el rango de frecuencia de 4 a 6.5 Hz. En la Figura 10b se muestran los resultados de la inversión para la frecuencia de 6.8 Hz. Observamos que dentro del arreglo predominan valores promedio de 400 m/s que contrastan con algunas zonas de alta velocidad hacia la parte sur del arreglo, donde la cobertura de trayectorias fue escasa (20 rayos por celda). En esa figura aún es posible observar los altos de velocidad; el primero en la parte central de L1 y el otro en la parte oeste del arreglo (posición 150, 140) que parece ser una continuación del que se observa en una posición similar en la imagen de 4.4 Hz. Los resultados para frecuencias mayores a 6.8 Hz muestran que predominan velocidades

bajas (400 m/s), indicando que esta frecuencia es el límite de profundidad de materiales blandos con respecto a una distribución de depósitos más consistentes.

Hemos construido un modelo 3D a partir de las imágenes de tomografía obtenidas para el rango de frecuencia de 4 a 6.8 Hz (Figura 11). Este modelo permite distinguir la irregularidad del subsuelo producto de un fuerte contraste entre valores de velocidad mayores y menores de 1000 m/s. Asociamos dicha irregularidad a una unidad estratigráfica competente que no aflora y que se encuentra por debajo de las unidades estratigráficas identificadas. Las secciones de refracción (tanto de V_p y V_s) de la Figura 4 muestran que la profundidad de los materiales competentes es mayor a 15 m de profundidad. En efecto, una línea de tomografía eléctrica (Aguirre y Estévez, 2014; Ramos, 2015) sobre la parte alta del talud muestra que esta estructura tiene un estrato competente a partir de 15 m de profundidad. Nuestros resultados muestran un contraste notable de

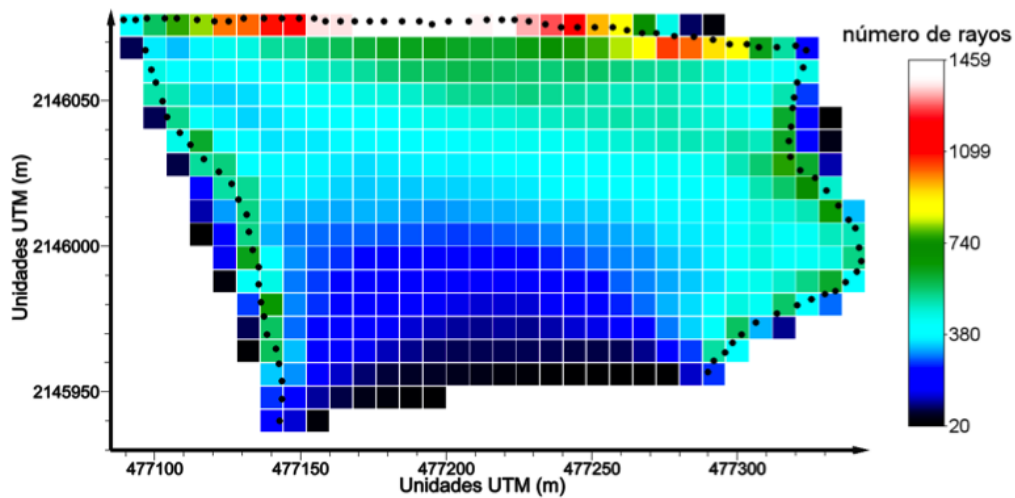


Figura 9. Cobertura de rayos por celda (8 m por lado) para la malla sobre la cual se llevó a cabo la inversión de tiempos de viaje. Los puntos negros indican la posición de los geófonos.

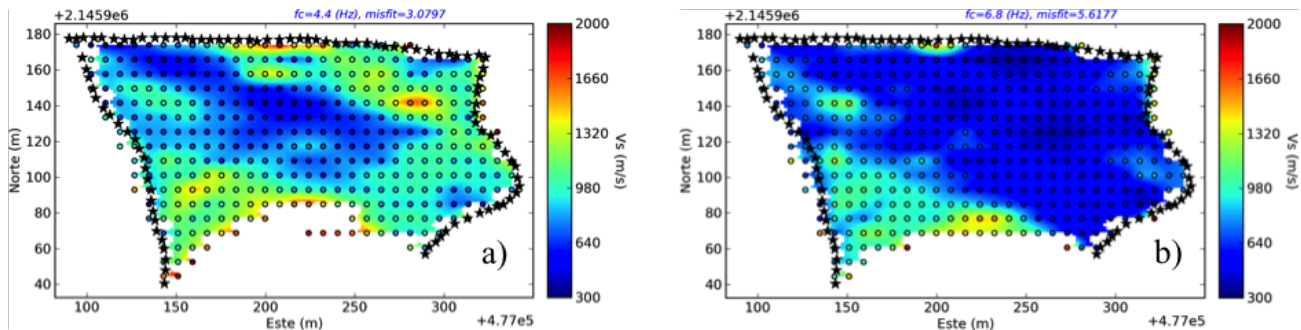


Figura 10. Tomografías de tiempos de viaje del máximo de la envolvente de los pulsos de correlación obtenidos mediante el filtrado de correlación de fase. a) Resultados para la frecuencia de 4.4 Hz, y b) para la frecuencia de 6.8 Hz. Las estrellas de color negro indican la posición de los geófonos, y los círculos abiertos el centro de las celdas de la malla donde se llevó a cabo la inversión de tiempos de viaje. En cada imagen se indica el error en el ajuste, el cual es menor de 6 %.

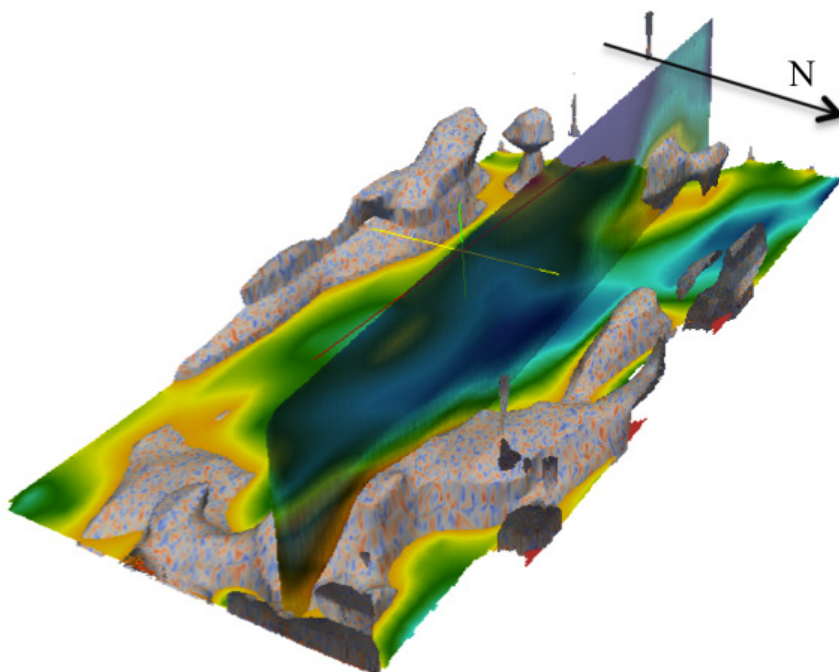


Figura 11. Modelo 3D de velocidad aparente V_s representado por un plano horizontal que contiene la distribución de velocidades para la frecuencia de 4.8 Hz y un plano vertical que corta zonas de alta velocidad para fines de visualización. Los altos de velocidad son esquematizados con contornos sólidos entre valores de 1100 y 1400 m/s. Visualización mediante el software ParaView[©] (Henderson, 2007).

velocidades tanto a lo largo de la cara del talud como hacia el interior de éste, permitiendo identificar aquellas zonas en donde predominan los depósitos blandos con respecto a zonas más firmes. La distribución de valores de baja velocidad (menores a 600 m/s) obtenidos mediante tomografía de IS los asociamos al conjunto de las cuatro unidades estratigráficas identificadas. Las diferencias entre los valores de clasificación geotécnica RMR entre cada una de esas unidades es pequeña, diferencias que no se pueden identificar en los resultados de tomografía. Así, el dictamen geotécnico apunta a que el posible fallamiento de bloques se debe a falta de consistencia del material y al patrón de fracturamiento de las unidades E3 y E4. Sin embargo, el estudio de IS muestra que un factor adicional es la distribución de esas unidades con respecto a un substrato más competente, el cual se encuentra a una profundidad mayor a 15 m e irregularmente distribuido a lo largo de la base del talud.

La tendencia geotécnica indicada en el estudio geológico-geotécnico (la disminución de la resistencia de los materiales con la profundidad, al menos en los primeros 12 m) es válida para el análisis de las zonas muestreadas. Sin embargo, esta tendencia no puede generalizarse dada la explicación anterior. En términos de la variación de la velocidad contra la frecuencia, y aceptando que hemos recobrado el carácter dispersivo de la FGE, tal variación debería describir una curva de dispersión de ondas superficiales. Las curvas que describen este comportamiento se muestran en la Figura 12,

y son el resultado de extraer los valores de velocidad para aquellos nodos donde se resuelve la tomografía de tiempos de viaje en el rango de frecuencia analizado (4 a 24 Hz). Observamos que en la frecuencia de 4 Hz las curvas tienden a un valor promedio de 1000 m/s con una amplia desviación alrededor del promedio en el rango de 550 a 1500 m/s. En la frecuencia de 24 Hz las curvas tienden a un valor promedio de 400 m/s con una desviación menor. También observamos que la forma de algunas curvas sugieren que la estructura del subsuelo presenta inversiones de velocidad, sin embargo, la mayoría de ellas sigue una tendencia general que indica que la velocidad aumenta con la profundidad.

Los valores y tendencia que representan esas curvas son representativas de la velocidad de fase de las ondas superficiales recobradas por el método de interferometría. En efecto, si sobreponemos la curva de velocidad de grupo utilizada para filtrar las secciones de fuente virtual por el método de correlación de fase, observamos que las curvas siguen una tendencia similar a la curva de velocidad de grupo, siendo ésta última de menor velocidad en acuerdo con la relación teórica entre las velocidades de fase y grupo. En la Figura 12 hemos construido una curva promedio a partir de la densidad de curvas que muestran una tendencia consistente a representar una curva promedio. Esta curva promedio puede ser utilizada para realizar una inversión, tomando como modelo inicial el que sugieren los perfiles de V_p y V_s mostrados en la Figura 4.

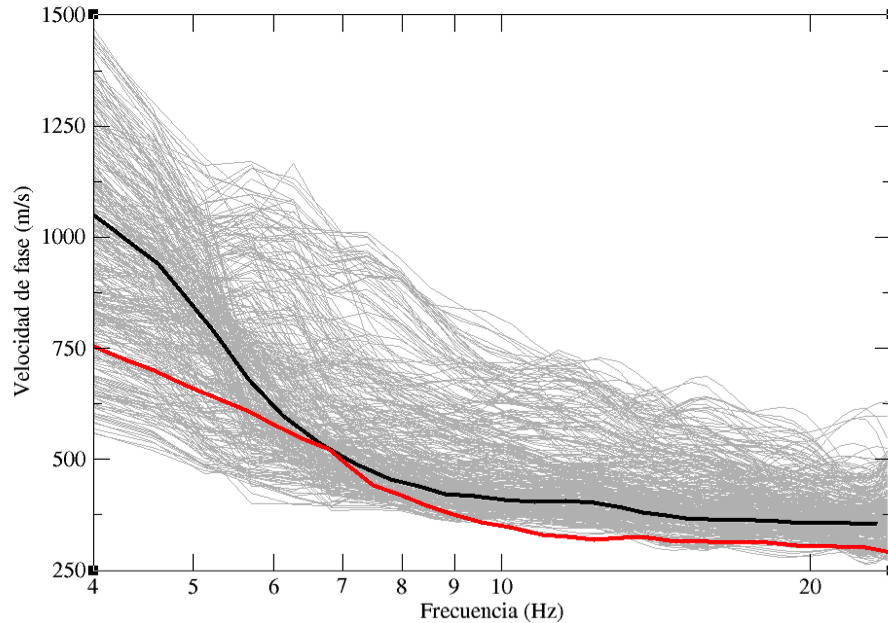


Figura 12. Curvas de velocidad en función de la frecuencia obtenidas en diferentes nodos de la solución de tomografía (líneas gris claro). La línea en color negro representa la curva de dispersión promedio de todas las curvas. La línea de color rojo representa la curva de dispersión definida en la Figura 7b.

6. Conclusiones

En este trabajo mostramos la distribución de los materiales susceptibles a presentar deslizamiento dentro del cuerpo de un talud a partir de un modelo de tomografía 3D de velocidad de ondas S obtenido mediante el método de Interferometría Sísmica (IS). Los resultados de la evaluación geológica-geotécnica en el talud indican que existe un horizonte de material pumicítico donde se presentan bloques caídos debido a un sistema de fracturas y a la baja calidad de la roca (evaluada mediante el factor RMR). El análisis geológico de los materiales subyacentes a ese horizonte muestra que son semipermeables, de tal forma que la saturación del estrato pumicítico puede acelerar el proceso de deslizamiento de bloques, proceso recurrente en los taludes de la 3a sección del Bosque de Chapultepec.

Los perfiles de velocidad de onda P y S obtenidos mediante refracción sísmica, muestran que se puede realizar una adecuada correlación de la calidad de roca contra velocidades de propagación en los primeros 15 m de profundidad. La zona de baja velocidad observada en esos perfiles (principalmente Vs) se correlaciona con las unidades estratigráficas de menor competencia mecánica E1 y E2, cuyas valores de Vs son del orden de 300 a 400 m/s. La distribución espacial de estas velocidades fue caracterizada mediante el método IS. En efecto, el carácter dispersivo de las FGE entre 4 y 24 Hz, permitió conformar mediante la tomografía de los tiempos de retraso un modelo 3D de la distribución de Vs, velocidades que asociamos a los materiales pumicíticos de los taludes de la 3a sección del Bosque de Chapultepec. Los valores de Vs corresponden

a aquellos determinados mediante el análisis espectral de ondas superficiales en la línea de refracción; 300 a 600 m/s para la estructura somera y hasta valores de 1000 m/s para el semiespacio.

El análisis de la distribución de velocidades en el modelo 3D permitió elaborar una configuración de los materiales más competentes, cuyos valores de Vs son mayores a 1000 m/s y se encuentran a profundidades mayores a 15 m. La irregularidad del arreglo no nos permite asegurar que éste sea el más adecuado para determinar la estructura del subsuelo en la zona de estudio. Sin embargo, los diferentes estudios llevados a cabo en el talud muestran fuertes contrastes de propiedades en profundidad. Por ejemplo, las curvas de velocidad de fase obtenidas en cada uno de los nodos del modelo 3D, indican que existen zonas donde la velocidad aumenta normalmente con la profundidad, pero en otras zonas sería complicado encontrar un modelo de inversión para esas curvas. Así, la identificación de los materiales de baja velocidad a lo largo y hacia dentro del talud, sería una tarea laboriosa tanto para estudios geotécnicos como para métodos prospectivos como el de sísmica de fuente activa. Sin embargo, el uso del ruido sísmico mediante la técnica de IS resultó adecuado para caracterizar la distribución espacial de dichos materiales.

Agradecimientos

Este estudio fue patrocinado por el Fondo Mixto CONACYT-GDF (Proyecto 121119). Agradecemos a la Dirección del Bosque de Chapultepec las facilidades para la realización de los trabajos de campo. Las Figuras

6 y 8 fueron elaboradas mediante el software Computers Programs in Seismology (<http://www.eas.slu.edu/eqc/eqccps.html>, consultado por última vez el 18 de septiembre de 2015). Agradecemos a dos revisores anónimos cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron a mejorar este manuscrito.

Referencias

- Aguirre, D.J.P., Estévez, S.R., 2014, Análisis y Eliminación de Ruido en Tomografía Eléctrica Resistiva, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 66 p.
- Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors: Bulletin of the Earthquake Research Institute, Tokyo University, 25, 415-457.
- Aki, K., 1965, A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the Earth's crust: Geophysics, 30, 4, 665-666.
- Arfken, G., 1985, The Method of Steepest Descents, §7.4 in Mathematical Methods for Physicists, 3rd ed. Orlando, FL: Academic Press, 428-436.
- Behm, M., Snieder, R., Leahy, G.M., 2014, Retrieval of local surface wave velocities from traffic noise - an example from the La Barge basin (Wyoming): Geophysical Prospecting, 62, 223-243.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M., Yang, Y., 2007, Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements: Geophysical Journal International, 169, 3, 1239-1260.
- Bieniawski, Z.T., 1989, Engineering Rock Mass Classifications, John Wiley & Sons, Inc. Canada, 250 p.
- Bogoslovsky, V.A., Ogilvy, A.A., 1977, Geophysical methods for investigation of landslides: Geophysics, 42, 562-571.
- Campillo, M., Paul, A., 2003, Long range correlations in the diffuse seismic coda: Science, 299, 547-549.
- Campillo, M., Roux, P., Shapiro, N.M., 2011, Using seismic noise to image and to monitor the solid earth, *en* Gupta, H.K.E. (Ed.), Encyclopedia of Solid Earth Geophysics, Springer, 1230-1235.
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996, Landslide types and processes, *en* Landslides investigation and mitigation, Transportation Research Board, Special Report 247, National Academy of Sciences. Washington DC., USA, 36-75.
- Curtis, A., Gerstoft, P., Sato, H., Snieder, R., Wapenaar, K., 2006, Seismic interferometry-turning noise into signal: Leading Edge, 25, 1082-1092.
- Dal Moro, D., Pìpan, M., Gabrielli, P., 2007, Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and Marginal Posterior Probability Density estimation: Journal of Applied Geophysics, 61, 39-55.
- Derode, A., Larose, E., Tanter, M., de Rosny, J., Tourin, A., Campillo, M., Fink, M., 2003, Recovering the Green's function from field-field correlations in an open scattering medium: Journal of the Acoustical Society of America, 113, 2973-2976.
- Dikau, R., Brundsen, D., Schrott, L., Ibsen, M-L., 1996, Landslide recognition: identification, movement and causes, Wiley, Chichester, UK, 274 p.
- Fell, R.O., Hungr, Leroueil, S., Reimer, W., 2000, Keynote paper – Geotechnical engineering of the stability of natural slopes and cuts and fills in soil, *en* Proc. GeoEng2000, International Conference on Geotechnical and Geological Engineering in Melbourne, Australia, Vol 1, Technomic Publishing, Lancaster, 21-120.
- Geogiga Technology Corporation (<http://www.geogiga.com/en/dwtomo.php>, consultado por última vez el 18 de septiembre de 2015)
- García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de las Cruces, México central: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 1, 158-178.
- González, E.C., 2014, Condiciones geológico-estructurales del Bosque de Chapultepec y su entorno al poniente de la ciudad de México, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 125 p.
- Gouédard, P., Yao H., Ernst, F., D. Van der Hilst, R., 2012, Surface wave eikonal tomography in heterogeneous media using exploration data: Geophysical Journal International, 191, 2, 781-788.
- Halliday, D.F., Curtis, A., 2008, Seismic surface waves in a suburban environment; active and passive interferometric methods: The Leading Edge, 27, 2, 210-218.
- Halliday, D.F., Curtis, A., 2009, Seismic interferometry of scattered surface waves in attenuative media: Geophysical Journal International, 185, 419-446.
- Heisey, J.S., Stokoe, K.H., II, Hudson, W.R., Meyer, A.H., 1982, Determination of in situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves, Research Report 256-2, Center for Transportation Research., University of Texas, Austin, TX.
- Henderson, A., 2007, ParaView Guide, A Parallel Visualization Application. Kitware Inc. (<http://www.paraview.org/>, consultado por última vez el 18 de septiembre de 2015).
- Herrin, E., Goforth, T., 1977, Phase-matched filters: application to the study of Rayleigh waves: Bulletin of Seismological Society of America, 67, 1259-1275.
- Herrmann, R.B., 2013, Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research: Seismology Research Letters, 84, 1081-1088.
- Jongmans, D., Garambois S., 2007, Geophysical investigations of landslides: A review, Bulletin Société Géologique de France, 178, 2, 101-112.
- Larose, E., Margerin, L., Derode, A., van Tiggelen, B., Campillo, M., Shapiro, N., Paul, A., Stehly, L., Tanter, M., 2006, Correlation of random wavefields: an interdisciplinary review: Geophysics, 71 (4, Suppl. S), SI11-SI21.
- Lobkis, O.I., Weaver, R.L., 2001, On the emergence of the Greens function in the correlations of a diffuse field: Journal of the Acoustical Society of America Journal, 110, 3011-3017.
- Louie, J.N., 2001, Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays: Bulletin of the Seismological Society of America, 91, 2, 347-364.
- Lugo-Hubp, J., Cordero-Estrada, M., Zamorano-Orozco, J.J., 1995, Relieve, Litología y riesgos en la zona urbana de la Delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 12, 52-67.
- Mainsant, G., Jongmans, D., Chambon, G., Larose, E., Baillet L., 2012a, Shear-wave velocity as an indicator for rheological changes in clay materials: Lessons from laboratory experiments: Geophysical Research Letters, 39, L19301.
- Mainsant, G., Larose, E., Brönnimann, C., Jongmans, D., Michoud, C., Jaboyedoff, M., 2012b, Ambient seismic noise monitoring of a clay landslide: Toward failure prediction: Journal Geophysical Research, 117, F01030.
- Mc Cann, D.M., Forster, A., 1990, Reconnaissance geophysical methods in landslide investigations: Engineering Geology, 29, 59-78.
- Miller, R.D., Xia, J., Park, C.B., Ivanov J., 1999, Multichannel analysis of surface waves to map bedrocks: The Leading Edge, 18, 12, 1392-1396.
- Nakata, N., Snieder R., 2012, Estimating near-surface shear-wave velocities in Japan by applying seismic interferometry to KiK-net data: Journal of Geophysical Research, 117, B01308.
- Nolet, G., 2008, A Breviary of Seismic Tomography, Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Okada, H., 2003, The microtremor survey method: Geophysical Monograph Series, SEG.
- Picozzi, M., Parolai, S., Bindi, D., 2009, Characterization of shallow geology by high-frequency seismic noise tomography: Geophysical Journal International, 176, 1, 164-174.
- Ramos, S.H., 2015, Estudio de propiedades dinámicas de un talud mediante métodos sísmicos activos y pasivos en la 3a sección del Bosque de Chapultepec, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 65 p.

- Remigio, M.K., 2013, Caracterización mineral de muestras pétreas mediante la aplicación de microscopía óptica de polarización de los taludes de la tercera sección del Bosque de Chapultepec, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 119 p.
- Renalier, F., Jongmans, D., Campillo, M., Bard, P.-Y., 2010, Shear wave velocity imaging of the Avignonet landslide (France) using ambient noise cross correlation: *Journal Geophysical Research*, 115, F03032.
- Ridder, S., Dellinger, J., 2011, Ambient seismic noise eikonal tomography for near-surface imaging at Valhall: *The Leading Edge*, 30, 5, 506-512.
- Schuster, G.T., 2001, Theory of daylight/interferometric imaging: Tutorial: 63rd Conference and Technical Exhibition, EAGE, Extended Abstracts, A32.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., 2004, Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise: *Geophysical Research Letters*, 31, L07614.
- Shapiro, N.M., Campillo, M., Stehly, L., Ritzwoller, M., 2005, High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise: *Science*, 307, 1615-1618.
- Sheehan, J.R., Doll, W.E., Mandell, W.A., 2005, An Evaluation of Methods and Available Software for Seismic Refraction Tomography Analysis: *Journal Environmental and Engineering Geophysics*, 10, 1, 21-34.
- Sneider, R., Larose, E., 2013, Extracting the earth response from noise measurements: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 41, 9.1-9.24.
- Sneider, R., Wapenaar K., 2010, Imaging with ambient noise: *Physics Today*, 63, 9, 44p.
- Taillandier, C., Noble, M., Chauris, H., Calandra, H., 2009, First-arrival traveltimes tomography based on the adjoint-state method: *Geophysics*, 74, 6, WCB57-WCB66.
- Uieda, L., Oliveira, Jr, V.C., Ferreira, A., Santos, H.B., Caparica, Jr., J.F., 2014, Fatiando a Terra: a Python package for modeling and inversion in geophysics, figshare doi:10.6084/m9.figshare.1115194
- Van Westen, C.J., 2004, Geo-Information tools for landslide risk assessment: an overview of recent developments, *en Proc. 9th International Symposium. Landslides*, Rio de Janeiro, Brazil, Balkema, Rotterdam, 39-56.
- Velázquez, A.O., 2014, Análisis de estabilidad de taludes en la 3a sección del Bosque de Chapultepec, tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM, 93 p.
- Walter, M., Walser, M., Joswig, M., 2011, Mapping Rainfall-Triggered Slidequakes and Seismic Landslide-Volume Estimation at Heumoes Slope: *Vadose Zone Journal*, 10, 487-495
- Wapenaar, K., Fokkema, J., 2006, Green's function representation for seismic interferometry: *Geophysics*, 71, 4, S133-S146.
- Wielandt, E., 1993, Propagation and structural interpretation of non-plane waves: *Geophysical Journal International*, 113, 1, 45-53.
- Xia, J., Miller, R.D., Park, C.B., 1999, Estimation of near-surface shear wave velocity by inversion of Rayleigh waves: *Geophysics*, 64, 691-700.
- Yamashita Architects & Engineers Inc. Oyo Corporation, 1996, Estudios del subsuelo en el Valle de México, Cuaderno de Investigación No. 34, Centro Nacional de Prevención de Desastres, México, 91 p.
- Zelt, C.A., Haines, S., Powers, M.H., Sheehan, J., Rohdewald, S., Link, C., Hayashi, K., Zhao, D., Zhou, H-w., Burton, B.L., Petersen, U.K., Bonal, N.D., Doll, W.E., 2013, Blind Test of Methods for Obtaining 2-D Near-Surface Seismic Velocity Models from First-Arrival Traveltimes: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 18, 3, 10.2113/JEEG18.3.183.

Manuscrito recibido: Julio 5, 2015

Manuscrito corregido recibido: Septiembre 28, 2015

Manuscrito aceptado: Octubre 1, 2015