

## Exploración sísmica de refracción mediante ruido sísmico

**Mariana Guadalupe Heredia Martínez, Jorge Aguirre González, Iván Granados Chavarría**

Para citar este artículo: Heredia Martínez Mariana Guadalupe, Aguirre González Jorge, Chavarría Iván Granados. 2021. Exploración sísmica de refracción mediante ruido sísmico. Ciencia Nicolaita, número 82, 5-22. DOI: <https://doi.org/10.35830/cn.vi82.555>.

---

Ver material suplementario

---

Publicado en línea el 30 de septiembre de 2021

---

Envíe su artículo a esta revista: <https://www.cic.cn.umich.mx/cn/about/submissions>

---

# Exploración sísmica de refracción mediante ruido sísmico

Mariana Guadalupe Heredia Martínez<sup>1,2</sup>, Jorge Aguirre González <sup>1\*</sup>,  
Iván Granados Chavarría<sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ingeniería

<sup>2</sup> Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura - Ticomán,

<sup>3</sup> Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra

## HISTORIAL DEL ARTÍCULO

Recibido: 11 de enero de 2021

Aceptado: 22 de febrero de 2021

## RESUMEN

En este estudio se obtuvo un perfil de refracción sísmica usando registros de ruido sísmico. Las señales fueron registradas en un tendido de refracción ubicado al poniente de la ciudad de México. El tendido consistió en un arreglo horizontal lineal de 24 geófonos de componente vertical, separados cada 2 metros uno del otro y con una duración total de 175 minutos. El perfil de refracción virtual se construyó a partir de la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico de los 24 geófonos. Cada traza de refracción virtual se obtuvo mediante el apilado de las correlaciones para todas las ventanas de tiempo entre pares de estaciones. En el procesamiento de señales se ensayaron diferentes aplicaciones de normalización, con el objetivo de recuperar el arribo de la onda P. Se calcularon tres perfiles de refracción sísmica que corresponden a fuentes virtuales situadas en el centro y extremos del tendido. Los perfiles virtuales obtenidos se compararon con los perfiles de refracción sísmica convencional, mostrando claramente la recuperación de los primeros arribos de la onda P de manera clara mejorando incluso la definición de las trazas de la refracción convencional. Para asegurar que las ondas recuperadas corresponden a ondas de cuerpo, y no a ondas superficiales, se realizó un análisis FK, donde claramente se aprecia la distinción entre ambos tipos de onda.

**PALABRAS CLAVE:** Refracción con ruido sísmico, interferometría, sísmica pasiva, correlación cruzada, zonas inestables.

## ABSTRACT

A seismic refraction profile was obtained using seismic noise records. The waveforms were recorded on a refraction line located west of Mexico City. Horizontal linear array consisted of 24 vertical component geophones spaced 2 meters apart and a record length of 175 minutes. The virtual refraction profile was constructed from the cross-correlation of the seismic noise records from the 24 geophones. Each virtual refraction trace was obtained by stacking the correlations for all time windows between pairs of stations. With the aim of recovering the arrival of the P wave signal processing and different normalization applications were tested. Three seismic refraction profiles were calculated corresponding to virtual sources located in the center and ends of the line. To evaluate the recovery of the P waves acquired a spectral analysis of the cross correlations was performed to rule out the use of surface waves in synthetic seismograms. The virtual profiles obtained were compared with the conventional seismic refraction profiles, showing clearly the recovery of the first arrivals of the P wave, even improving the definition of the traces of conventional refraction. In addition, an f-k analysis was performed to discriminate surface waves and obtain only body waves.

**KEYWORDS:** Refraction with seismic noise, interferometry, passive seismic, cross correlation, unstable zones.

## 1. Introducción

La sismica de refracción ha sido ampliamente usada para obtener la velocidad de propagación de las ondas P en el subsuelo a partir del uso de una fuente activa, pero el uso de sismica activa con fuentes de gran detonación en zonas geológicamente vulnerables no es recomendable. La aplicación de este método, con detonaciones de gran energía, puede generar un gran impacto en zonas inestables, por ende, tampoco resulta aplicable en áreas urbanas (Reynolds, 2011). Una alternativa es recurrir a técnicas de bajo impacto que usen ruido sísmico en lugar de fuentes activas. La aplicación de interferometría sísmica es una opción viable para la obtención de una respuesta sísmica del subsuelo. Esta técnica disminuye considerablemente cualquier impacto al medio circundante, debido al uso de ruido sísmico. El ruido sísmico es también conocido como microtremores o vibración ambiental y corresponde a todas las vibraciones que son generadas principalmente por ruido antropogénico y fenómenos atmosféricos.

Los microtremores están compuestos principalmente por ondas superficiales: Love y Rayleigh. Sin embargo, se ha demostrado que del ruido ambiental es posible extraer ondas refractadas y ondas reflejadas de cuerpo, a través de la función de Green (Roux *et al.*, 2005; Dragandov *et al.*, 2009).

En este artículo se muestra la viabilidad de poder recuperar ondas de cuerpo compresivas (ondas P) a partir de aplicar la metodología de Interferometría sísmica con ruido sísmico ambiental (Lobkis y Weaver, 2001; Campillo y Paul, 2003). Ésta se aplicó a los registros de microtremores de un arreglo lineal horizontal de 24 geófonos, colocados como en un arreglo de refracción sísmica convencional. Posteriormente los resultados de la interferometría sísmica se comparan con resultados de refracción sísmica

previamente obtenidos con el fin de validar la técnica para simular fuentes virtuales.

## 2. Función de Green y correlación cruzada

En esta sección, se describe el método de interferometría sísmica que fue aplicado a este estudio, la interferometría sísmica es un método de sismica pasiva, que consiste en construir la función de Green a partir del registro de dos señales sísmicas, generadas por microtremores, donde se utilizan las fuentes del ruido ambiental para recuperar información del subsuelo y crear secciones sísmicas (Waepenaar *et al.*, 2010).

A partir del registro del campo de ondas en dos puntos distintos:  $X_A$  y  $X_B$ , se puede calcular una aproximación de la función de Green  $G(X_A, X_B, t)$  a partir de la correlación cruzada de ambos registros (Campillo y Paul, 2003; Sabra *et al.*, 2005). Con el propósito de adquirir el disparo virtual de ruido sísmico, se recurre a la relación mostrada en la ecuación (1) descrita por Waepenaar (2004).

$$\{G_{p,q}(X_A, X_B, t) + G_{p,q}(X_A, X_B, -t)\} * s(t) = \sum_i^N V_p^i(X_A, -t) * V_q^i(X_B, t) \quad (1)$$

Donde  $G_{p,q}(X_A, X_B, t)$  representa la parte causal y  $G_{p,q}(X_A, X_B, -t)$  la parte no causal de la función de Green, entre dos receptores en las posiciones  $X_A$  y  $X_B$ .

El asterisco indica la operación de convolución temporal. La inversión en tiempo de la función de Green convierte la convolución en una correlación.

Del lado derecho de la ecuación se tiene la sumatoria de los registros de ruido ambiental disponibles.  $V_{p(q)}^i$  representa la componente de la velocidad de la partícula registrada en la dirección  $X_{p(q)}$  ( $p, q = 1, 2, 3$ ) en el  $i$ -ésimo registro de ruido ambiental.

La ecuación (1) establece que la suma de los  $N$  registros de correlación cruzada entre los puntos  $x_A$  y  $x_B$  es igual a la suma de la parte causal y no causal de la función de Green entre receptores convolucionados con la autocorrelación del ruido.

La función de Green contiene todo el campo de ondas radiado por una fuente puntual. Para recuperar la respuesta de refracción para una posición de fuente virtual, se fija una traza a la vez (fija  $x_B$ ) y esta traza se correlaciona con todas las otras trazas de una línea receptora (variable  $x_A$ ). Las correlaciones resultantes permitirán estimar la función de Green en cada posición debidas a una fuente virtual en la posición de la traza fija con la que se obtiene una sección de correlación sísmica (Draganov *et al.*, 2009).

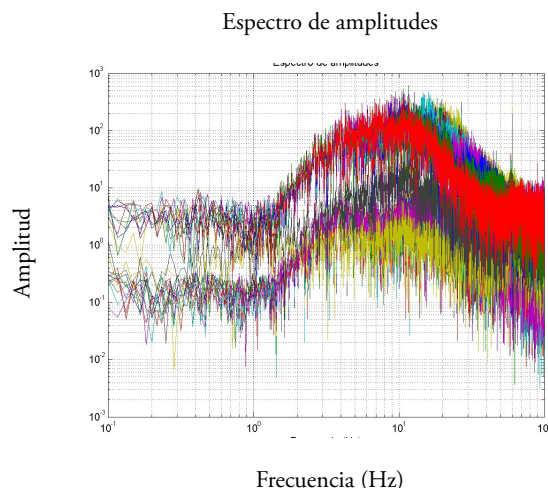
### 3. Metodología

Para recuperar la función de Green se recurrió a la grabación de ruido sísmico a través de la disposición de un arreglo lineal horizontal. Se utilizaron 24 geófonos terrestres componente vertical, con una base de punta, con una respuesta instrumental de 4.5 Hz y espaciados a cada 2 metros. Estos geófonos fueron conectados a un sismógrafo de exploración modelo

GEODE ES-300 de la marca Geometrics, de 24 bits, ancho de banda de 20 kHz de ultra alta resolución (con un muestreo de 8 a 0,02 ms) y baja distorsión (0,0005%).

Los registros fueron grabados con ventanas de 60 segundos con intervalos de muestreo de 2 milisegundos. En total se grabaron 175 minutos de ruido sísmico.

La primera etapa del procesamiento consistió en analizar las señales sísmicas de vibración ambiental, mediante el software de Matlab. En primera instancia se descartaron eventos de gran amplitud ya que afectaban el comportamiento local de la señal, debido a que se encontraban en una zona de tránsito vehicular. Además, cabe mencionar que el registro de la señal se realizó en un horario de trabajo habitual. Se calculó el espectro de amplitud de cada uno de los 24 canales con la finalidad de conocer la distribución de la energía en todos los registros, para después determinar la banda de frecuencias de interés. En la figura 1 se muestran los promedios de los espectros de las 175 ventanas de un minuto para cada uno de los 24 geófonos en distintos colores. Se puede observar claramente que las frecuencias que dominan en los datos sísmicos, aquellas que tienen mayor amplitud, están en la banda de frecuencias entre 5 y 50 Hz aproximadamente.

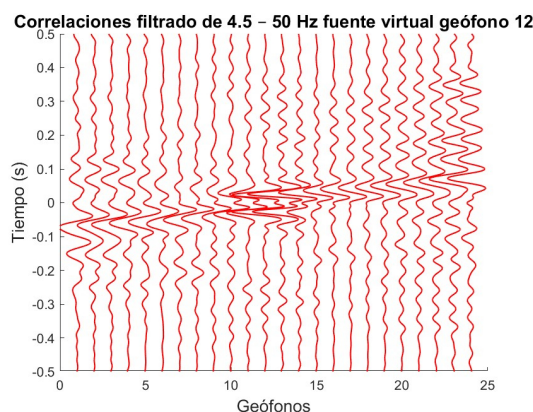


**FIGURA 1.** Espectro de amplitud de Fourier de cada uno de los 24 canales.

Se aplicó un filtro pasa bandas a las 24 trazas, con una frecuencia mínima de 4.5 Hz y una frecuencia máxima de 50 Hz. Mediante este procedimiento nos enfocamos en el estudio de una banda de frecuencias que está dentro de la parte de la señal más energética, para posteriormente calcular la correlación cruzada entre los registros en todo el arreglo lineal horizontal.

Primero se calcularon las funciones de correlación cruzada en lapsos de 60 segundos de

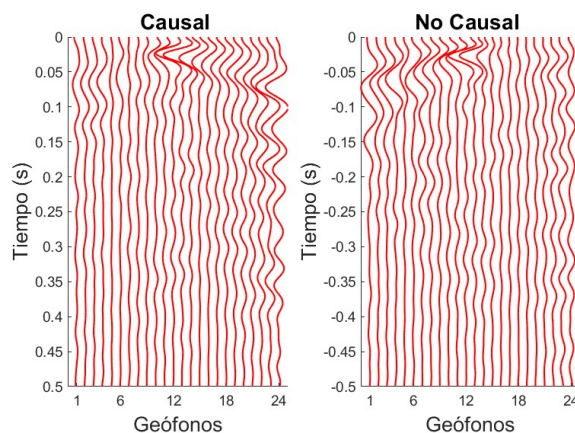
registro simultáneo por cada par de estaciones. Luego, las funciones de Green se obtuvieron al apilar las 175 funciones de correlación cruzada resultantes. Por ejemplo, usando la traza del geófono 12, ésta se correlaciona con las 23 trazas de los geófonos restantes y consigo misma (auto correlación). Las 24 trazas sintéticas obtenidas (funciones de Green) se grafican formando la sección sísmica que emula un tiro en la posición del geófono 12 ([Figura 2](#)).



**FIGURA 2.** Sección sísmica creada a partir de las correlaciones del geófono 12.

La [figura 2](#) se dividió en dos partes tomando el tiempo cero como referencia: la parte no causal (parte con el tiempo negativo) y la parte

causal (parte con el tiempo positivo). Ambas partes se muestran por separado en la [figura 3](#).

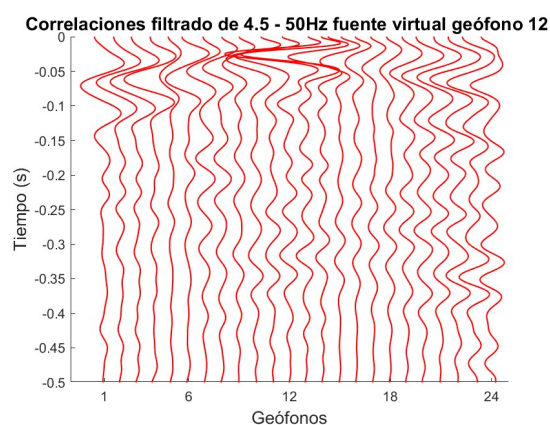


**FIGURA 3.** División de partes no causal y causal tomando como fuente virtual el geófono 12.



En la [figura 3](#) se observa que las funciones de Green no son simétricas, es decir, no es igual la amplitud de la parte causal y de la no causal. Esto puede deberse a una distribución no homogénea del flujo de energía de las ondas presentes en el ruido sísmico (Van Tiggelen, 2003; Paul *et al.*, 2005). Durante la adquisición de los datos, se identificaron algunas fuentes potenciales de ruido. De un lado se encuentra una presa con la presencia de un cuerpo de agua y tránsito vehicular constante en una avenida cercana. Estos representan un gran aporte de fuentes y concentran un mayor intervalo de frecuencias en el ruido sísmico.

Una práctica común en estudios de interferometría sísmica es la de sumar ambas partes (causal y no causal) para reforzar la relación señal a ruido (Sabra *et al.*, 2005; Spica *et al.*, 2016). Sin embargo, también se ha observado que al usar ambas partes de la función de Green aporta información más completa que al sumarlas (Granados *et al.*, 2019). En el presente estudio la suma de ambas partes ayuda a reforzar la relación señal a ruido. Esto es mostrado en la [Figura 4](#), donde podemos notar que se definen mejor los trenes de onda.



**FIGURA 4.** Suma de ambas partes de la función de Green parte causal y no causal.

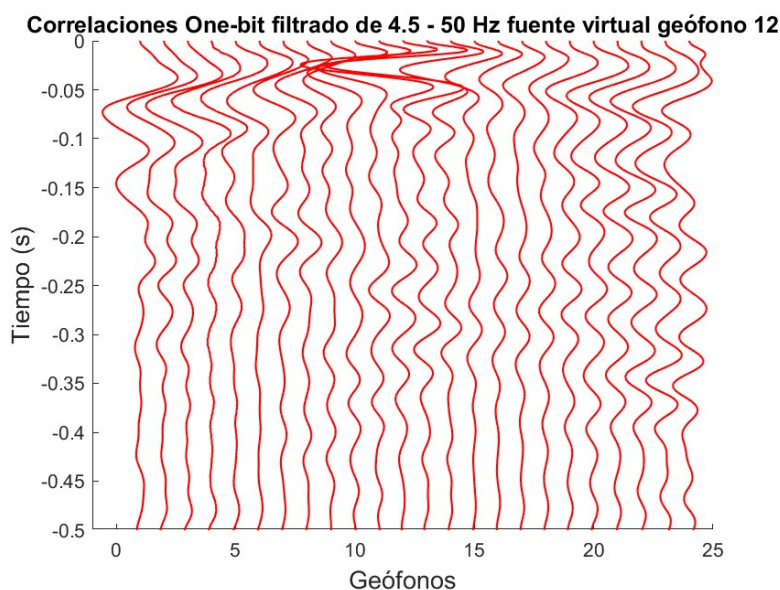
La sección sísmica generada muestra un realce de las diversas fases en las señales debido a que la suma de ambas partes de la función de Green enfatiza la señal coherente. Se efectuaron diferentes pruebas para identificar aquellos procesos que resaltarán de mejor manera las fases de la señal. Estas pruebas consistieron en aplicar una serie de normalizaciones a las trazas.

La importancia de normalizar es proveer una ecualización de las señales para que contribuyan de manera equitativa a la mejoría de la relación señal-ruido sísmico.

Para mostrar el efecto de las diferentes normalizaciones probadas, usaremos las secciones sísmicas generadas a partir de las correlaciones

utilizando como fuente virtual el registro del canal número 12.

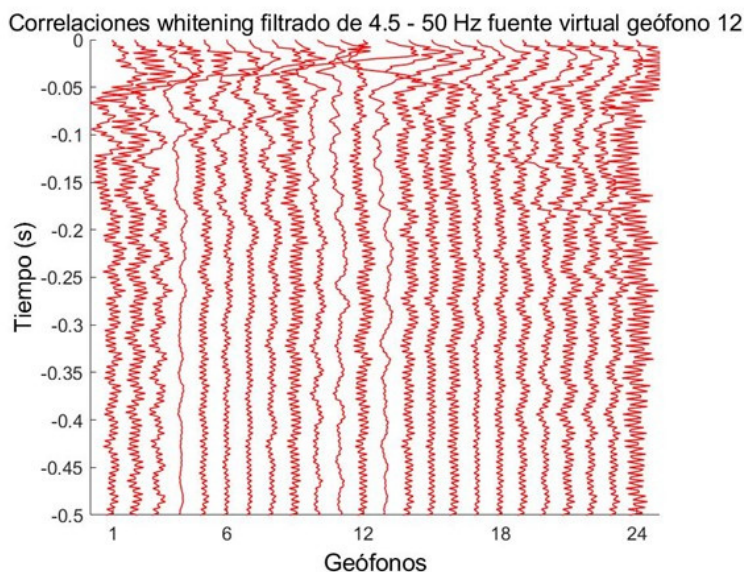
En la [Figura 5](#) se muestra la aplicación de normalización temporal del tipo *one-bit* la cual retiene sólo el signo de la señal sin procesar, reemplazando todas las amplitudes positivas con un valor de 1 y todas las amplitudes negativas con un -1 (Cupillard *et al.*, 2011; Bensen *et al.*, 2007). Esta normalización se aplicó a las trazas originales en el dominio del tiempo. Como podemos observar en la [Figura 5](#), la normalización incrementa la relación señal-ruido en comparación con las correlaciones mostradas en la [Figura 4](#), donde no se ha aplicado. Sin embargo, la definición de los trenes de onda es desvanecida, es decir, se pierde el seguimiento de los trenes de onda.



**FIGURA 5.** Aplicación de normalización one-bit, sobre la sección sísmica.

Posteriormente se aplicó una normalización llamada *whitening*. Esta normalización consiste en homogenizar la amplitud del espectro de amplitud de Fourier de cada traza en el intervalo de frecuencias de interés (Bensen *et al.*, 2007). Una vez aplicada la normalización el espectro

se anti-transforma para obtener la traza en el dominio del tiempo. Las correlaciones se realizan con ventanas de 1 segundo y un traslape del 50%. La sección resultante de esta normalización se muestra en la [Figura 6](#).



**FIGURA 6.** Secciones sísmicas con aplicación de whitening con un rango de frecuencia de 4.5 a 50 Hz.

Al aplicar la normalización espectral “*whitening*” en las señales de ruido sísmico, se observó una amplificación en las señales de alta frecuen-

cia y, con ello, una disminución de la coherencia de los trenes de onda.

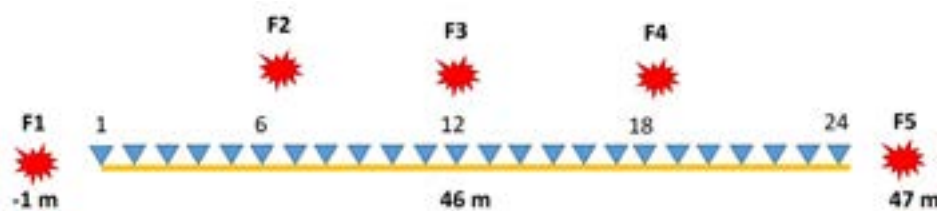
Al analizar las señales después de los procesos de normalización (*one-bit* y *whitening*), se observó una disminución en la definición de los trenes de ondas resultantes (Figuras 5 y 6), en comparación con las señales al usar únicamente un filtrado pasa-bandas (Figura 4). Por esta razón se descartó el uso de estas normalizaciones durante la etapa de preprocesamiento, y se empleó únicamente el filtrado pasa-bandas de frecuencias entre 4.5 y 50 Hz.

#### 4. Resultados: comparación de fuente virtual y fuente real

Para demostrar la presencia de las ondas P en los registros de ruido sísmico, se compararon las sec-

ciones del arribo de la onda P obtenidas con refracción sísmica de fuente activa con las secciones de la onda P obtenidas a partir de ruido sísmico.

El estudio de refracción de fuente activa, se realizó utilizando la misma disposición del arreglo e instrumental sísmico empleado en la grabación de vibración ambiental. Se utilizó un marro como fuente generadora de ondas sísmicas y se realizaron cinco tiros, dos a un metro de separación de los extremos del arreglo, una al centro y dos más intermedias (Figura 7 y 8). Posteriormente las señales fueron procesadas con el programa pickwin© donde se identificaron los arribos de las ondas P en cada geófono. A partir de los primeros arribos se construyeron las dromocronas correspondientes y se obtuvo un modelo de velocidades (Heredia, 2017).



**FIGURA 7.** Diagrama de distribución de fuentes en refracción sísmica convencional.



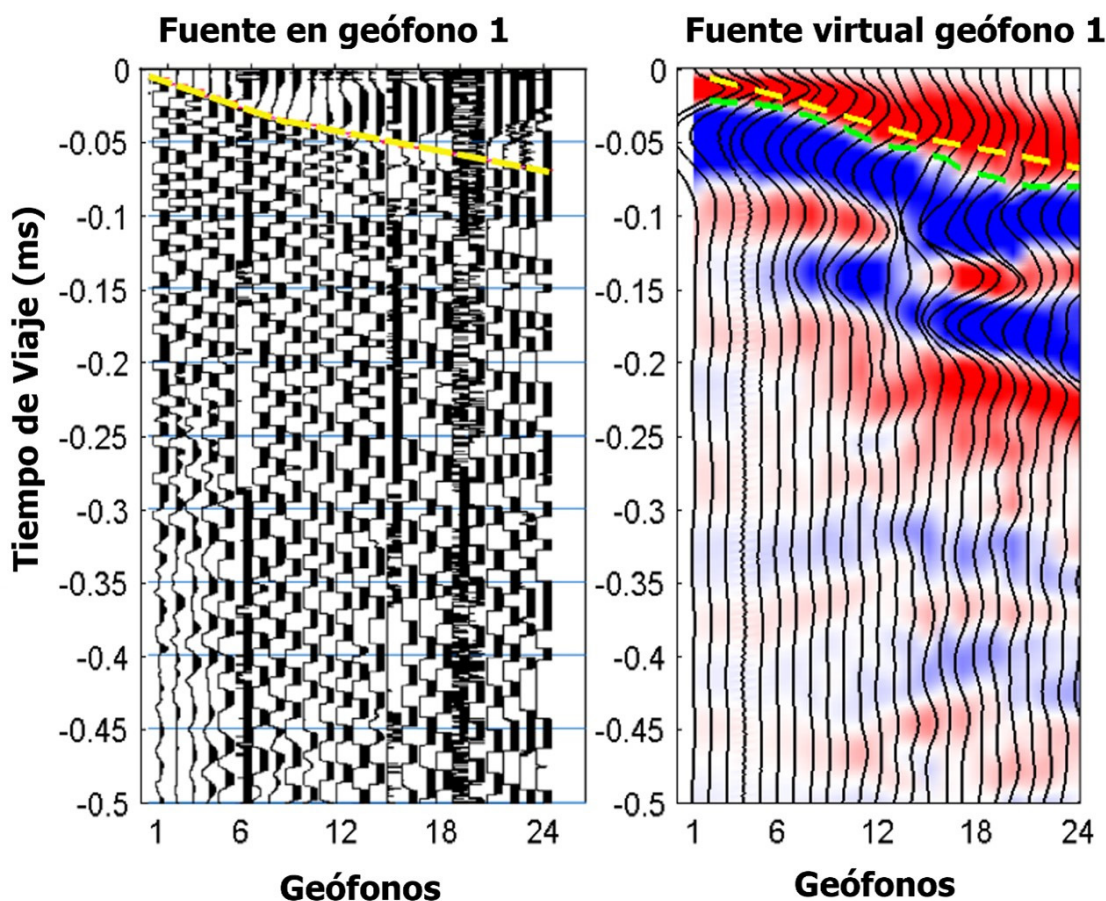
**FIGURA 8.** Utilización de marro como fuente de refracción sísmica convencional.



Una vez obtenidos los veinticuatro registros de ruido sísmico correspondientes al arreglo lineal, se tomó un registro sísmico de un canal y éste se correlacionó con cada uno de los veintitrés registros restantes y posteriormente fueron apilados en una sección, gracias a esto, se observó un comportamiento similar al de un arribo de ondas sísmicas P generado por un disparo real, es decir una fuente sísmica activa (detonación de golpe con marro). Es por ello que se consideró llamar fuente virtual a partir de la obtención de esta sección. Como ejemplo se muestra en la [figura 9](#) la comparación de una sección apilada de fuente real ubicada al geófono uno y una de fuente virtual utilizando el registro del

geófono uno correlacionado y apilado contra los 23 restantes.

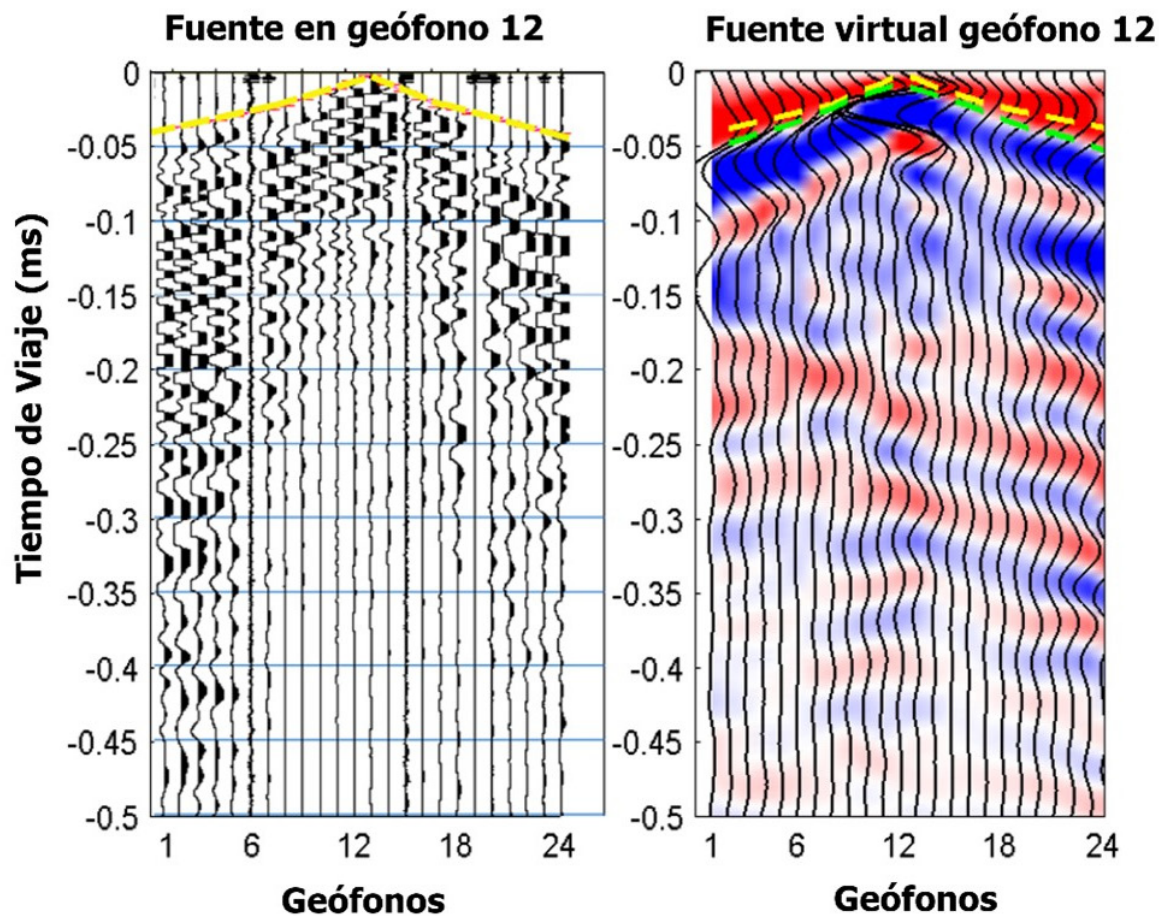
Los arribos de las ondas P en la sección de la fuente virtual están mejor definidos que en la de la fuente real. En la sección de la fuente real de la [figura 9](#) no son claros los arribos de las ondas P en los geófonos 20 al 24, pero en la sección de fuente virtual sí aparecen bien definidos. Se realizó un picado del arribo de la onda P para la sección real usando una línea amarilla. Esta misma línea se sobrepone en la sección de fuente virtual junto con una línea verde que corresponde al picado de la onda P para la fuente virtual. Es claro observar que existe una diferencia de cambios de pendientes entre ambas líneas.



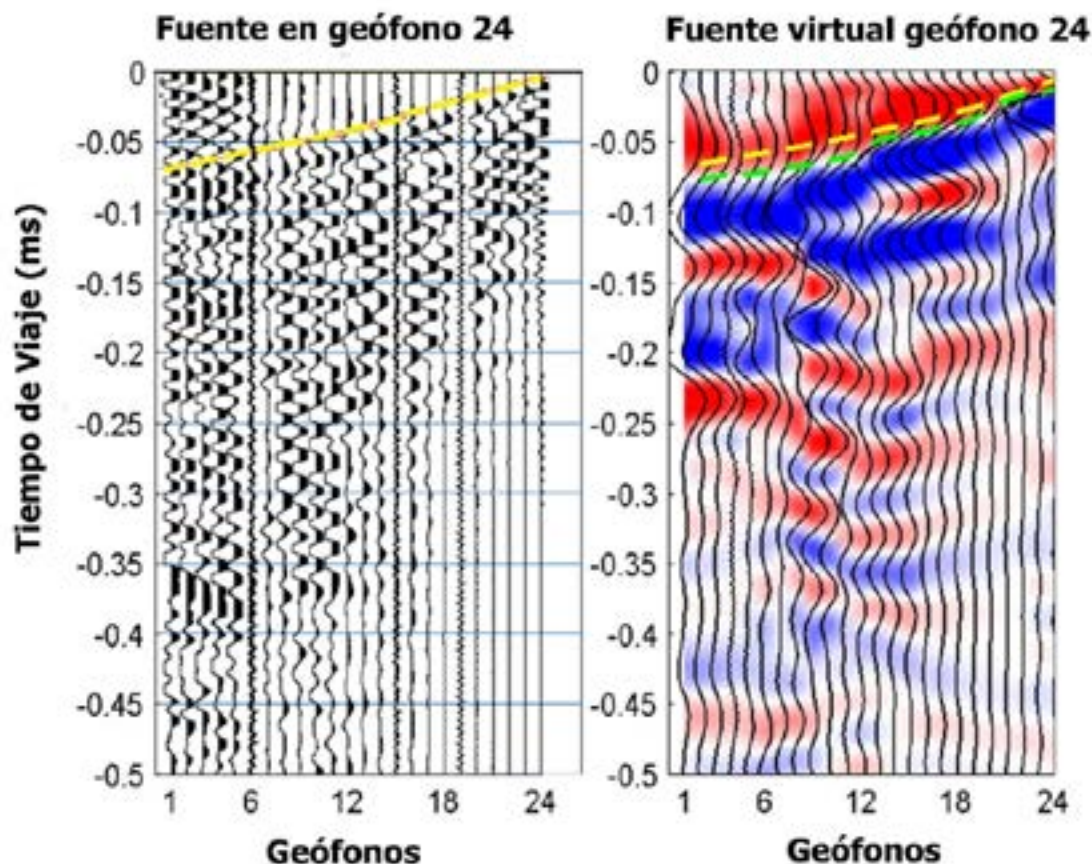
**FIGURA 9.** Comparación de secciones obtenidas con fuente real (izquierda) y con fuente virtual (derecha). En ambos casos la fuente está ubicada en el geófono 1.

En la [figura 10](#) se realiza el mismo procedimiento llamándola fuente dos, que utiliza los registros del geófono 12. Aquí vemos una clara diferencia entre el picado del arribo de la onda P en ambas secciones. Por otra parte, la fuente tres toma los registros del geófono 24 ([figura 11](#)), y observamos que las

trazas de los geófonos del 1 al 5 no son claras en la sección de fuente real, pero en la sección de fuente virtual los arribos son claros y congruentes con el resto de la sección, lo que permite al intérprete estimar apropiadamente la llegada de la onda P.



**FIGURA 10.** Comparación de imagen fuente real (izquierda) con la fuente virtual (derecha). En ambos casos la fuente está ubicada en el geófono 12.

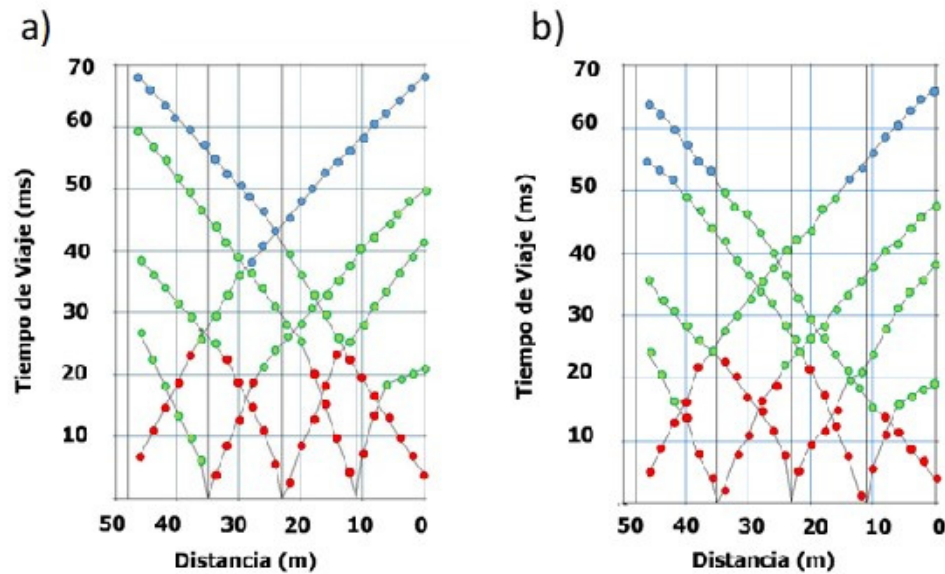


**FIGURA 11.** Comparación de imagen fuente real (izquierda) con la fuente virtual (derecha). En ambos casos la fuente está ubicada en el geófono 24.

En las figuras 9, 10 y 11 se observó una relación similar en cuanto al arribo de las ondas P tanto para la fuente real como para la fuente virtual. Esto demuestra la posibilidad de generar perfiles de refracción sísmica a partir del uso de ruido sísmico ambiental. Bajo esa premisa se consideraron los nuevos picados del arribo de ondas P recabados en la sección de refracción con fuente virtual. Éstos fueron acondicionados al módulo plotrefra de pickwin© con el fin de

seguir un procesamiento de refracción sísmica convencional. A través de este ajuste, se crearon dromocronas, con las curvas de viaje distancia-tiempo del arribo de la onda P para cada una de las tres fuentes. De igual forma se construyeron las dromocronas a partir de las cinco fuentes reales. La comparación entre las dromocronas obtenidas a partir de la fuente real contra la fuente virtual aparecen en la Figura 12.



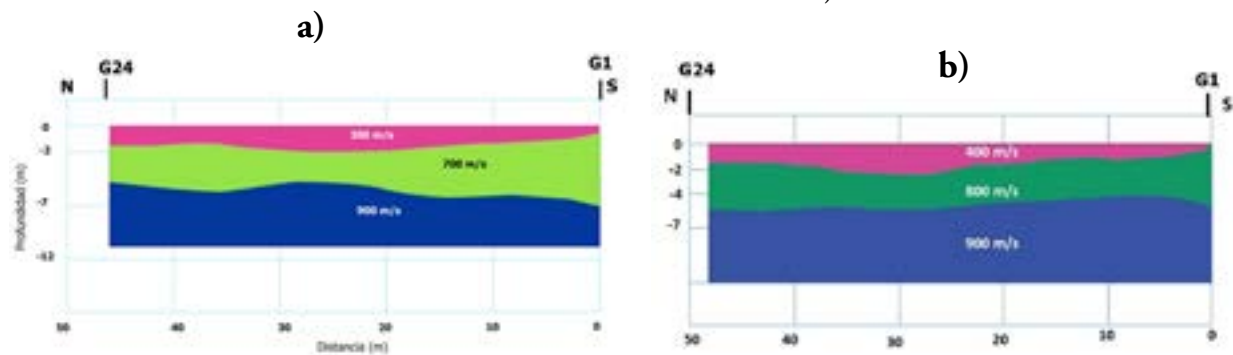


**FIGURA 12.** Comparación de dromocronas: a) fuente real y b) fuente virtual.

En la [figura 12](#) se observa que las dromocronas de la fuente real tienen pendientes con mayor inclinación en comparación con las de la fuente virtual donde se presentan curvaturas más suaves. Por otro lado, en los tiros largos los arribos de la onda P no se apreciaron en los geófonos más alejados en las secciones de fuente real a diferencia de las de fuente virtual, donde los arribos de la onda P se observan con claridad incluso en los geófonos más distantes a la fuente. En las dromocronas de la [Figura 12a](#) y [12b](#) se observan ligeros cambios en la inflexión de las curvas que corresponden a cambios de velocidad. De acuerdo a las inflexiones se asignaron 3 capas de

diferente velocidad. Tanto en la [Figura 12a](#) como en la [Figura 12b](#) se muestra la capa más somera con los puntos de color rojo. La segunda capa es representada en puntos de color verde y el semi-espacio con puntos de color azul.

Una vez seleccionadas las diferentes capas de la fuente real y fuente virtual, se aplicó un cálculo de inversión por el método Time Term Inversión (manual de *seisimager/2D/SW*), para generar un modelo bidimensional de variaciones de velocidad de onda P. En la [figura 13](#) se muestran los perfiles de velocidad de onda P obtenidos a partir de la fuente real (fuente activa) y de la fuente virtual (con ruido sísmico).



**FIGURA 13.** Comparación de perfiles de velocidad onda P a) fuente real y b) fuente virtual.

Los dos modelos constan de tres capas y coinciden en estimar la velocidad del semiespacio en 900 m/s. Pero los dos modelos discrepan en la forma y velocidad asignada a los dos estratos superficiales. El modelo generado con ruido sísmico presentó un incremento de 100 m/s para las dos capas superficiales en comparación con el modelo de fuente real. Dicha variación de velocidad se debe a dos cosas: por un lado, el aporte de distintas fuentes que están distribuidas aleatoriamente en el terreno (esto puede verse afectado por el tránsito vehicular y fuentes antropogénicas). Por otro lado, el ajuste de las nuevas dromocronas creadas a partir de las secciones virtuales, las cuales definen aún mejor el arribo de la onda P en comparación con la sección obtenida con refracción convencional. El modelo de refracción con interferometría permite seleccionar el picado del arribo de la onda P con más claridad y de ello se derivan cambios en las pendientes traduciéndolos como diferentes velocidades.

## 5. Discusión de resultados

La mayor parte de la energía que contiene el ruido sísmico son ondas superficiales. Esto no es raro por dos razones: 1) porque las fuentes que generan el ruido sísmico se encuentran en la superficie y 2) porque las ondas superficiales se atenúan menos que las ondas de cuerpo (Bard, 1999). Por ello muchos métodos de exploración que usan registros de ruido sísmico se basan en el análisis de la dispersión de ondas superficiales (SPAC, interferometría de ruido sísmico, f-k, etc.) (Okada, 2003; Campillo y Paul, 2003; Stehly *et al.*, 2006; etc). Resulta entonces más difícil identificar y resaltar las ondas de cuerpo a partir de registros de ruido sísmico. Para poder validar que las señales obtenidas en este trabajo corresponden a la reconstrucción

de ondas superficiales y ondas de cuerpo (útiles para estudios de refracción sísmica), se realizó un análisis de tiempo–frecuencia de la función de Green calculada entre los geófonos 12 y 24 (Figura 14). En esta gráfica se puede observar que hay una distinción de dos diferentes paquetes de ondas:

El primer paquete de ondas se ubica entre 6 y 10 Hz, y con tiempos de correlación variables y que llegan a tomar valores de hasta 0.025 s. Se puede observar que la energía de las ondas de diferente frecuencia llega a tiempos diferentes, una característica propia de las ondas superficiales (dispersión).

El segundo paquete de ondas, ubicado entre 12 y 25 Hz y con un tiempo de correlación aproximado de 0.035 s, no muestra un carácter dispersivo. Esto significa que las ondas que se propagan con este rango de frecuencias se mueven a la misma velocidad, tal como se comportan las ondas de cuerpo.

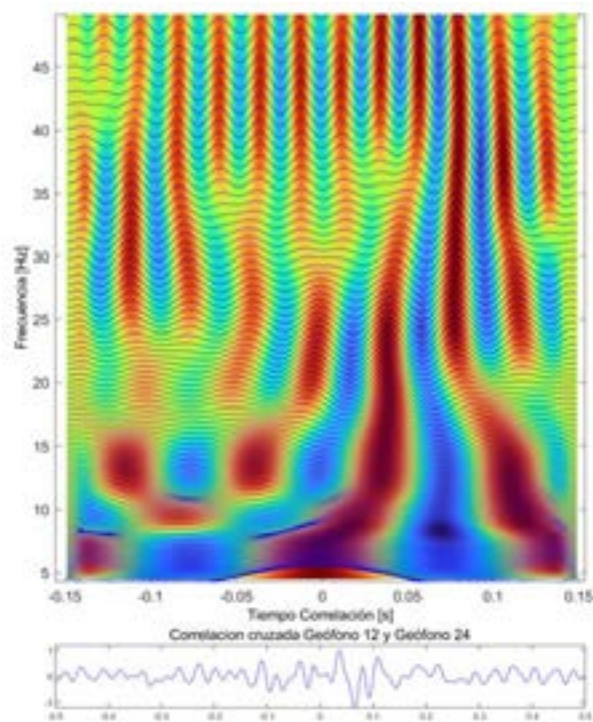
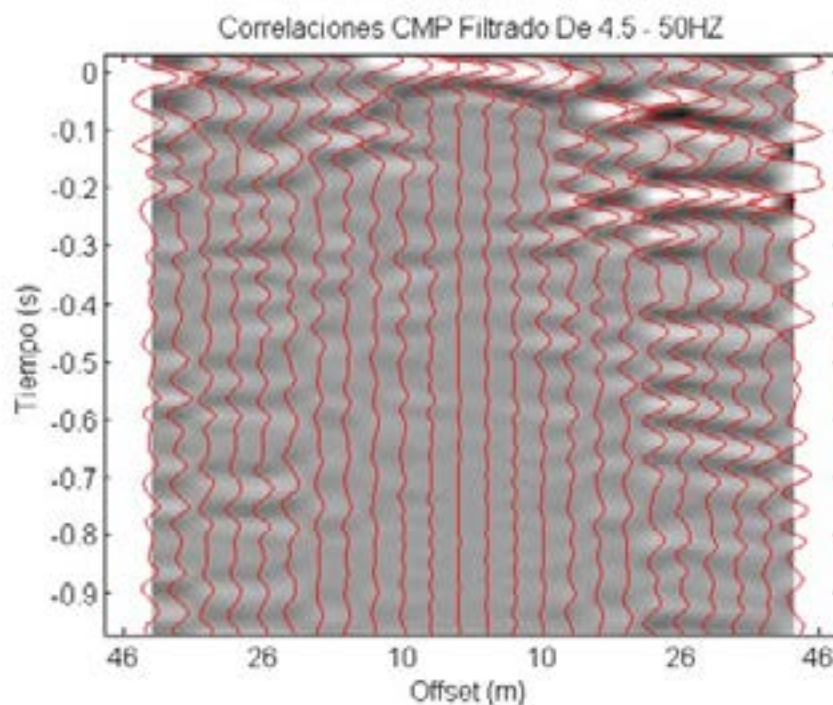


FIGURA 14. Análisis de filtrado de frecuencias.



Otra forma en que demostramos la presencia de ondas P en las secciones sísmicas es a través de una discriminación de ondas superficiales como se realiza en estudios de reflexión (Roux, 2005). Para realizar la discriminación de ondas superficiales, se creó una sección sísmica a partir de CMP (common midpoint) (Schuster *et al.*, 2004; Wapenaar, 2004; Shearer, 2009) virtual

por medio de correlaciones de ruido. Es decir, correlacionamos las trazas de los geófonos 1 y 24, las trazas de los geófonos 2 y 23, hasta las trazas de los geófonos 12 y 13. De esta forma las trazas de los geófonos 1 a 12 funcionaron como fuentes virtuales y los geófonos 13 a 24 como receptores (Figura 15).

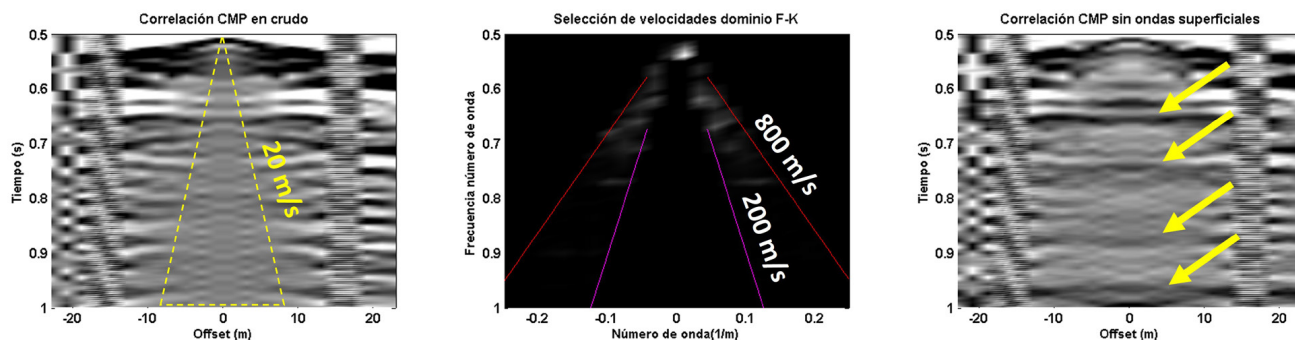


**FIGURA 15.** CMP de fuentes virtuales.

A fin de identificar las ondas de cuerpo, se realizó un análisis f-k (frecuencia - número de onda), lo cual es más fácil que en el dominio del tiempo (Stein y Wyssession, 2003).

En la figura 16 se muestra en el primer recuadro el mapa de color del CMP de las trazas previamente adquiridas en el dominio del tiempo (Figura 15), en el segundo recuadro se muestra el mapa de color en dominio f-k, donde se apli-

có un filtro pasa bandas de velocidades sísmicas entre 200 y 800 m/s (líneas punteadas roja y magenta, respectivamente), con el fin de discriminar las ondas superficiales (frecuencia baja, número de onda alto). En el tercer recuadro se muestra el mapa de color del CMP filtrado, nuevamente en el dominio de tiempo-distancia, atenuando la presencia de las ondas superficiales y resaltando la presencia de ondas de cuerpo.



**FIGURA 16.** Análisis de filtrado de frecuencias, utilizando filtro f-k. En la primera imagen de izquierda a derecha tenemos las correlaciones cruzadas ordenadas como un CMP; el cuadro amarillo representa la región donde se encuentran ondas de baja velocidad (superficiales). En la segunda imagen se tiene el mismo CMP en el dominio f-k y los rangos de velocidades para preservar las ondas de cuerpo (200-800 m/s, líneas punteadas roja y magenta, respectivamente). El tercer recuadro corresponde al CMP filtrado, nuevamente en el dominio de tiempo-distancia y donde se pueden apreciar algunos reflectores (flechas amarillas) que no se apreciaban con los datos crudos.

La comparación de estas imágenes muestra una iluminación más clara de las ondas de cuerpo recuperadas con la correlación cruzada de ruido ambiental (flechas amarillas), al atenuar las ondas superficiales, las cuales se encuentran contenidas dentro de un rango de velocidades por debajo de 20 m/s (triángulo amarillo).

## 6. Conclusiones

En este estudio se obtuvo un perfil de usando registros de ruido sísmico. Este perfil se construyó a partir de la correlación cruzada de los registros de ruido sísmico de 24 geófonos. Las correlaciones apiladas permiten la obtención de la función de Green que contiene todo el campo de ondas incluyendo las ondas P. La variación de la respuesta en la función de Green es influenciada por la distribución espacial de las fuentes de ruido, la complejidad del medio y la longitud del registro. El perfil de refracción virtual estuvo en concordancia e incluso mejorando la definición de un perfil de refracción de fuente activa real.

Con la inversión de las dromocronas se obtuvo un perfil de velocidad de onda P con 2 capas y un semiespacio. Para la primera capa se asignó una velocidad de 400 m/s, para la segunda capa una velocidad de 800 m/s y 900 m/s para el semi-espacio.

Este trabajo ha mostrado que el proceso de correlación no sólo es útil para mostrar el viaje de las ondas Rayleigh, sino también el viaje de las ondas de cuerpo P.

La calidad de la recuperación de la respuesta depende de las características del tiempo y la frecuencia, así como la distribución de las fuentes de ruido, la complejidad del medio y la longitud del registro.

Este experimento ofreció una buena oportunidad para evaluar la interferometría sísmica y la obtención de refracción sísmica a partir de estas señales. Es recomendable el uso de un tiempo de registro largo, en este caso el registro total fue de 175 minutos.

Se observó que al utilizar ruido sísmico para la recuperación de la onda P, se muestra una buena iluminación y clara identificación del primer arribo de las ondas P, incluso para los geófonos

lejanos, cosa que no se logró con las fuentes activas usadas.

Al analizar un CMP construido con estos datos se pudo observar que dentro del rango de velocidades correspondientes a las ondas superficiales (<20 m/s, triángulo amarillo en [Figura 16](#)), las ondas de cuerpo se mantenían ocultas. Al filtrar el CMP en el dominio de la frecuencia–número de onda ( $f$ - $k$ ), en un rango de velocidades de 200 a 800 m/s, se pudo discriminar la parte correspondiente a las ondas de cuerpo, las cuales ahora muestran una mejor continuidad dentro del CMP (flechas amarillas, [Figura 16](#)).

A partir de los 24 registros de vibración ambiental, fueron construidas y analizadas 5 secciones virtuales al hacer la correlación de las 23 trazas con respecto a la traza donde se localiza la fuente virtual. Una de las ventajas de aplicar este método es que se podrían estudiar numerosas secciones virtuales con tantas fuentes virtuales como el número de estaciones que hayan registrado ruido ambiental.

## Agradecimientos

Se agradecen los atinados comentarios y sugerencias de dos árbitros anónimos que contribuyeron a mejorar el presente artículo. Los recursos utilizados para el desarrollo de este trabajo fueron proporcionados por el Instituto de Ingeniería de la UNAM y por los fondos personales de investigación del segundo autor.

## Referencias

- BARD, P. Y. 1999. Microtremor measurements: A tool for site effect estimation?, The effects of surface geology on seismic motion, Yokohama, Japan, 1–3 December 1998, V. 3: 1251–1279.
- BENSEN, G. D., Ritzwoller, M. H., Barmin, M. P., Levshin, A. L., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M., and Yang, Y. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophysical Journal International*: 1239–1260.
- CAMPILLO, M., Paul, A. 2003. Long-range correlations in the diffuse seismic coda. *Science* 299: 547–549.
- CLAERBOUT, J. F. 1968. Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission response, *Geophysics*, (33): 264–269.
- CUPILLARD, P., Stehly, L., B. Romanowicz, B. 2011. The one-bit correlation: a theory based on the concepts of coherent and incoherent noise, *Geophysical Journal International*, 184: 1397–1414.
- DRAGANOV, D., X. Campman, J. Thorbecke, A. Verdel, y K. Wapenaar, 2009. Reflection imaging from ambient seismic noise, *Geophysics*, 74 (5): A63–A67.
- GEOMETRICS. 2009. Manual de SeisImager/2D, (versión 3.3 257).
- GRANADOS, I., Calò, M. y Ramos, V. 2019. Noisy Dispersion Curve Picking (NDCP): A Matlab package for group velocity dispersion picking of seismic surface waves. *Computers and Geosciences*, 133.
- HEREDIA, M. 2017. Exploración sísmica mediante métodos pasivos y activos de una caverna al poniente de la ciudad de México. (Tesis de licenciatura), Instituto Politécnico Nacional, Ticomán.
- LOBKIS, I. O., Weaver, R. L., 2001. On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field. *J. Acoustical Society of America*. 110 (6): 3011–3017.
- MATLAB package for group velocity dispersion picking of seismic surface waves. *Computers and Geosciences*, 133. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2019.104315>
- OKADA H. 2003. The microtremor survey method: Society of Exploration Geophysicists of Japan. Translated by Koya Suto, *Geophysical monograph series*, no. 12, Society of Exploration Geophysical, Tulsa.
- PAUL, A., M. Campillo, L. Margerin, E. Larose, y A. Derode. 2005. Empirical Synthesis of time asymmetrical Green functions from the correlation of coda waves: *Journal of Geophysical Research*, 110: B08302.
- REYNOLDS, John M. 2011. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. 2nd edition, Oxford, John Wiley and Sons.
- ROUX, P., K. Sabra, P. Gerstoft, y W. Kuperman 2005. P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 32: L19303.

- SABRA, K. G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W. A., 2005. Surface wave tomography from microseisms in microseisms in Southern California, *Geophysical Research Letters*, 32.
- SCHUSTER G. T., J. Yu J. Sheng and J. Rickett. 2004. Interferometric/daylight seismic imaging, *Geophysics Journal International*, 157: 838-852
- SHEARER, P. M. 2009. Introduction to seismology, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge, Cambridge University Press.
- SPICA, Z., Perton, M., Calò, M., Legrand, D., Córdoba-Montiel, F., Iglesias, A., 2016. 3-D shear wave velocity model of Mexico and South US: bridging seismic networks with ambient noise cross-correlations (C1) and correlation of coda of correlations (C3), *Geophysical Journal International*, 206: 1795–1813.
- STEHLY, L., Campillo, M., Y Shapiro, N. M., 2006. A study of the seismic noise from its long-range correlation properties, *Journal of Geophysical Research*, 111.
- STEIN, Seth y Wyssession, Michael, (2003). An introduction to seismology, earthquakes, and Earth structure, Blackwell Publishing.
- VAN Tiggelen, B.A. 2003. Green function retrieval and time reversal in a disordered world: *Physical Review Letters*, 91: 243904.
- WAPENAAR, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation: *Physics Review Letter*, 93: 254301-1–254301-4
- WAPENAAR, K., D. Draganov, R. Snieder, X. Campman, y A. Verdel 2010. Tutorial on seismic interferometry: Part 1. Basic principles and applications, *Geophysics* 75 (5): 75A195–75A209.