



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Tomografía de Interferometría Sísmica de Fuente
Activa. Aplicación al mapeo de cavidades
subterráneas en ambientes urbanos.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A :

ROBERTO CARLOS MARTÍNEZ CARRADA



Director: Dr. Martín Cárdenas Soto

México, D.F.

2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

*A mis padres Leonor y Prudencio. Mis triunfos, logros y aciertos como hijo son los
suyos como padres.*

A mi hermano Hugo. Un gran amigo.

Contenido

Resumen

Introducción

Capítulo I

Antecedentes y Marco Teórico de la Interferometría Sísmica	5
I.1 Desarrollo Histórico de la Interferometría Sísmica	5
I.2 Beneficios y Limitaciones	7
I.3 Interferometría Sísmica	8
I.4 Funciones de Green	10
I.4.1 Función Causal y Anticausal de Green	11
I.5 Ecuaciones Recíprocas de Tipo Convolutivo y Correlativo	12
I.5.1 Ecuación Acústica Recíproca de Tipo Convolutivo	13
I.5.2 Ecuación Recíproca de Tipo Correlativo	15
I.6 Ondas Superficiales	17
I.6.1 Velocidad de Fase y Velocidad de Grupo	18
I.6.2 Dispersión de Ondas Superficiales	20

Capítulo II

Sitios de Estudio y su Estructura de Velocidades	22
II.1 Zona de Estudio	22
II.2 Instrumentación	24
II.3 Geometría y Adquisición de Datos	27
II.4 Estructura de Velocidades	31
II.4.1 Perfil de Ondas P. Col. El Alfalfar (DAO)	31
II.4.1.1 Perfil de Ondas S. Calle Rosa Venus	33
II.4.2 Perfil de Ondas P. Col. Bellavista	34
II.4.2.1 Perfil de Ondas S. Calle Halcón	35

Capítulo III

Croscorrelación y Datos de Ruido	37
III.1 Pre-procesamiento de Datos de Ruido	37
III.1.1 Normalización en Tiempo	38
III.1.2 Blanqueado Espectral o <i>Whitening</i>	40
III.1.3 Cálculo de la Correlación Cruzada o Croscorrelación	41
III.2 Discretización del Medio y Análisis de Trayectorias	45

Capítulo IV

Tomografía de Datos de Croscorrelación 48

IV.1 Tomografía en la Col. El Alfalfar. (Sitio A) 49

IV.2 Tomografía en la Col. Bellavista. (Sitio B) 52

IV.2 Correlación de datos de Ruido a lo largo del Tendido de 4.5 Hz. Sitio B. 54

Capítulo V

Conclusiones y Recomendaciones 59

Referencias 62

RESUMEN

En el presente trabajo se investiga la aplicabilidad y ventajas del método de interferometría sísmica utilizando registros de ruido sísmico inducido para mapear cavidades en el subsuelo en dos sitios de la zona urbana de la Delegación Álvaro Obregón. En particular se explora la estructura del subsuelo bajo bloques de obras civiles, donde los métodos convencionales de prospección geofísica no pueden proporcionar información lateral. Para ello se utilizan un par de sismógrafos de exploración y se inducen vibraciones al subsuelo con un vibro-compactador. El ruido sísmico se registra entre un par de tendidos (que limitan el área donde se intuye que se encuentra la cavidad) conformados por 24 geófonos verticales. El procesamiento de los datos consiste en la correlación de trazas y la obtención de las funciones de correlación o funciones de Green, que capturan las características elásticas del medio. Mediante los tiempos de arribo de los trenes de onda que definen estas funciones, se construye una matriz de datos que alimenta un algoritmo de tomografía de tiempos de viaje. El proceso de inversión proporciona imágenes de la distribución de pseudovelocidad de ondas de corte (SV) bajo la aglomeración de viviendas. Los resultados de estos experimentos muestran que las zonas con ausencia de material presentan valores anómalamente bajos con respecto al material circundante. A fin de mejorar los resultados, se sugiere continuar con los experimentos con el objeto de mejorar la técnica, el empleo de datos sintéticos, perfeccionar la técnica de adquisición y procesamiento de datos, utilizando registros de mayor duración, geófonos de baja frecuencia y una fuente más estable en el rango de baja frecuencia.

INTRODUCCIÓN

Las dificultades que presentan escenarios urbanos como la presencia de casas habitación para la aplicación de métodos geofísicos de exploración sísmica convencionales, directamente sobre el objetivo en el subsuelo, hacen que sea inviable aplicar determinadas técnicas con fuente activa tales como explosivos, camiones vibradores, etc. Surge entonces la necesidad de diseñar nuevos experimentos que nos permitan conocer la geometría y ubicación de cuerpos anómalos a profundidad, y determinar la estructura del subsuelo así como la distribución de velocidades en el medio. El problema se complica cuando se requiere explorar sitios susceptibles a inestabilidades en el subsuelo dentro de los primeros 50 [m] de profundidad. Por lo anterior, es de interés resolver la distribución de propiedades elásticas del medio en zonas urbanizadas, pues es ahí donde se lleva a cabo la mayoría de las cimentaciones de casas y edificios.

En la última década ha surgido una metodología que utiliza múltiples eventos de dispersión y estima las propiedades del medio a través de los patrones de interferencia de las ondas sísmicas a fin de proporcionar información de las estructuras bajo la superficie de la Tierra (Schuster, 2009), esta técnica se denomina Interferometría Sísmica (IS). Los patrones de interferencia se construyen correlacionando y sumando las trazas sísmicas o registros obtenidos en pares de estaciones, con esto se robustece la información de las propiedades elásticas del subsuelo. Dicha técnica se desarrolla más rápidamente que otras áreas de la sismología pese a que aún se encuentra en sus primeras etapas. Algunos ejemplos de aplicación son trabajos desarrollados con el fin de detectar cuerpos anómalos enterrados a gran profundidad y ligados a la actividad volcánica (Gouédard et al., 2008), tomografías de ondas superficiales de escala continental llevadas a cabo en Europa (Yang et al., 2007) y el mejoramiento de imágenes sísmicas de reflexión con algoritmos de migración basados en la IS para la industria petrolera (Schuster, 2009), entre otras.

Su uso es factible tanto en estudios de geofísica somera como profunda. Uno de los beneficios más importantes que se obtiene al emplear la técnica de interferometría sísmica es la reubicación virtual de los tendidos fuente-receptor directamente sobre el cuerpo de estudio, evitando distorsión en los registros debido a capas someras o discontinuidades en el medio.

Al hacer la reubicación de fuentes y receptores es equivalente a aplicar correcciones estáticas a los datos de adquisición terrestres (Yilmaz, 2001). Para llevar a cabo tales efectos, no es necesario emplear un modelo de velocidades pues los datos actúan como un campo de ondas natural donde cada registro incluye información de reflexiones, ruido coherente y ondas superficiales.

Análisis convencionales de sismica de refracción como por ejemplo, retraso en tiempo o método de reciprocidad generalizada por lo general proveen imágenes con poca información sobre cavidades subterráneas (Sheelman, Mandel, 2004), porque los primeros arribos de las ondas sísmicas generalmente rodean al cuerpo de interés de baja velocidad sin un impacto importante en el tiempo de viaje, sobre todo cuando el objetivo es tridimensional.

El mapeo de cavidades subterráneas en zonas urbanas se presenta como un problema a resolver, pues no se cuenta con las condiciones adecuadas de realizar una adquisición de datos de manera directa o convencional, es decir ubicando el tendido por encima del cuerpo de estudio en superficie. Las condiciones desfavorables que presentan las ciudades como lo es encontrar viviendas y construcciones en general sobre el cuerpo de interés para mapear este tipo de oquedades hace que se recurra a la medición de ruido ambiental, también conocido como ruido cultural. Con la técnica de interferometría sísmica se pretende resolver la estructura del subsuelo al menos en sus primeros 30 [m] de profundidad, determinar la ubicación de la oquedad y su geometría.

El objetivo es aplicar el método de Interferometría Sísmica a fin de determinar las anomalías de velocidad asociadas a una cavidad bajo un conjunto de casa habitación. En la zona poniente del Valle de México se presentan problemas de derrumbes y severa afectación a conjuntos habitacionales que yacen sobre cavidades que en muchos de los casos son inestables y su presencia se advierte una vez que la manifestación en superficie ha dejado graves daños materiales.

Para lograr dicho objetivo, se tomarán los registros de ruido inducidos por una vibrocompactadora en dos sitios diferentes (Col. Alfalfar y Col. Buenavista) y se realizará la crosacorrelación entre pares de estaciones a fin de encontrar la función de Green entre ellas. La imagen de tomografía se logra a través de la discretización del medio en celdas y

haciendo un análisis de las trayectorias y sus velocidades que las atraviesan. Las cavidades se mapean como una anomalía de baja velocidad.

Capítulo

I

Antecedentes y Marco Teórico de la Interferometría Sísmica

I.1 Desarrollo Histórico de la Interferometría Sísmica

La Interferometría Sísmica (IS) es una técnica de exploración geofísica que abre todo un campo de conocimientos en esta disciplina, se caracteriza por utilizar reflejos conocidos como *multiples* y *scattering* provenientes del subsuelo y que proveen información de las estructuras del interior de la Tierra (Schuster, 2009)

Esta técnica es relativamente nueva dentro del campo de la sismología de exploración. (Claerbout, 1968) fue pionero dentro de este campo y mostró cómo la función de Green sobre la superficie de la Tierra podía ser obtenida auto-correlacionando registros provenientes de fuentes ubicadas a una determinada profundidad. Para tal efecto, se asumió desconocida la ubicación de la fuente y el tiempo de excitación, por ello en sus orígenes, la IS fue considerada un método de fuente pasiva.

La teoría de Claerbout fue demostrada rigurosamente para un medio unidimensional, siendo validado para sismogramas sintéticos (Claerbout, 1968), (Scherbaum, 1987), (Katz, 1990).

Pese a ello, aún se desconocía si la teoría podía ser extendida a un medio tridimensional. Claerbout (1999) postuló que la correlación de trazas sísmicas podía ser extendida a modelos multidimensionales y nombró a este método “*Acoustic Daylight*”, el término “daylight” implica una distribución aleatoria de fuentes que emiten energía sísmica incoherente. Claerbout, en ese mismo año, concluyó que la cros-correlación de trazas generadas por una distribución de fuentes a profundidad pero registradas sobre la superficie de la Tierra podía proveer sismogramas virtuales. (Claerbout & Rickett, 1999) enunciaron entonces que con la cros-correlación de trazas registradas sobre la superficie terrestre se puede construir el campo de ondas que se registraría en una estación ubicada en un punto **A** si una fuente fuese colocada en otro punto **B**.

Los esfuerzos por validar las aseveraciones de Claerbout (Cole, 1995; Weller, 1975) para un medio tridimensional fueron inconclusos.

Correlacionaron trazas sobre largas ventanas de tiempo y apilaron los registros, pese a ello sus resultados no validaron la hipótesis que Claerbout propuso en 1968. (Duvall *et al.*, 1993) en su calidad de físico solar, con ayuda de mediciones satelitales del movimiento en la superficie del Sol, cros-correlacionó los registros de vibración solar con el fin de inferir información acerca de la estructura interna del Sol. Sentando de esta manera las bases de lo que se conocería como la Heliosismología. Rickett & Claerbout, (1999) presentaron una colección de registros virtuales obtenidos mediante correlación de registros de vibración provenientes de la superficie solar que demostraban empíricamente la validez de la conjetura de Claerbout propuesta en 1968. Irónicamente, la correlación de registros de vibración solar demostró convincentemente la veracidad de la técnica *Acoustic Daylight* aún antes de ser probada en la Tierra, por ello se le llamó de manera formal Heliosismología.

Schuster (2001) renombró *acoustic daylight* por Interferometría Sísmica. Este tipo de interferometría fue clasificada como determinística comparada con la interferometría difusa de *acoustic imaging* (Wapenaar *et al.*, 2006). Unos de los logros más notorios en este campo de la sismología de exploración (Snieder *et al.*, 2002) mostró cómo la interferometría sísmica puede ser usada para extraer información del subsuelo de la coda de los sismos, la cual está dominada por múltiples eventos de *scattering* (Gerstoft *et al.*, 2006). Recientemente Wapenaar *et al.*, (2002) demostraron rigurosamente la propuesta de

Claerbout (1968) usando el teorema de Green, con lo que se proveía una base matemática sólida a la teoría de la interferometría sísmica. Como resultado surgió la ecuación que gobierna la interferometría sísmica, la ecuación acústica recíproca de tipo correlativo (Wapenaar, 2004).

Actualmente se emplea la Interferometría Sísmica para intentar resolver problemas de la sismología de exploración petrolera, (Schuster, 2009) donde se busca mejorar las imágenes de migración bajo cuerpos subsalinos, proveer imágenes de tomografías de ondas superficiales (Gouedard, et al, 2008) o determinar la estructura del subsuelo con imágenes de reflexión (Draganov, et al, 2008).

I.2 Beneficios y limitaciones

Uno de los beneficios más importante al emplear la técnica de interferometría sísmica es poder reubicar los tendidos fuente-receptor de manera virtual. Con esto se logra reubicarlos directamente sobre el cuerpo de estudio, evitando efectos de distorsión debido a capas someras o discontinuidades en el medio y logrando así una mejor resolución y una imagen más robusta del objetivo y de las propiedades elásticas del medio. Realizando dicha reubicación virtual de fuentes y receptores, es equivalente a aplicar correcciones estáticas a los datos de levantamientos terrestres (Yilmaz, 2001). Para llevar a cabo tales efectos, no es necesario emplear un modelo de velocidades pues los datos actúan como un campo de ondas natural ya que cada registro incluye información de *múltiples*, ruido coherente así como de ondas superficiales. Es posible, por otra parte, la inversión de ondas superficiales, predicción y eliminación de las mismas, interpolación y extrapolación de trazas, construcción de secciones de refracción interferométricas y representación de estructuras del subsuelo por medio de sísmica pasiva. Este proceso se lleva a cabo a partir del análisis espectral de las ondas superficiales del tipo Rayleigh, incluidas en el ruido sísmico ambiental producido por el tráfico y por otras actividades características de los medios urbanos.

Por otra parte, las imágenes de tomografía solo muestran resultados en el rango de los 20 [s], pues la información contenida en los registros de ruido se pierde a altas frecuencias por la atenuación de medio. Si bien es cierto que la crosocorrelación de señales

aleatorias de ruido es una técnica novedosa y hasta cierto punto más económica que las de fuente activa, también es preciso señalar que se requieren de estaciones sísmicas permanentes registrando ininterrumpidamente durante largos periodos de tiempo, los trabajos que requieren caracterizar objetivos a kilómetros de profundidad (Gouedard, et al, 2008) requieren registros que van desde los 8 meses e incluso más de un año de registro de ruido ambiental.

I.3 Interferometría Sísmica

La correlación entre sí de un par de trazas sísmicas y la suma del correlograma resultante para diferentes pares de estaciones, es el procesamiento básico de la interferometría sísmica (Gouedard, et al, 2008). Con ésta secuencia básica se obtiene la señal que se registraría debido a una fuente y/o receptor virtuales, conocida también como la función de Green (Figura 1.1). La suma se lleva a cabo para incrementar la relación señal a ruido, esta suma o apilado resulta conveniente especialmente en trazas muy ruidosas.

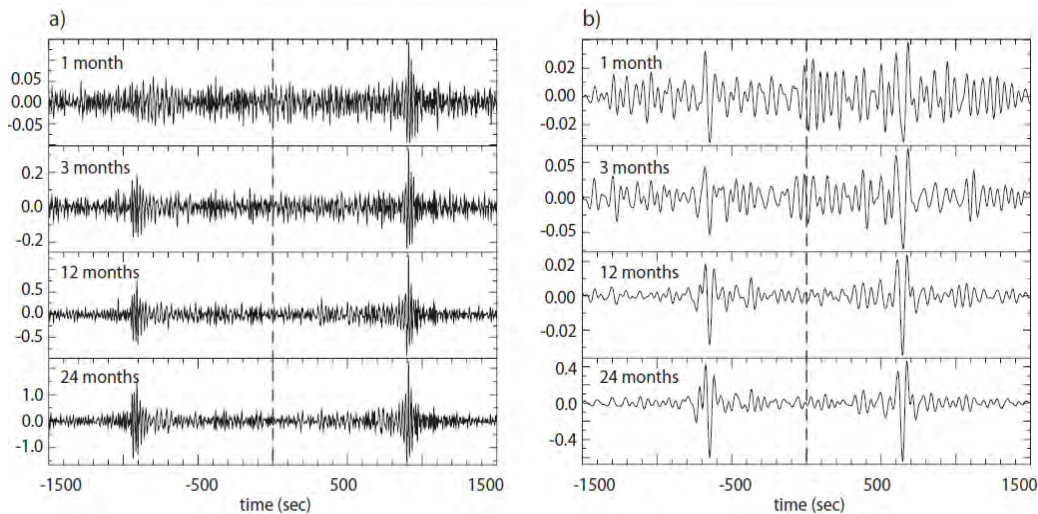


Figura 1.1. a) La forma de onda representa el apilamiento de funciones de Green de hasta 2 años de registro, a medida que el tiempo de grabación es mayor, las funciones Causal y Anticausal de Green resaltan en amplitud. b) registros de ruido después de aplicarse un filtro pasa-banda a diferentes periodos. (Modificada de Bensen et al., 2007).

En términos generales, el campo de ondas excitado por una fuente impulsiva en **B** con tiempo inicial t_s y un receptor en **A** describe la función de Green $g(\mathbf{A}, t | \mathbf{B}, t_s)$. Por lo tanto, N fuentes con profundidad z_A está dada por:

$$\Phi(B|A) = \sum_{z_A} D(B|A)D(B|A)^* , \quad 1.1$$

donde $A = (x_A, y_A, z_A)$ representa la ubicación de la fuente mientras que el receptor tiene su posición en $B = (x_A, y_A, 0)$ justo por encima de la fuente en el subsuelo. Al realizar la Transformada Inversa de Fourier a la función de correlación $\Phi(B|A)$ obtenemos que:

$$\phi(B, t|A) = N \left[\overbrace{2\pi\delta(t + \tau_{yzy})}^{\text{anticausal}} + \overbrace{4\pi\delta(t) + 2\pi\delta(t - \tau_{yzy})}^{\text{causal}} \right] , \quad 1.2$$

de la ecuación anterior, cabe resaltar que la parte causal corresponde a los datos registrados debido a una fuente justo por encima del cuerpo de estudio. La formulación anterior corresponde al análisis hecho para deducir las funciones de Green, las cuales explican formalmente en el siguiente apartado. Existen funciones de Green tanto para medios acústicos, como elásticos, sin embargo, las formulaciones siguientes se basan en medios acústicos, pese a que la tierra se trata de un medio elástico, no obstante, cualquier medio elástico, propaga las ondas sonoras; se dice que tal medio ofrece una determinada impedancia acústica, que es el impedimento, obstáculo o reacción del movimiento vibratorio, la relación de la presión sonora en un punto dado a la velocidad de vibración de las partículas en el mismo punto para la propagación del frente de onda.

I.4 Funciones de Green

La función acústica de Green para un medio tridimensional corresponde a la respuesta de una fuente impulsiva en un medio acústico. En el dominio de la frecuencia satisface la ecuación de Helmholtz en tres dimensiones para un medio acústico arbitrario lineal y con densidad constante (Morse & Feshbach, 1953):

$$(\nabla^2 + k^2)G(g|s) = -\delta(s - g) , \quad 1.3$$

donde $k = \omega/v(g)$, y $\delta(s - g) = \delta(x_s - x_g)\delta(y_s - y_g)\delta(z_s - z_g)$. Existen dos soluciones independientes a la ecuación diferencial parcial de segundo orden: la función causal y la

anticausal de Green, $G(g|s)$ y $G(g|s)^*$ respectivamente. La función causal de Green para un medio homogéneo con velocidad v esta dada por

$$G(g|s) = \frac{1}{4\pi} \frac{e^{ikr}}{r}, \quad 1.4$$

donde el numero de onda $k = \omega/v$, $r = |g - s|$, y $1/r$ representa el factor de dispersión para una propagación esférica también conocido como divergencia geométrica.

El significado físico de la ecuación tridimensional de Green se reduce a las oscilaciones armónicas provenientes de una fuente situada en \mathfrak{s} y receptor ubicado en \mathfrak{g} . Sin embargo, la ecuación 1.2 cumple con el principio de reciprocidad ya que la fuente y el receptor pueden intercambiarse de manera que $G(g|s) = G(s|g)$. Esto significa que una traza registrada en un punto receptor **A** excitado mediante una fuente ubicada en un punto **B**, será lo mismo que registrar la señal en **B** mientras se excita desde un punto **A**.

I.4.1 Funciones Causal y Anticausal de Green

Aplicando la transformada de Fourier a la ecuación 1.2 obtenemos la función causal de Green definida como

$$\begin{aligned} g_c = (g, t|s, t_s) &= \mathcal{F}^{-1}(G(g|s)) = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{i\omega(r/v - (t-t_s))}}{4\pi r} d\omega, \\ &= \frac{1}{2} \delta(t - t_s - r/v)/r, \end{aligned} \quad 1.5$$

donde $r = |s - g|$ y

$$\delta(t - t_s - r/v) = \begin{cases} \infty & \text{si } t - t_s = r/v, \\ 0 & \text{si } t - t_s \neq r/v. \end{cases} \quad 1.6$$

Hay que notar que la función de Green es estacionaria en el tiempo, esto es $g_c(g, t|s, t_s) = g_c(g, t - t_s|s, 0)$, lo que significa que la función de Green depende sólo de la diferencia temporal de la fuente t_s y el tiempo de observación t .

La función anticausal de Green se obtiene de manera similar, sólo que ahora tomamos la transformada inversa de Fourier de $G(g|s)^*$ para conseguir

$$g_a = (g, t|s, t_s) = 0.5\delta(t - t_s + r/v)/r , \quad 1.7$$

que corresponde a la función anticausal de Green para un medio homogéneo, donde las ondas se propagan antes de la excitación de la fuente. La función anticausal de Green es usada para migración comparada con la función causal de Green, la cual es empleada para modelado. La función anticausal de Green describe un frente de onda circular que se contrae con centro en la fuente que se termina en el tiempo t_s .

Se llama anticausal porque existe y tiene carácter contráctil (Figura 1.1) antes que la fuente inicie en t_s , y desaparece cuando la fuente inicia la excitación del medio. Esta función resulta importante en migración sísmica pues con ella se enfocan los objetivos y la energía es llevada a su lugar de origen.

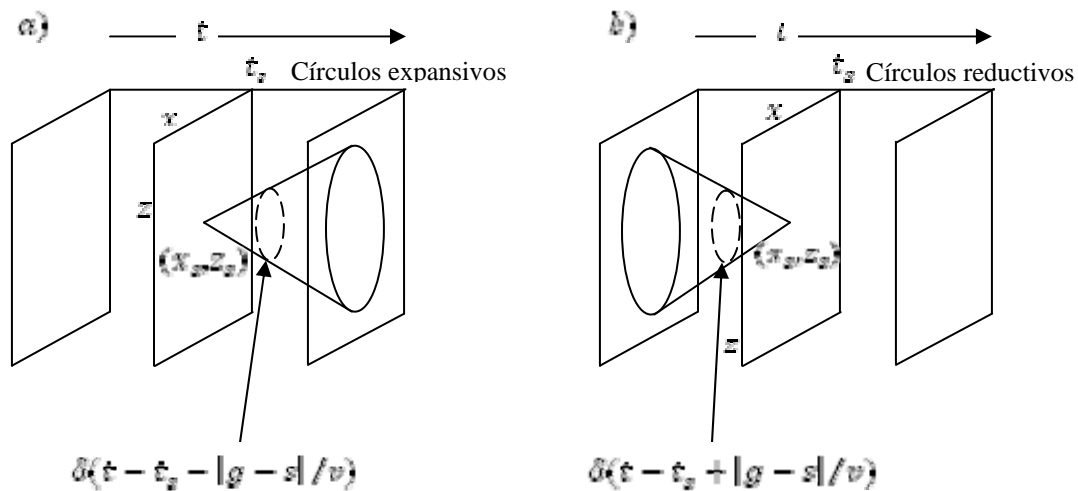


Figura 1.2. Esquemas de las funciones de Green causal (a) y anticausal (b) producto de una fuente enterrada en $s = (x_s, z_s)$.

I.5 Ecuaciones Recíprocas de Tipo Convolutivo y Correlativo

En este apartado, se abordará la problemática que involucra la deducción de la ecuación gobernante de la interferometría sísmica, la ecuación recíproca de tipo correlativo (Bojarki, 1983; Wapenaar, 2004). Se trata de una ecuación integral basada en el teorema de Green, solo que el integrando es ahora un producto de ambas funciones causal y anticausal de Green. Por otra parte, la ecuación recíproca de tipo Convolutivo es una ecuación integral donde el kernel está formado por productos de de funciones causales de Green.

I.5.2 Ecuación Acústica Recíproca de Tipo Convolutivo

Con el fin de poder formular la ecuación recíproca de tipo convolutiva, es necesario suponer un medio acústico como el que se ilustra en la figura 1.3, donde $G(\mathbf{x}|\mathbf{A})$ puede ser interpretada como un campo de ondas producido por una fuente localizada en \mathbf{A} y registrada en un punto \mathbf{x} dentro de un volumen de integración V . Esta ecuación es deducida a partir de las ecuaciones de Helmholtz para un volumen como el de la figura 1.3, estas ecuaciones son las que se muestran a continuación:

$$(\nabla^2 + k^2)G(x|A) = -\delta(x - A), \quad 1.8$$

$$(\nabla^2 + k_0^2)G_0(x|B) = -\delta(x - B), \quad 1.9$$

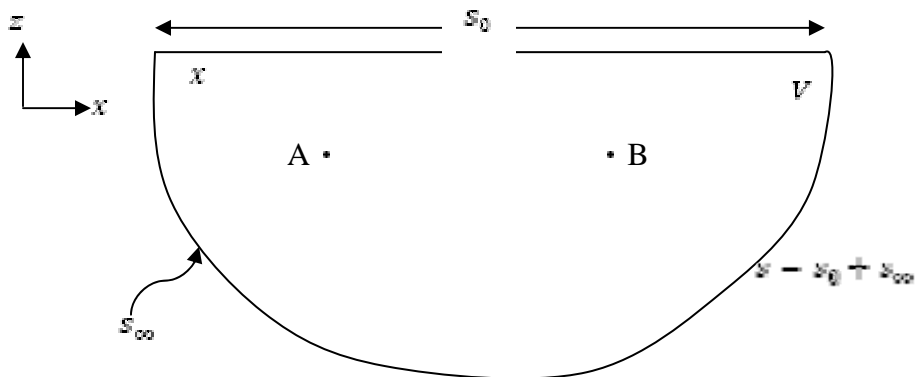


Figura 1.3. Volumen arbitrario V con un punto x de integración a lo largo de la frontera S .

Se asume que dentro del volumen la distribución de velocidades es la misma, de tal modo que se cumple que $v(x) = v_0(x)$, mientras que fuera de éste tenemos que $v(x) \neq v_0(x)$. Multiplicando la ecuación 1.8 y 1.9 por $G_0(x|B)$ y $G(x|A)$ respectivamente y restando obtenemos la siguiente expresión:

$$G_0(x|A)\nabla^2 G(x|A) - G(x|A)\nabla^2 G_0(x|B) = G(x|A)\delta(x - B) - G_0(x|B)\delta(x - A), \quad 1.10$$

La ecuación anterior es válida para toda x dentro del volumen de integración. Usando la regla del producto para diferencias $d(fg) = g(df) + f(dg)$, tenemos que

$$G(x|A)\nabla^2 G_0(x|B) = \nabla \cdot [G(x|A)\nabla G_0(x|B)] - \nabla G(x|A) \cdot \nabla G_0(x|B),$$

$$G_0(x|B)\nabla^2 G(x|A) = \nabla \cdot [G_0(x|B)\nabla G(x|A)] - \nabla G_0(x|B) \cdot \nabla G(x|A). \quad 1.11$$

Ahora bien, colocando las identidades 1.11 en la ecuación 1.10 e integrando teniendo en cuenta como límite el volumen encerrado por $S = s_0 + s_\infty$ y utilizando el Teorema de Green resulta finalmente

$$\int_V \nabla^2 f(x) dx^3 = \int_S \nabla f(x) \cdot \hat{n} dx^2, \quad 1.12$$

donde \hat{n} es el vector unitario normal a la frontera S , de esta manera llegamos a la ecuación de reciprocidad de tipo convolutivo

$$G(B|A) - G_0(A|B) = \int_S \left[G_0(x|B) \frac{\partial G(x|A)}{\partial n_x} - G(x|A) \frac{\partial G_0(x|B)}{\partial n_x} \right] d^2x. \quad 1.13$$

donde $\frac{\partial G_0(x|B)}{\partial n_x} = \hat{n} \cdot \nabla G_0(x|B)$ cuando B no está sobre la frontera. La ecuación 1.13 se conoce como la ecuación recíproca de tipo convolutivo.

I.5.2 Ecuación acústica recíproca de tipo correlativo

Esta ecuación resulta de especial interés pues se trata de la formulación que gobierna la interferometría, su deducción es muy parecida a la ecuación recíproca convolutiva. A diferencia de la ecuación 1.12, donde el integrando queda expresado por funciones causales de Green, la ecuación recíproca correlativa es una ecuación integral donde intervienen ambas funciones de Green, causal y anticausal. Se parte del mismo modo, suponiendo un volumen arbitrario V encerrado por una frontera S . Las ecuaciones de Helmholtz para este medio son ahora

$$(\nabla^2 + k^2)G(x|A) = -\delta(x - A), \quad 1.14$$

$$(\nabla^2 + k^2)G(x|B)^* = -\delta(x - B) \quad 1.15$$

Multiplicando las expresiones 1.14 y 1.15 por $G_0(x|B)$ y $G(x|A)$ respectivamente, donde $G(x|A)$ puede ser interpretada como un registro producto de una fuente ubicada en un punto interior A dentro de un volumen V

donde $k = \omega/v(x)$, $k_0 = \omega/k_0(x)$, para toda x que está dentro del volumen V. Los puntos A y B pueden ser considerados como fuentes internas dentro del mismo volumen. Dentro del volumen de integración, la distribución de velocidades es la misma, es decir se cumple que $v(x) = v_0(x)$ mientras que fuera de la frontera se seba que $v(x) \neq v_0(x)$. Multiplicando la ecuación (1.14) por $G(x|B)^*$ y la ecuación (1.15) por $G(x|A)$ y sustrayendo obtenemos que

$$G(x|B)^*\nabla^2 G(x|A) - G(x|A)\nabla^2 G(x|B)^* = G(x|A)\delta(x - B) - G(x|B)^*\delta(x - A), \quad 1.16$$

La ecuación (1.16) es válida para toda x dentro del volumen de integración. Usando la regla para diferenciación $d(fg) = g(df) + f(dg)$, obtenemos

$$\begin{aligned} G(x|A)\nabla^2 G_0(x|B) &= \nabla \cdot [G(x|A)\nabla G_0(x|B)] - \nabla G(x|A) \cdot \nabla G_0(x|B), \\ G_0(x|B)\nabla^2 G_0(x|A) &= \nabla \cdot [G_0(x|B)\nabla G(x|A)] - \nabla G_0(x|B) \cdot \nabla G(x|A). \end{aligned}$$

1.17

Insertando las identidades (1.17) en la ecuación (1.16) e integrando sobre el volumen encerrado por la frontera S y usando el teorema de Gauss llegamos a

$$\int_V \nabla^2 f(x) dx^3 = \int_S \nabla f(x) \cdot \hat{n} dx^2, \quad 1.18$$

donde \hat{n} es el vector unitario normal a la frontera S , de esta manera llegamos a la ecuación de reciprocidad de tipo correlativo

$$G(B|A) - G(A|B)^* = \int_S \left[G(x|B)^* \frac{\partial G(x|A)}{\partial n_x} - G(x|A) \frac{\partial G(x|B)^*}{\partial n_x} \right] d^2x. \quad 1.19$$

Para que la ecuación 1.19 sea válida tanto \mathbf{A} como \mathbf{B} no deben estar sobre la frontera. Se le conoce como la ecuación recíproca de tipo correlativo porque los integrados están compuestos por la multiplicación de funciones por sus conjugados, los cuales se convierten en correlaciones en el dominio del tiempo mediante la transformada inversa de Fourier.

La ecuación 1.19 se considera la ecuación fundamental que gobierna la interferometría.

I.6 Ondas Superficiales

Las señales de ruido como la mostrada en la figura 1.4 están compuestas por los denominados *multiples*, *scattering* y por ondas superficiales, esencialmente por ondas de Rayleigh (Curtis A., et al, 2006). Este tipo de ondas se forman a partir de la energía que queda atrapada en las capas más superficiales de tierra, se trata de ondas de periodos largos, su amplitud decae con la profundidad a una razón aproximada de r^{-1} desde la fuente y se caracterizan también por presentar la propiedad de dispersión, es decir, su velocidad aparente a lo largo de la superficie varía con la frecuencia.

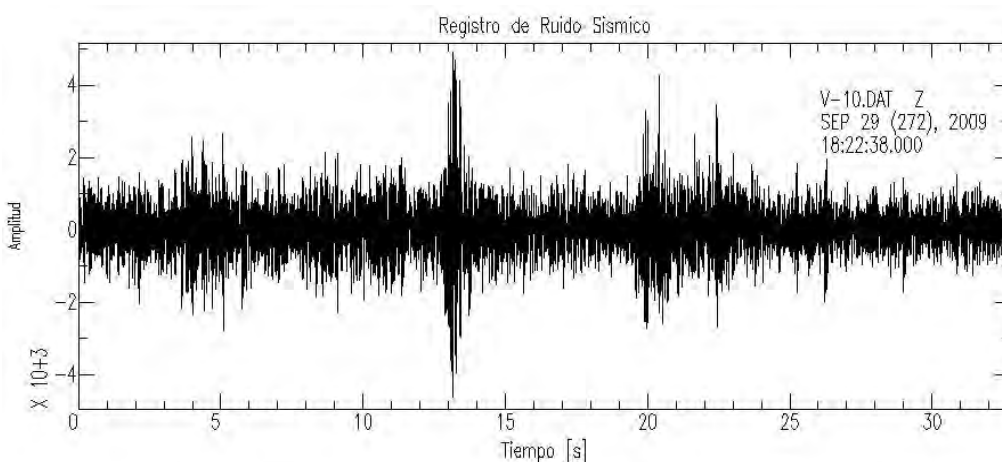


Figura 1.4 Ejemplo de un registro de ruido sísmico con una longitud de 32[s].

Se pueden distinguir esencialmente dos tipos de ondas superficiales, las ondas de Rayleigh y las ondas Love, llamadas así en honor a los científicos que demostraron su existencia matemáticamente. Las primeras son una combinación de ondas P y SV mientras que las ondas Love son resultado de ondas SH atrapadas cerca de la superficie de la tierra. En la figura 1.5 se muestra la geometría de las ondas superficiales, donde las ondas Rayleigh se desplazan en el plano X-Z, mientras que las ondas Love lo hacen paralelo al eje Y.

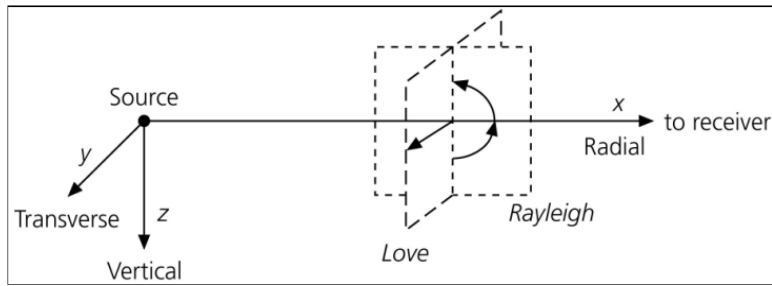


Figura 1.5 Geometría de ondas superficiales y sus planos de desplazamiento. Tomada de Stein (2002)

I.6.1 Velocidad de Fase y Velocidad de Grupo

Con el fin de comprender estos dos conceptos importantes, supongamos dos ondas armónicas con frecuencias y números de onda ligeramente distintos. Ahora bien, resulta conveniente sumar ambas ondas de la siguiente manera

$$u(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - k_2 x). \quad 1.20$$

Los números de onda y frecuencias angulares pueden ser expresados en términos de diferenciales y sus valores promedio ω y k de la siguiente manera

$$\begin{aligned} \omega_1 &= \omega + \delta\omega, & \omega_2 &= \omega - \delta\omega, & \omega &\gg \delta\omega, \\ k_1 &= k + \delta k, & k_2 &= k - \delta k, & k &\gg \delta k, \end{aligned} \quad 1.21$$

Sustituyendo las expresiones anteriores en 1.19, es posible sumar ambos cosenos, simplificar y obtener que

$$\begin{aligned} u(x, t) &= \cos(\omega t + \delta\omega t - kx - \delta kx) + \cos(\omega t - \delta\omega t - kx + \delta kx) \\ &= 2 \cos(\omega t - kx) \cos(\delta\omega t - \delta kx). \end{aligned} \quad 1.22$$

De acuerdo a la ecuación 1.21, podemos observar que la suma de las dos ondas armónicas se reduce a la multiplicación de dos cosenos. Dado que $\delta\omega$ es menor que ω , el segundo término de la ecuación tiene una menor frecuencia y éste varía más lentamente que

el primero, análogamente, en el primer término, δk es menor que k , por lo que el primer término varía más lentamente en espacio. Podemos deducir de lo anterior, que existe una onda portadora que viaja con frecuencia ω y número de onda k y una onda envolvente más lenta con frecuencia $\delta\omega$ y número de onda δk figura 1.6. La envolvente se propaga con velocidad de grupo:

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k}, \quad 1.23$$

mientras que otra onda que se desplaza dentro de la envolvente lo hace con velocidad de fase:

$$c = \frac{\omega}{k}. \quad 1.24$$

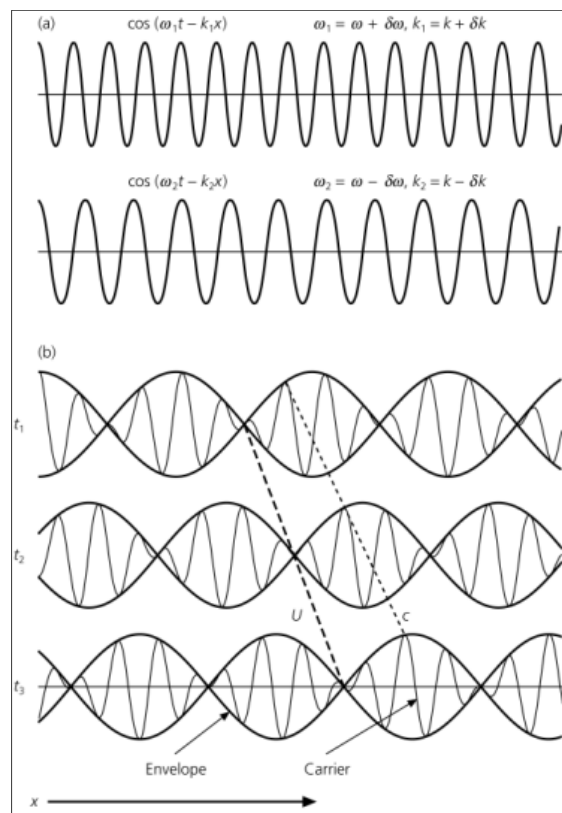


Figura 1.6 Velocidad de la onda portadora y la envolvente C y U respectivamente. Tomada de Stein (2002).

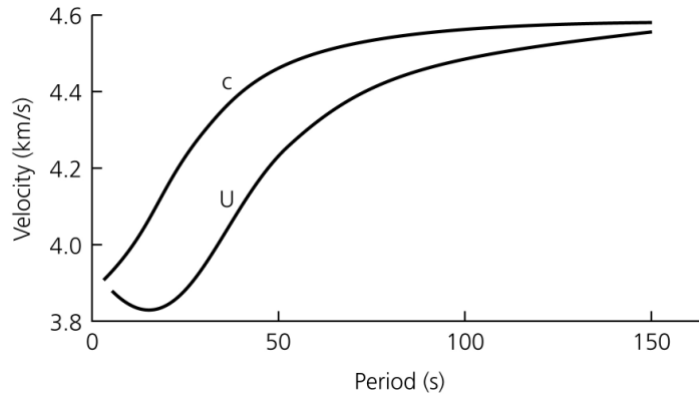


Figura 1.7 Gráfica de la velocidad de fase (C) y velocidad de grupo (U).

La velocidad de grupo puede ser encontrada dividiendo la distancia entre la fuente y el receptor por el tiempo de viaje del grupo de ondas. Este método puede ser implementado de una manera más sofisticada aplicando la Transformada de Fourier a la señal con el fin de resaltar paquetes de ondas con diferente contenido de frecuencia y por ende de periodo y filtrando a distintas bandas de frecuencia se puede construir diferentes velocidades de grupo para un mismo sismograma.

I.6.2 Dispersión de Ondas superficiales

Si la velocidad de fase en un tren de ondas no varía con la frecuencia, las fases relativas de las componentes de frecuencia de una señal no son alteradas, de modo que la señal no se distorsiona al propagarse por un medio elástico. Por otro lado, si la velocidad de fase cambia con la frecuencia, las componentes de frecuencia individuales no van a mantener sus relaciones de fase iniciales al viajar por el medio, resultando en la deformación o distorsión de la señal. Este efecto se denomina dispersión debido a que las diferentes velocidades de fase de las componentes de frecuencia permiten que las ondas “rápidas” adelanten en fase a las ondas “lentas”, dispersando gradualmente las relaciones de fase originales.

Dado que las ondas superficiales varían su velocidad dependiendo de la profundidad, las convierte en una herramienta útil para estudiar la estructura de la tierra. En estudios de ondas superficiales se suele emplear mediciones de velocidad de fase y velocidad de grupo,

siendo estas últimas en ser visualizadas más fácilmente en los sismogramas, pues se presentan en paquetes de ondas. Es conveniente el estudio de las ondas superficiales pues proveen información del subsuelo que puede ser obtenida mediante las llamadas curvas de dispersión (figura 1.8), ya que graficando periodo contra velocidad, ya sea de fase o de grupo, podemos observar el comportamiento de la dispersión de una señal sísmica que contenga ondas superficiales.

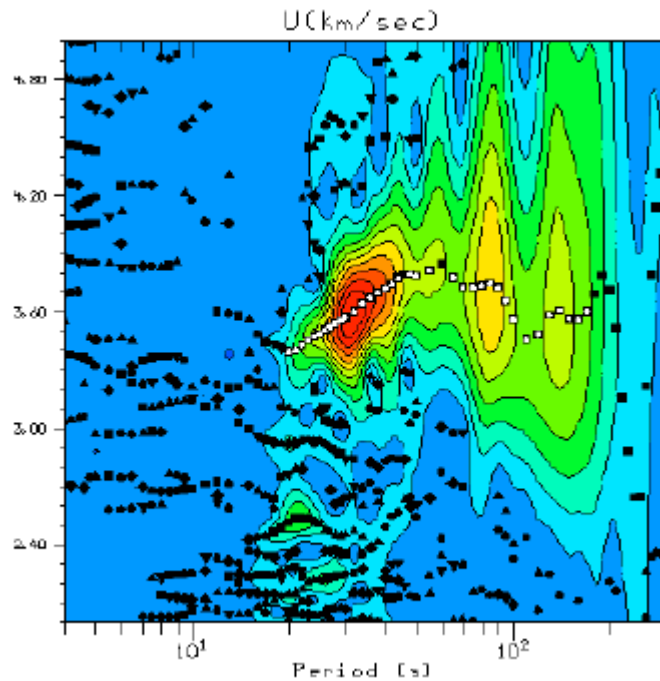


Figura 1.8 Ejemplo de una curva de dispersión. Se muestran en cuadros blancos la energía máxima del modo fundamental de ondas de Rayleigh.

Capítulo

II

Sitios de Estudio y su Estructura de Velocidad

En este capítulo se describen la zona de estudio en general y los sitios donde se llevaron a cabo estudios para determinar la estructura de velocidad de ondas P y S, las cuales se encontraron a partir de un estudio convencional de sismica de refracción. A su vez, se describe el experimento de campo para la adquisición de los datos de tomografía de Interferometría Sísmica dado que se aprovecharon los tendidos sísmicos de refracción.

II.1 Zona de estudio

De acuerdo a trabajos de zonificación (Santoyo-Villa, et al., 2005), el Valle de México puede ser dividido en tres zonas geotectónicas, la Zona de Lomas, la Zona Transicional y la Zona de Lago.

La Delegación Álvaro Obregón (DAO) se ubica al poniente de la Ciudad de México, entre los paralelos $19^{\circ}14'N$ y $19^{\circ}25'S$, y los meridianos $99^{\circ}10'E$ y $99^{\circ}20'O$, colinda al norte con la Delegación Miguel Hidalgo, al oriente con las Delegaciones Benito Juárez y Coyoacán, al sur con Magdalena Contreras y Tlalpan y al poniente con la Delegación Cuajimalpa y el Estado de México. Presenta una forma alargada con dirección NE-SW y cuenta con una extensión territorial de 96.17 km^2 , (figura 2.1).

La DAO se localiza geológicamente sobre las laderas del volcán San Miguel, perteneciente a la Sierra de la Cruces, predominan rocas producto de derrames de lava y piroclastos fracturados y afallados. Con estas características, en conjunto con la altimetría, pendientes y laderas, ocasiona que la zona sea susceptible de presentar inestabilidad en los taludes. Esta zona se caracteriza por presentar un relieve accidentado el cual puede ser clasificado como laderas montañosas, planicie lacustre y piedemonte.

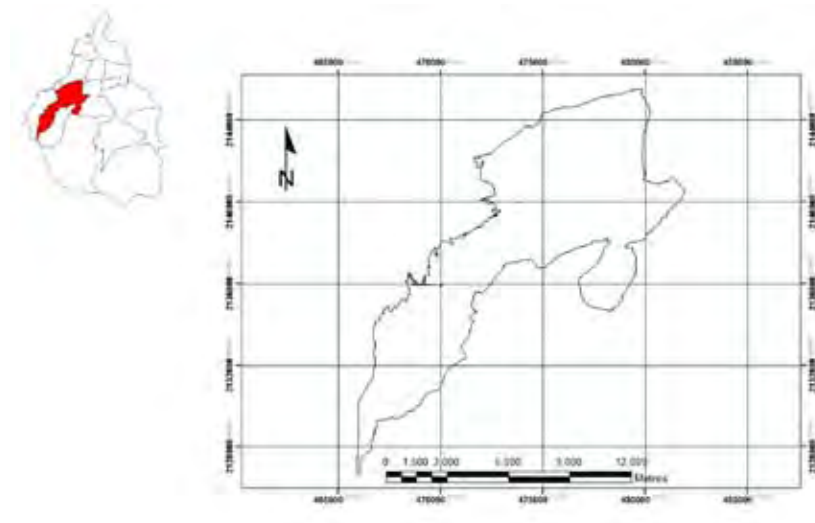


Figura 2.1. Ubicación de la DAO dentro de los márgenes del Distrito Federal.

La zona más susceptible de ser explotada es el piedemonte, debido al gran aporte de sedimentos de los cuales se constituye. (Mooser, 1992) reconoce en el piedemonte de la sierra de Las Cruces las siguientes unidades litológicas: 1) derrames piroclásticos, 2) arenas, 3) erupciones plinianas de pómez, 4) derrames piroclásticos Cuquita y 5) erupciones de nubes ardientes menores de polvo fino. La litología de la DAO es evidencia de una intensa actividad volcánica que data del pleistoceno.

Se llevaron a cabo dos experimentos en dos sitios diferentes de esta delegación. El primero de ellos tuvo lugar entre las calles de Rosa Verde y Rosa Venus, en la colonia El Alfalfar. La segunda campaña se realizó en la esquina de las calles Faisán y Halcón en la colonia Bellavista, (ver figura 2.2).

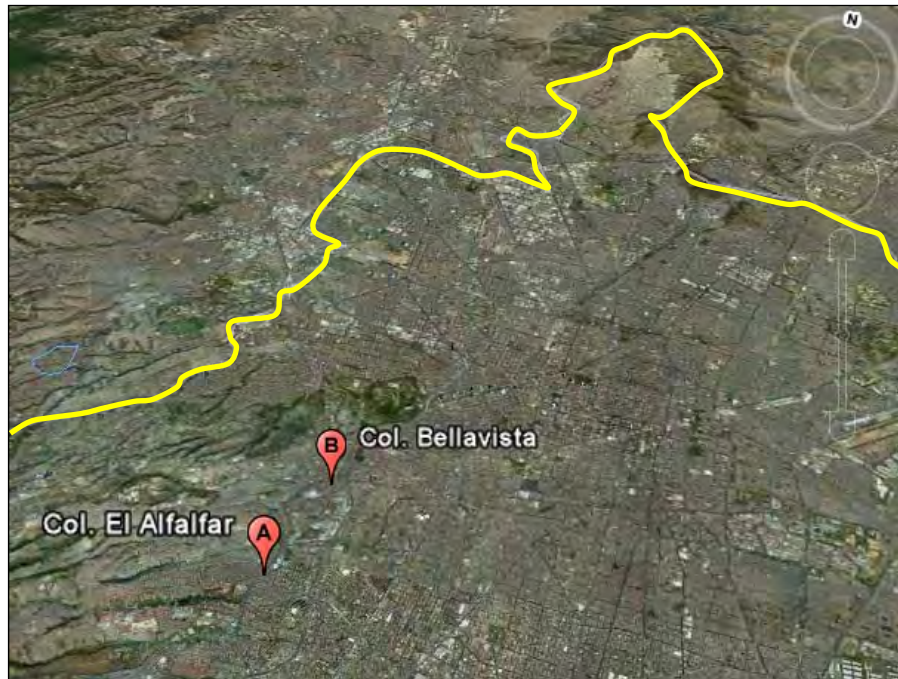


Figura 2.2. Ubicación de ambos sitios dentro de la DAO, identificada con la letra A, la primera campaña de exploración, Col. El Alfalfar, con B la segunda campaña, Col. Bellavista. En amarillo se muestra los límites del Distrito Federal. Tomada de Google.

II.2 Instrumentación

El mapeo de una anomalía geofísica presente en la zona de trabajo puede significar el descubrimiento de algún evento geológico o derivado a consecuencia de éste. Además, la información punto por punto proporcionada por una prospección permite caracterizar cuantitativamente el terreno prospectado de acuerdo a determinados parámetros físicos, lo que representa una ayuda valiosa en la toma de decisiones correctas relacionadas con el uso del suelo. En todo proyecto de exploración geofísica siempre se debe contar, en la medida de lo posible, con la instrumentación adecuada que nos proporcionará la mejor calidad de los datos que adquirimos en campo.

En ocasiones el trabajo de campo se vuelve tan o más importante que el de gabinete, pues si los datos no son de la calidad necesaria para trabajar con ellos, o se adquirieron de manera errónea, resulta muy caro reorganizar una campaña de exploración solo con el fin de remediar esta situación, es por ello que se debe poner especial atención en la geometría

de la adquisición, las especificaciones técnicas del equipo así como de sus cuidados y limitaciones.

Un equipo sísmico se compone básicamente de las siguientes partes: a) cable sísmico, b) geófonos, c) sismógrafo, d) fuente de alimentación para el sismógrafo, e) fuente de energía (explosivos o percusión) y f) cable de sincronización (disparador o trigger, comúnmente unido a la fuente de energía), figura 2.3.



Figura 2.3. Equipo de adquisición sísmica. Sismógrafo, batería de alimentación, cables y fuente de energía.

Se emplearon dos sismógrafos, el primero de ellos un sismógrafo modelo StrataView de Geometrics de 24 canales propiedad de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, y un sismógrafo modelo Geoda de Geometrics, propiedad del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Así mismo, se emplearon geófonos de 14 y 4.5 [Hz]. La señal sísmica de refracción se muestreó con un intervalo de 0.125 [ms] con un total de 8192 muestras y una longitud de registro de 1024 [ms]. Se utilizó un marro de 10[lb] de peso como fuente de energía, el trigger o sistema de disparo se configuró para dar inicio al registro de la señal mediante un aumento repentino en el voltaje, es decir, cuando el circuito constituido por el marro y una placa metálica se cierra producto del contacto que produce el golpe entre

ambos, dicho golpe es el tiempo cero e inicia el registro de la señal. Sin embargo, la energía generada por el impacto en ocasiones no es suficiente para ser registrada por todos los geófonos, sobre todo si la longitud del tendido es grande, en la figura 2.4 se muestra un ejemplo de un registro de refracción. Cabe mencionar, que cuanto más lejano está el objetivo o la capa de interés, mayor cantidad de energía sísmica se requiere para poder caracterizarla, conforme aumenta el número de cambios en la impedancia acústica del medio, la energía susceptible de regresar a la superficie disminuye rápidamente.

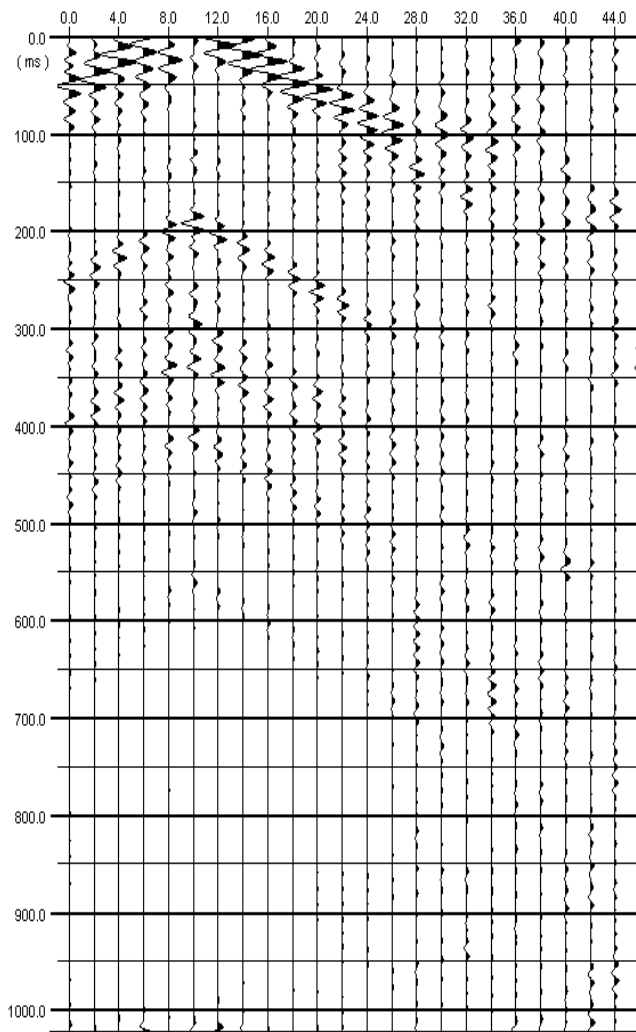


Figura 2.4. Registro de refracción sísmica sobre la calle Halcón, en la Col. Bellavista, DAO. Los datos se han filtrado con un filtro Butterworth pasa-banda entre 12 y 18 [Hz]. La amplitud se ha normalizado respecto a la máxima amplitud de cada traza.

II.3 Geometría y Adquisición de Datos

En la primer campaña de exploración, en la Col. El Alfalfar, entre las calles de Rosa Verde y Rosa Venus el objetivo fue caracterizar una cavidad que por debajo de esta manzana, se trata de una cavidad grande de geometría compleja y con una profundidad promedio de 14 [m]. En este sitio se emplearon 24 geófonos en cada calle, los cuales fueron espaciados 3 m uno de otro, de este modo, la extensión del tendido fue de 72 [m]. A lo largo de Rosa Verde operó el sismógrafo modelo StrataView de Geometrics con geófonos de 14 [Hz], mientras que en Rosa Venus operó el sismógrafo modelo Geoda de Geometrics con sismodetectores de 4.5 [Hz]. Para el estudio convencional de sismica de refracción se aplicaron 7 golpes a lo largo de los tendidos de acuerdo a la geometría que muestra la figura 2.5.



Figura 2.5. Geometría de adquisición de refracción sísmica vista en planta en la Col. El Alfalfar.

Por otra parte, para la adquisición de datos de ruido nos valimos del tendido de refracción previamente instalado, y una vez terminada la adquisición mediante esta técnica, dimos paso al registro de ruido. A fin de contar con la mayor cantidad de ondas superficiales, se indujo ruido mediante una vibrocompactadora propiedad de la DAO. La geometría consistió en vibrar sobre la calle Rosa Verde, donde se encontraban los geófonos de 4.5 [Hz] y registrar en Rosa Venus, con los geófonos de 14 [Hz], figura 2.6.

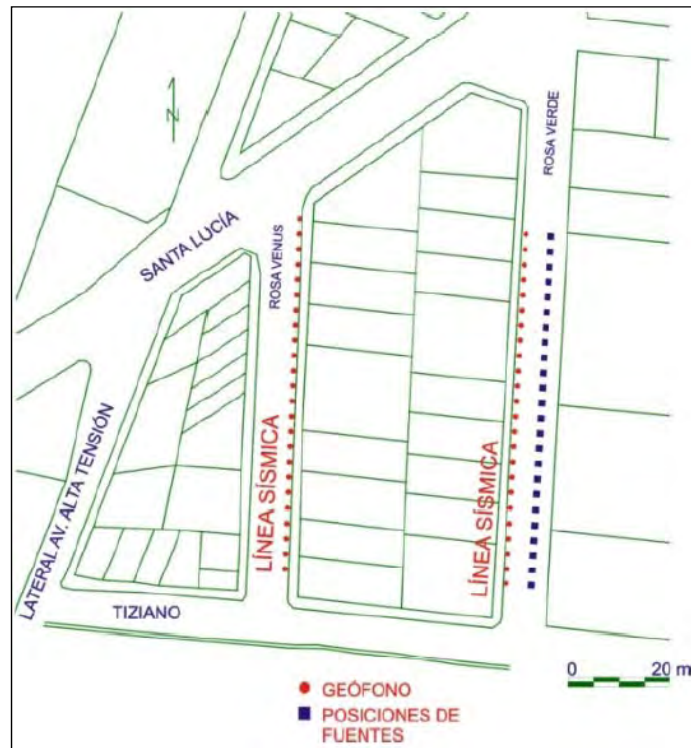


Figura 2.6. Ubicación de geófonos y fuentes para el estudio de Interferometría.

En el segundo Sitio, en la Col. Bellavista, se persiguió el objetivo de mapear una cavidad que, de acuerdo a las autoridades de la DAO, ésta tiene su bocamina en la calle Faisán, prácticamente a mitad del tendido en la figura 2.7. A diferencia del primer sitio en la Col. El Alfalfar, donde los tendidos son paralelos, en esta ocasión, ambas líneas de exploración sísmica tienen un vértice en común, la esquina de las Calles Faisán y Halcón. Sin embargo, no se decidió realizar la adquisición de datos con esta geometría, sino que fueron autoridades de la DAO quienes nos proporcionaron este sitio con estas características.

Sobre Halcón operó el sismógrafo de la Facultad de Ingeniería (FI), con geófonos de 4.5 [Hz] y sobre la calle Faisán, el sismógrafo Geoda de Geometrics con geófonos de 14 [Hz], en ambas calles la separación entre geófonos fue de 2 [m], alcanzando una longitud total de 48 [m]. A fin de asegurar un acoplamiento adecuado entre los geófonos y el terreno, fue necesario realizar perforaciones en la capa de asfalto a pocos centímetros de la banqueteta, sobre ambas calles. Dichas perforaciones se llevaron a cabo con un roto-martillo así como con cincel y marro, cada perforación tuvo en promedio 2 cm de diámetro por 10 cm de profundidad, cada agujero fue relleno de polvo y en general de material fino con la finalidad de darle más estabilidad y soporte a las estacas de cada geófono. Es importante mencionar que el tendido sobre Faisán no fue continuo, dado que el sismógrafo operó con 12 canales, la línea sísmica tuvo que ser movida de posición. Primero registró en la posición T1 y posteriormente en la posición T2 (figura 2.7), con el objeto de completar un tendido de 24 canales como el que se tuvo sobre Halcón. Los golpes de refracción se hicieron frente a cada geófono sobre Halcón y con un offset de 2 [m] sobre Faisán. Los puntos de vibración con la vibrocompactadora se llevaron a cabo de la siguiente manera; sobre ambas calles se vibró frente a cada geófono con un offset de 4 [m]. Cuando se vibró sobre Halcón registró solo T1, por otra parte, se vibró frente a T1 y T2, registrando en ambas ocasiones el tendido completo en Halcón. Una representación del sitio de estudio y se encuentra en la figura 2.8

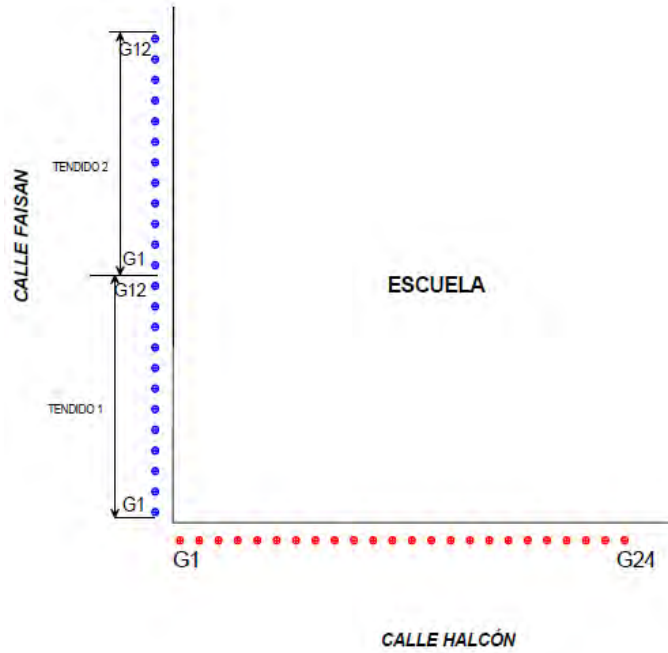


Figura 2.7 Geometría de adquisición en la Col. Bellavista.

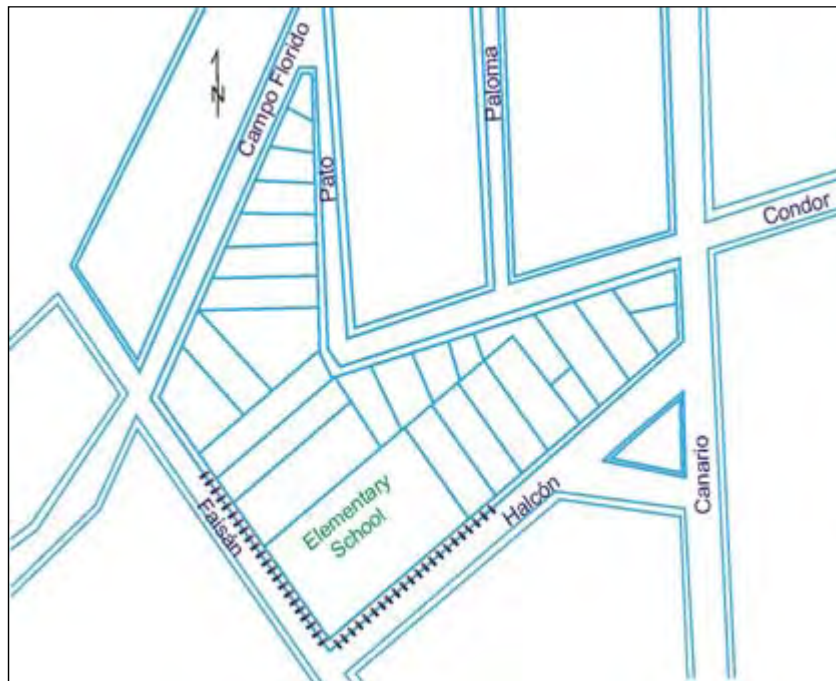


Figura 2.8. Sitio de estudio comprendido en el cruce de las calles Faisán y Halcón. La rayas sobre dichas calles representan los geófonos con 2 [m] de separación entre ellos.

II.4 Estructura de Velocidades

En esta sección se presentan los perfiles de onda P y S de ambos sitios. Los perfiles de onda P se lograron con la técnica convencional de sísmica de refracción, por otra parte, las secciones de ondas de corte se obtuvieron mediante la inversión de curvas de dispersión de ondas superficiales extraídas de los registros de refracción. Este tipo de registros se encuentra esencialmente dominado por este tipo de ondas sobre todo hacia aquellos receptores más alejados de la fuente. La propiedad dispersiva que presentan este tipo de ondas permite caracterizar el subsuelo en diferentes longitudes de onda. Las frecuencias bajas se encuentran asociadas a longitudes de onda mayores, por lo que la profundidad de penetración es mayor.

II.4.1 Perfil de Ondas P. Col. El Alfalfar

Los registros de refracción fueron procesados de manera convencional con el software SeisImager (www.geometrics.com), a partir de estos registros se identificaron los primeros arribos manualmente, con estos tiempos se construyeron curvas tiempo distancia (dromocrónicas), la imagen 2.9 muestra en ejemplo de dromocrónicas.

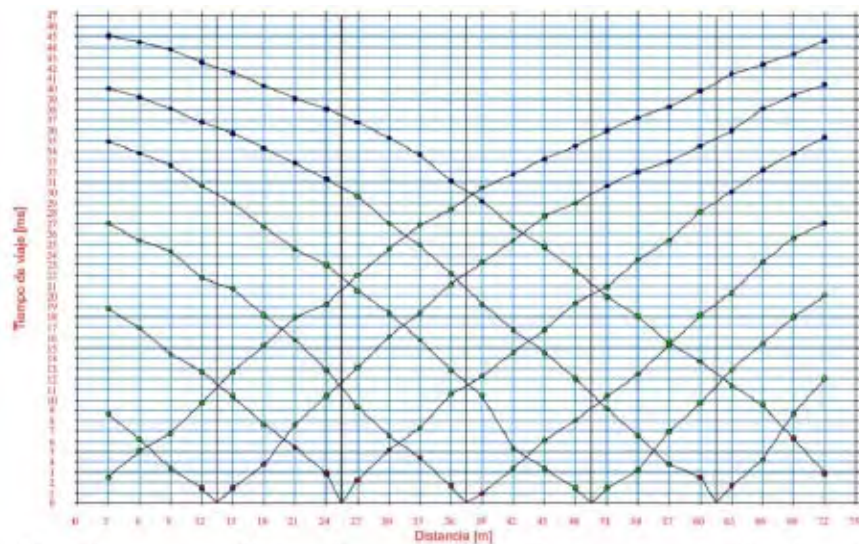


Figura 2.9. Curvas tiempo-distancia correspondientes al estudio de refracción sísmica sobre Rosa Verde.

El perfil de refracción para la calle Rosa Verde muestra una estructura simple del subsuelo hasta los 20 [m] de profundidad. La primera capa se trata de rellenos con velocidades de 820 [m/s] y con espesores máximos de 1.5 [m]. La segunda capa consta de un espesor promedio de 10 [m] y velocidades de 1270 [m/s]. La fuente de energía no es lo suficientemente potente para caracterizar el espesor de la tercera capa que tiene una velocidad de 2420 [m/s], figura 2.10.

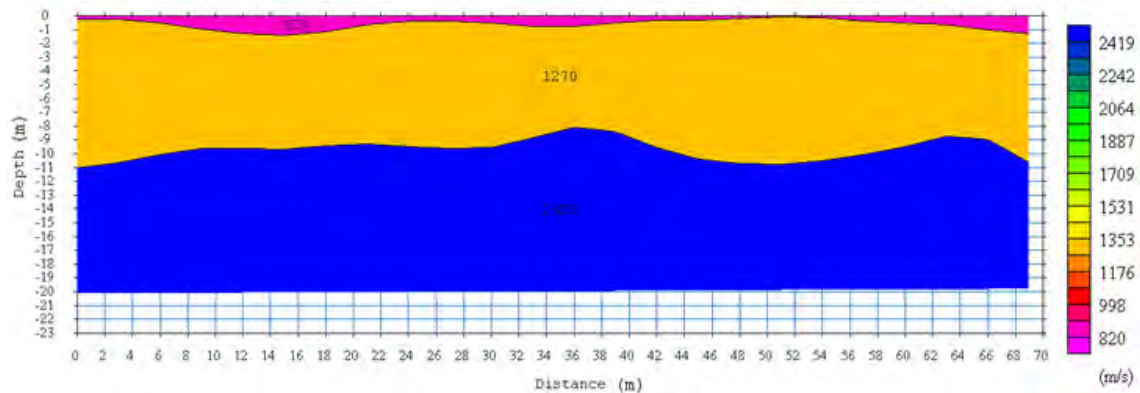


Figura 2.10. Modelo de velocidad de ondas compresionales sobre Rosa Verde.

El procesamiento de los datos sísmicos de refracción para el tendido sobre Rosa Venus, se efectuó de la misma manera y con el mismo software que los de la calle Rosa Verde, la figura 2.11 muestra el modelos de ondas P para Rosa Venus. Se observa también la zona de relleno con velocidades de 860 [m/s] con espesores que alcanzan hasta 4 [m] de profundidad hacia los 12 y 64 [m] de distancia. Bajo la capa de rellenos se encuentra una capa con espesores que oscilan entre los 10 y 13 [m] de espesor con velocidades de ondas compresionales de 1130 [m/s]. Al igual que en Rosa Verde, en la última capa no es posible caracterizar su espesor y tiene velocidades de 2193 [m/s]. Es importante destacar que en el modelo de ondas P para Rosa Venus se pueden identificar dos zonas que manifiestan como anomalías de baja velocidad. La primera de ellas se encuentra entre 6 y 18 [m] sobre el tendido sísmico y que tienen un espesor de hasta 4 [m] de profundidad. Esta anomalía de velocidad puede ser correlacionada con la bocamina observada durante el levantamiento. La segunda se observa hacia el final del tendido, entre los 56 y 66 [m], con un espesor

promedio de 2 [m], aunque no se tiene registro de su evidencia en superficie de una posible cavidad en esta zona, se recomienda la perforación con barrenos exploratorios.

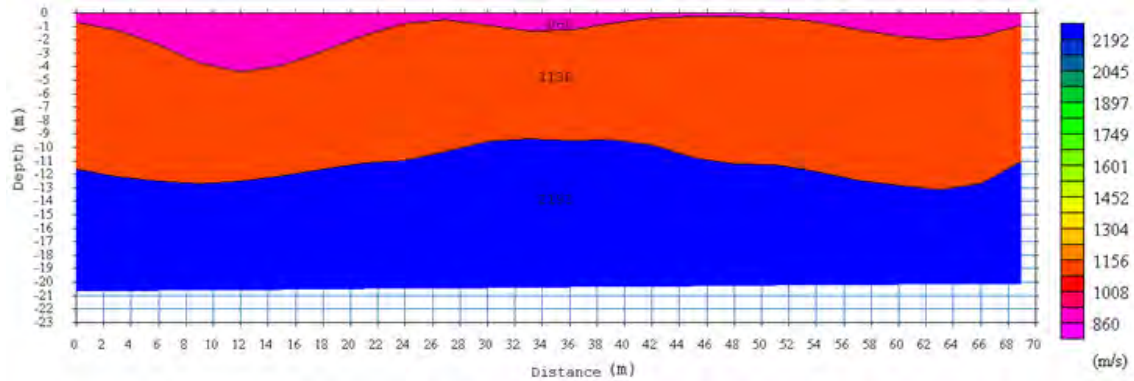


Figura 2.11. Modelo de ondas P para la calle de Rosa Venus.

II.4.1.1 Perfil de Ondas S. Calle Rosa Venus.

Se aprovechó la generación de ondas superficiales a lo largo del tendido sobre Rosa Venus, ya que los sensores colocados sobre esta calle son de 4.5 [Hz], lo que favorece la recuperación de este tipo de ondas dada su baja frecuencia. Se tomaron 9 tiros del tendido de refracción y se extrajo la curva de dispersión generada por la velocidad de fase de estas ondas mediante el programa GeoGiga (www.geogiga.com). El software usa Algoritmos Genéticos (AG) para realizar la inversión de la curva de dispersión. La imagen 2.12a, muestra en rojo la curva de dispersión calculada y en azul el mejor ajuste de ésta. La curva de dispersión representa una curva de dispersión del modo fundamental de ondas de Rayleigh debido a que se usaron geófonos verticales. La figura 2.12b es el modelo de velocidad de ondas de corte para la calle de Rosa Venus después de 6 iteraciones, cuando el error es menor al 1%.

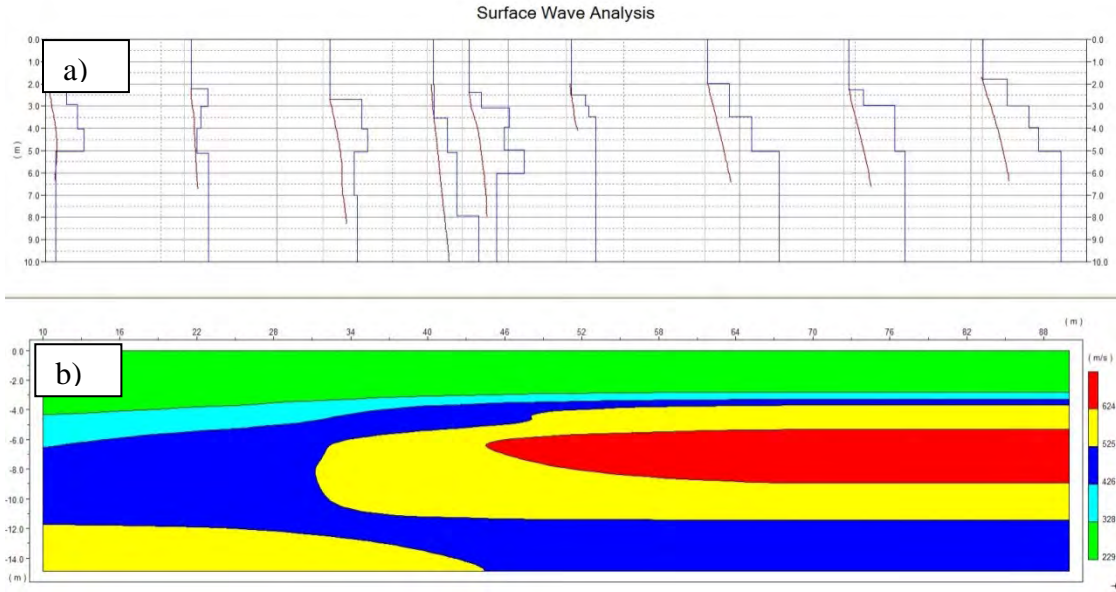


Figura 2.12. a) En rojo se muestran las curvas de dispersión y en azul el mejor ajuste de éstas después de la inversión mediante AG. b) muestra el modelo de ondas de corte sobre la calle Rosa Venus.

II.4.2 Perfil de Ondas P. Col. Bellavista

La técnica convencional de refracción a lo largo de la calle Faisán muestra un modelo de 3 capas. La primera de ellas con un espesor. Que alcanza hasta los 4 [m] de profundidad en su parte más profunda y 1 [m] en la más angosta. Es probable que se trate de rellenos hechos por el hombre para nivelar el terreno y construir sobre él. Sin embargo, en el perfil de T1, se observa una anomalía de velocidad, coincidente con la posición de la bocamina sobre el tendido. Al igual que el Rosa Venus (ver figura 2.11), la cavidad se asocia en un incremento del grosor de la capa de baja velocidad. Seguido de esta capa, se encuentra otra con una velocidad promedio de ondas compresionales de 1300 [m/s] sobre Faisan, abarcando tanto T1 como T2. Debido a la intensidad de la fuente, no es posible caracterizar la competencia de la tercera capa, la cual tiene una velocidad de 2100 [m/s] en promedio a lo largo de la calle. La figura 2.13 muestra el modelo de capas a lo largo de Faisán, la figura se encuentra dividida a la mitad ya que debido a la geometría de la adquisición, se trabajó con dos tendidos de 12 canales cada uno, T1 y T2 respectivamente.

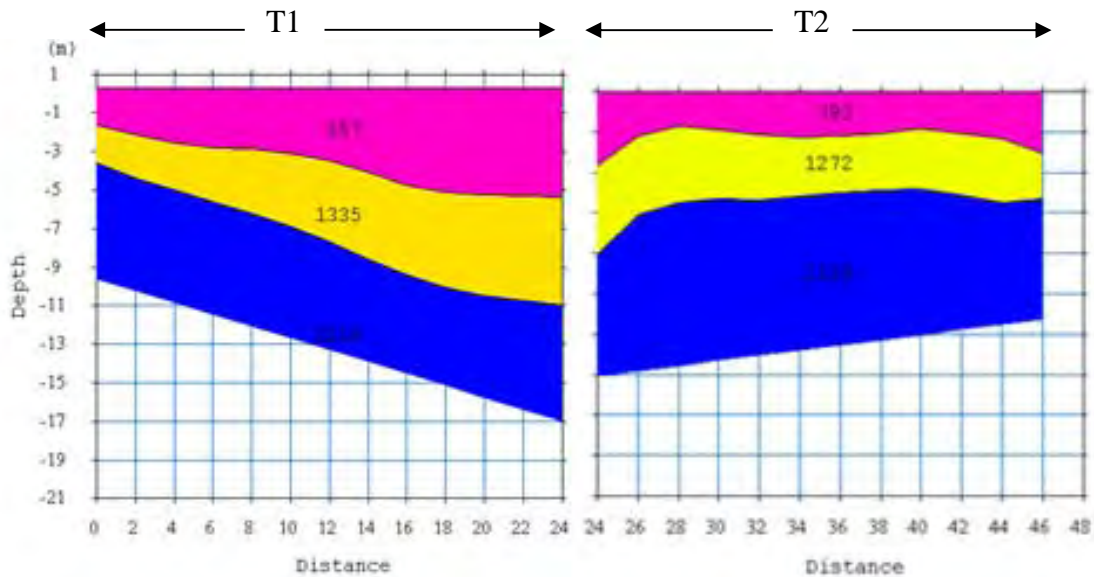


Figura 2.13. Modelos de 3 capas seccionado en dos perfiles, a) corresponde a T1 y b) a T2. En a) es posible observar a los 18 [m] y hasta los 24 [m] una anomalía de baja velocidad coincidente con la bocamina sobre Faisán.

II.4.2.1 Perfil de Ondas S. Calle Halcón

El perfil de ondas de corte sobre Halcón se realizó con las ondas superficiales registradas en los puntos de tiro del tendido de refracción. Posteriormente se extráe la curva de dispersión y finalmente se invierte para obtener el modelo de ondas de corte bajo el punto de tiro del cual se hayan extraido las curvas superficiales. En la figura 2.14 se observan las distintas capas que conforman el modelo de ondas S sobre Faisán. La capa más somera presenta un grosor de 2[m] aproximadamente que se mantiene constante a lo largo del tendido, su velocidad es de 193 [m/s], seguida de una capa de 332 [m/s] y con un grosor no mayor a 1 [m]. Posteriormente viene una capa de 470 [m/s] y de la cual se desconoce su espesor. Es importante notar que existe una capa más profunda con velocidad de 609 [m/s] y que solo aparece después de 18 [m] de distancia sobre Faisán. Al igual que la imagen 2.12, aquí se presentan las curvas de dispersión y su respectiva inversión, imagen 2.13a.

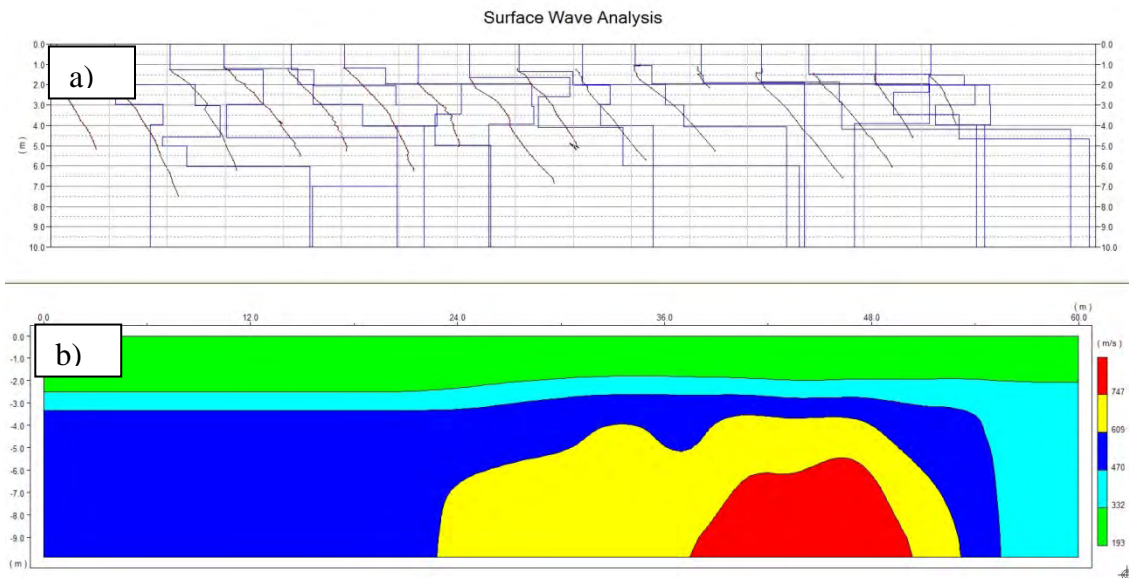


Figura 2.14. En a) se muestran las curvas de dispersión empleadas y su respectiva inversión en color azul que conforman la imagen 2.14b. En esta última se aprecia el modelo de capas de ondas de corte sobre la calle Halcón. Las velocidades reportadas se encuentran en el rango de las ondas superficiales.

Capítulo

III

Croscorrelación y Datos de Ruido

III.1 Pre-procesamiento de Datos de Ruido

El procesamiento de datos de ruido sísmico que precede a la Tomografía de IS es basado en la croscorrelación de secuencias de tiempo de ruido ambiental a fin de extraer estimaciones de las Funciones de Green. Con estas funciones es posible leer el tiempo de viaje que tomó a un frente de onda llegar de un receptor a otro, esto proporcionará la distribución de velocidades de ondas superficiales en un determinado periodo de tiempo.

La croscorrelación de ruido sísmico entre pares de estaciones A y B provee la función de Green causal y entre B y A la parte anticausal (Stehly, *et al*, 2006.). La preparación de los datos es crucial previa a la etapa de la croscorrelación, se ha seguido la metodología propuesta por (Bensen, *et al*, 2007), el siguiente diagrama muestra la secuencia de procesamiento de los datos de ruido, figura 3.1.

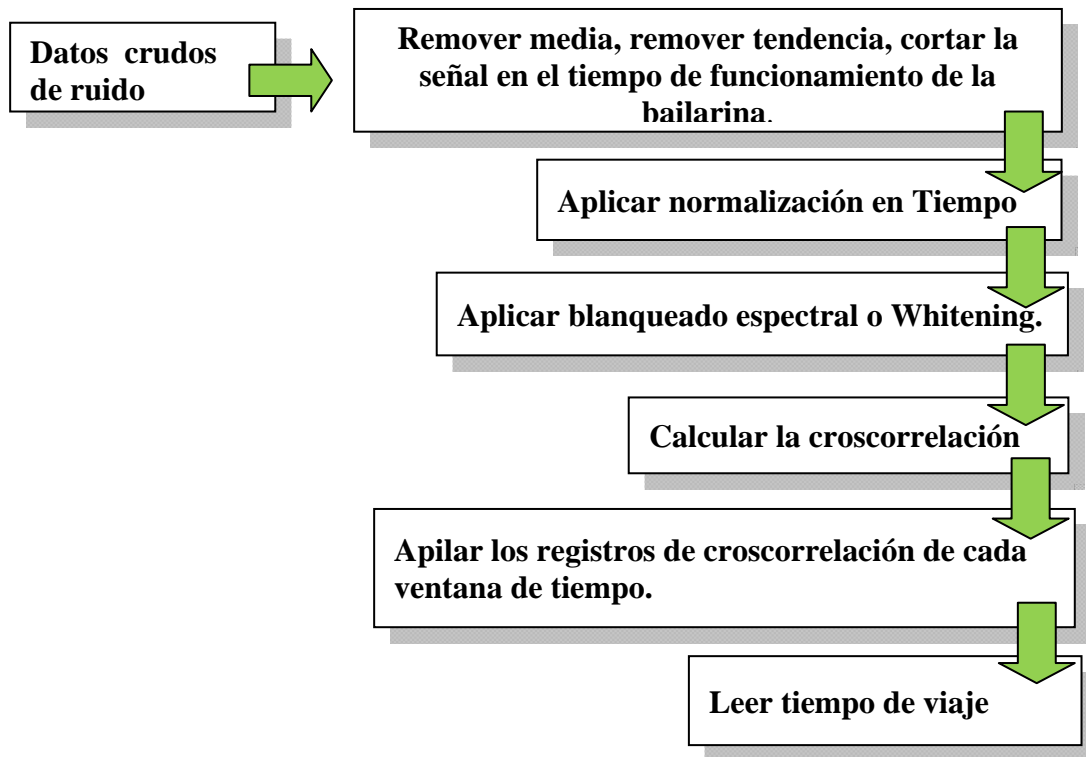


Figura 3.1 Representación esquemática del procesamiento de datos de ruido.

El procesamiento de los datos crudos de ruido se llevó a cabo con el software de código abierto SAC (Goldstein & Snoke, 2005), se trata de un programa para el estudio de series de tiempo que funciona mediante comandos desde el Shell de Linux.

III.1.1. Normalización en Tiempo

Previo a la normalización en tiempo, se removió la media y la tendencia lineal, posteriormente se efectuó la normalización en tiempo, se trata de una de las etapas más importantes dentro del pre-procesamiento para la preparación de los datos de ruido, pues se reducen los efectos en la crosacorrelación de ruido no deseado provenientes de fuentes generalmente asociadas a la actividad humana e industrial. Con la normalización en tiempo se reduce también irregularidades en la respuesta instrumental y en general fuentes no estacionarias cercanos a los detectores. Esta normalización se llevó a cabo mediante la formalización de Bensen, *et al* (2007) (*running-absolute-mean-normalization*). Este método calcula el promedio móvil del valor absoluto del registro en una ventana de tiempo de

longitud fija y asigna un peso al centro de la ventana por el inverso del promedio. Dada una serie de tiempo d_j la normalización pesada para n puntos es

$$w_n = \frac{1}{2N + 1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| , \quad 3.1$$

Donde N es el número de muestras por ventana.

La figura 3.2a muestra los datos sin ningún tipo de procesamiento, en la figura 3.2b, por otra parte, se observan los datos con la normalización en tiempo, donde se han eliminado todos aquellos eventos culturales y donde solo se preserva el ruido de fondo utilizando la expresión 3.1. El siguiente paso en la etapa del pre-procesamiento de los datos de ruido es la normalización espectral o Whitening.

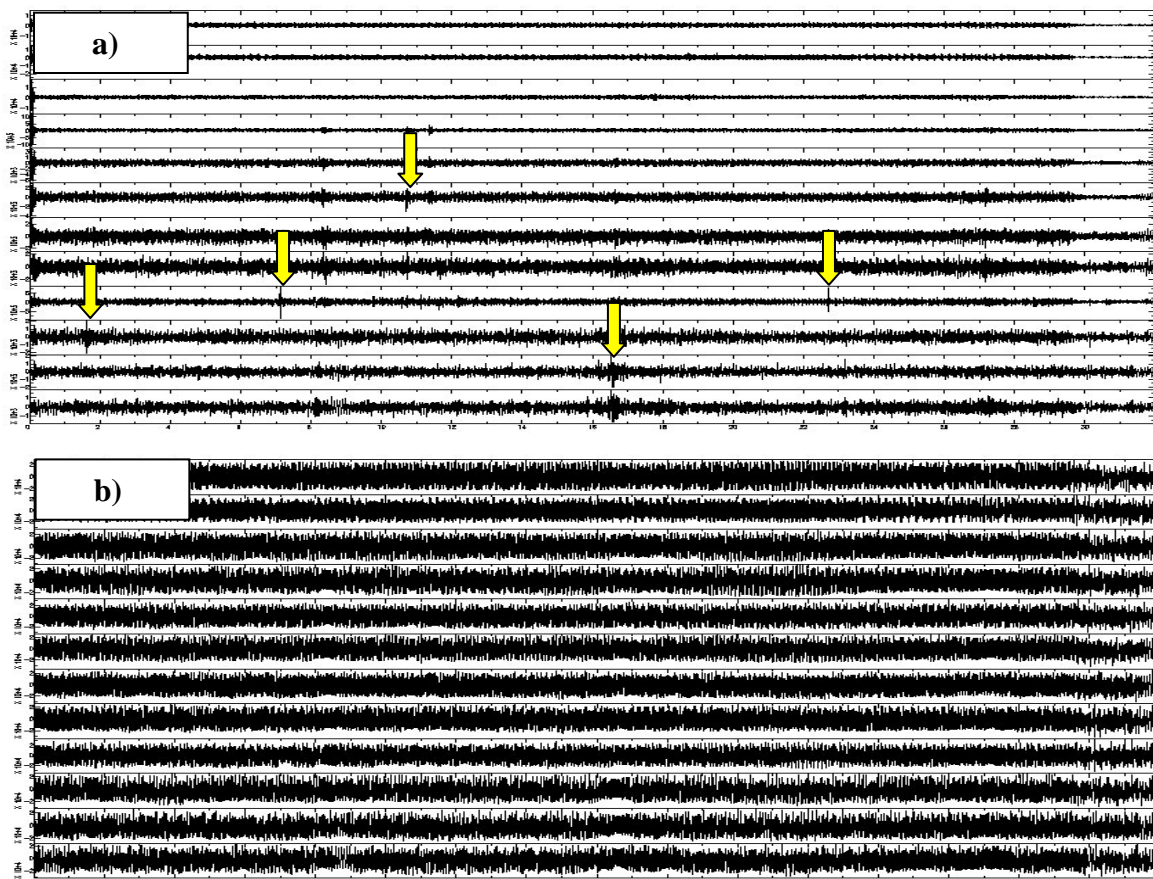


Figura 3.2. a) Registros de ruido sin normalización y b) registros normalizados. Las flechas amarillas indican algunos picos por los cuales es necesaria la normalización en tiempo.

III.1.2. Blanqueado Espectral o Whitening

La normalización espectral se lleva a cabo a fin de hacer el operador de correlación más estable. La respuesta en frecuencia de una señal no es plana, figura 3.3a., en esta figura se puede apreciar el espectro de amplitudes de la señal normalizada en tiempo, esta se encuentra dominada por frecuencias que van desde los 20 a los 60 [Hz] principalmente, incluida también la frecuencia de vibrar de la bailarina (30 [Hz]). El blanqueado o Whitening elimina estos picos sin modificar el contenido de frecuencia de la señal, figura 3.3b.

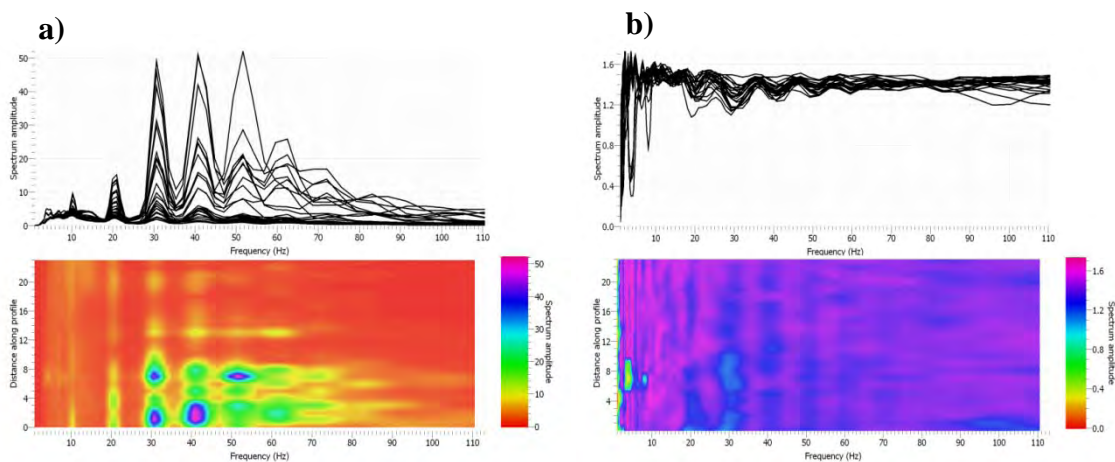


Figura 3.3. Espectro de amplitud de Fourier para las 24 trazas del receptor 3 en el sitio B. a) Señal ya normalizada en tiempo, presenta picos en 20, 30, 40 y 50 [Hz] principalmente. La figura en color muestra en donde se concentra la mayor cantidad de energía de la señal. En b) se observa el espectro de amplitudes con normalización espectral, la figura en color muestra que la señal aún conserva las frecuencias originales, aunque con menor amplitud, por lo que su contenido frecuencial no es afectado.

III.1.3. Cálculo de la Croscorrelación.

Los registros de ruido sísmico normalizados en tiempo y frecuencia, fueron empleados para calcular las correlaciones entre los 24 geófonos de ambas calles en los dos sitios de exploración. Se obtuvo un total de 576 correlaciones, realizadas por ventanas de tiempo de 1.5 [s] de duración con 256 muestras, de esta manera, se calcularon 64 funciones de correlación para cada par fuente-receptor. El propósito final de la croscorrelación es obtener la función de Green con sus partes causal y anticausal. La distribución aleatoria de fuentes de ruido en un medio repercute directamente sobre la obtención de la función de Green (Stehly, et al, 2006), si existe una mayor concentración de fuentes resalta más la parte causal o anticausal dependiendo de donde sea esa concentración, si la distribución es homogénea tanto la parte causal como la anticausal son iguales, figura 3.4.

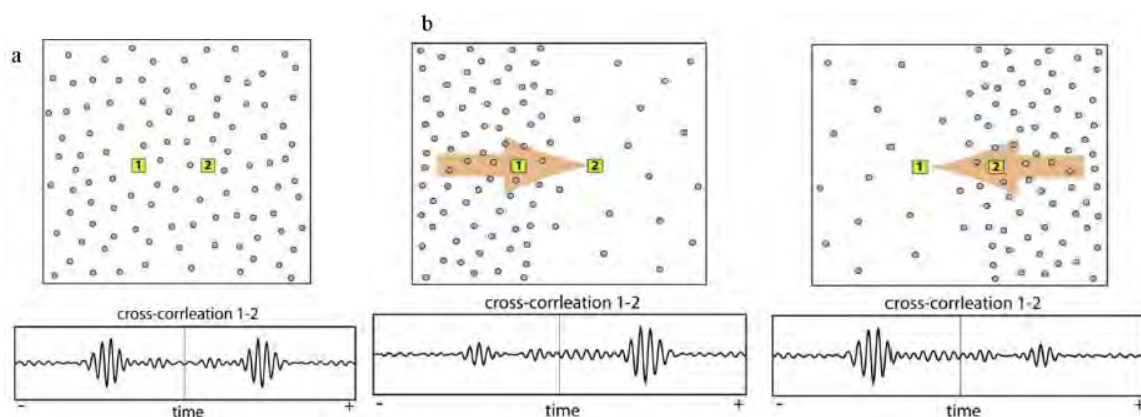


Figura 3.4 Esquema del efecto de distribución no homogénea de fuentes de ruido en la simetría de la función de Green. a) Croscorrelación simétrica entre las estaciones 1 y 2 cuando las fuentes son homogéneamente distribuidas. b) Croscorrelación asimétrica asociada a una distribución no homogénea de las fuentes. Modificada de Stehly, 2006.

De acuerdo con Schuster (2009), la elección de la ventana de tiempo no es arbitraria, sino que debe ser al menos del doble del tiempo de viaje. En los experimentos de este estudio, la señal se dividió en ventanas de tiempo de 1.5 [s]. En la figura 3.5 se muestra un ejemplo de las funciones de Green obtenidas con SAC, mediante ventanas de tiempo de 1.5 [s]. La lectura del tiempo de viaje se tomó donde la amplitud de la envolvente es mayor, si es en la parte anticausal, se toma el valor absoluto de dicho tiempo. La figura 3.5

es un ejemplo de las funciones de croscorrelación obtenidas, es posible observar que tanto la parte anticausal como la causal de la señal no son simétricas cuando la fuente de energía se sitúa en algún punto fijo (véase figura 2.6) y las ondas son enviadas al otro extremo. Las funciones de croscorrelación fueron filtradas entre 12 y 16 [Hz] mediante un filtro Butterworth causal de 2 polos a fin de determinar el tiempo de los máximos de croscorrelación

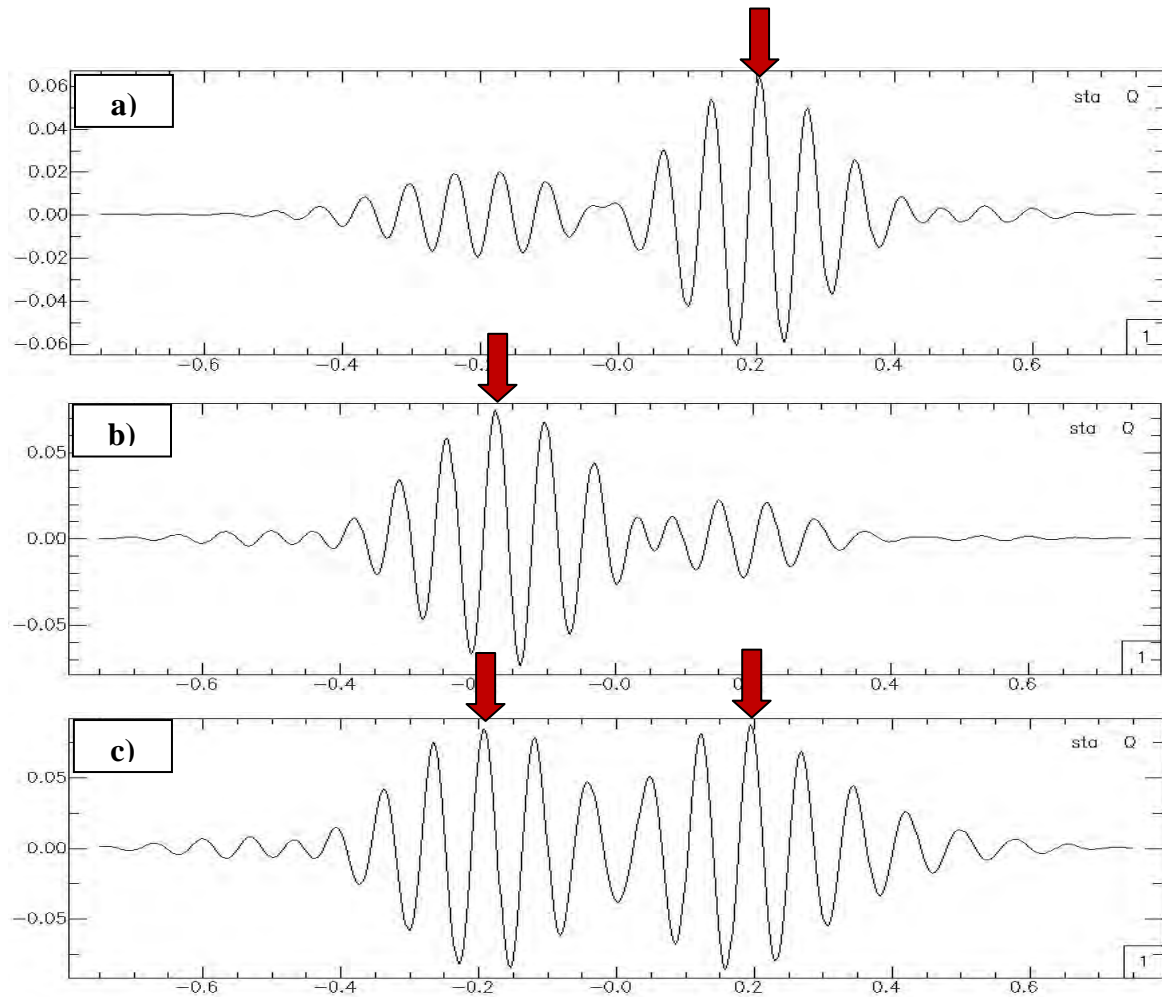


Figura 3.5. Funciones de correlación calculadas en el sitio B. a) ejemplo de una contribución de fuentes donde la parte causal de la señal tiene mayor amplitud. b) ejemplo para el cual la parte anticausal presenta mayor amplitud y c) correlación simétrica.

En la figura 3.6 se muestran las 24 correlaciones para el sitio B de acuerdo a la fuente 6 sobre Halcón.

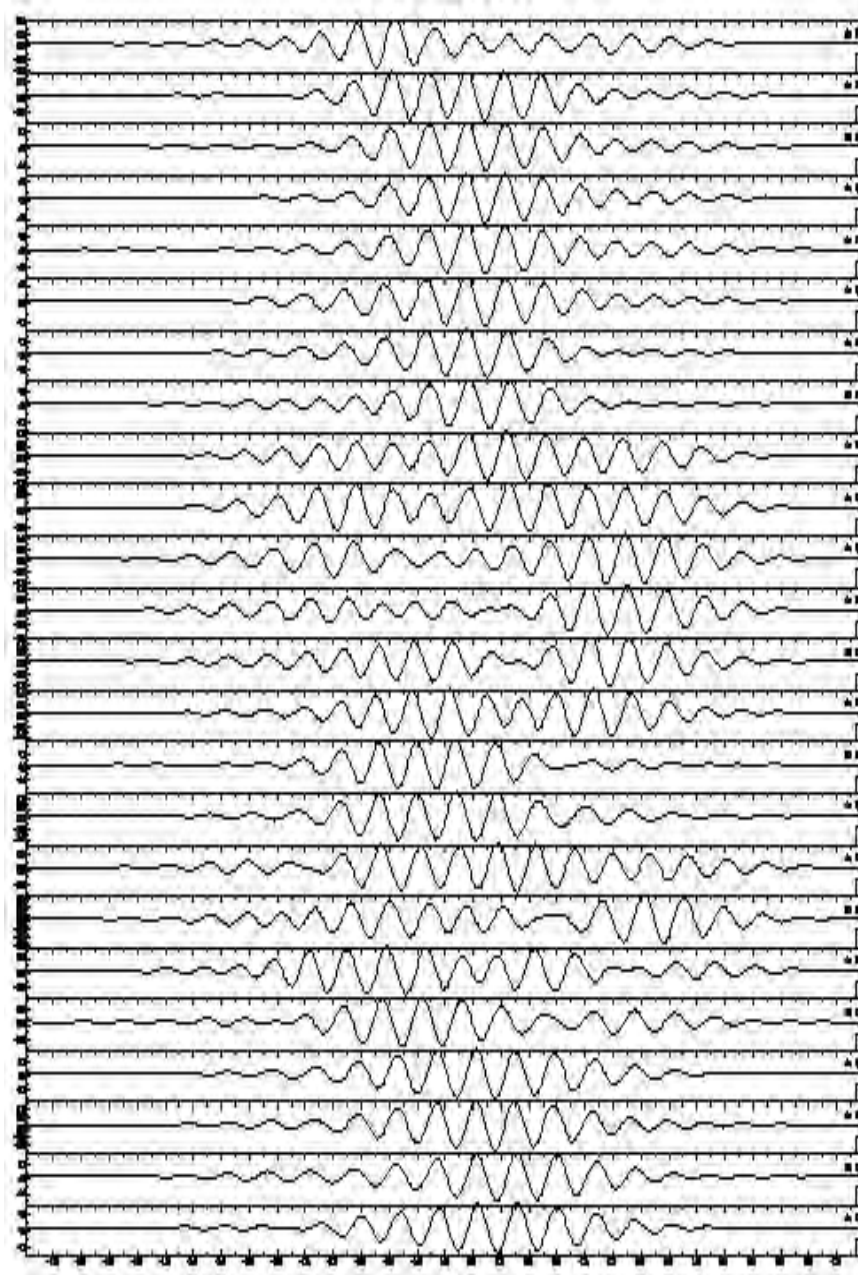


Figura 3.6. Correlograma resultante para los 24 receptores, la señal fue filtrada entre 12 y 16 [Hz] con un filtro Butterworth pasa-banda.

III.2. Discretización del Medio y Análisis de Trayectorias.

Previo a la aplicación de tomografía de tiempos de viaje, se construyó una malla entre las líneas de geófonos con celdas de 3 [m] por lado en la Col. El Alfalfar y de 2 [m] por lado en la Col. Bellavista, (figuras 3.9 y 3.10). La discretización del medio se hace a fin de descomponer el área de estudio en celdas para el análisis computacional posterior de cada una de ellas. En este proceso se analizan el número de trayectorias que atraviesan cada celda, la velocidad de cada una de ellas y posteriormente, con base en su longitud se le asigna un valor de peso, de esta manera, la velocidad por celda es un promedio pesado de cada una de las distintas velocidades que atraviesan una celda. Este procedimiento se realiza para discriminar aquellas trayectorias que cuya longitud es pequeña respecto a la celda (valores bajos de peso) de aquellas que la atraviesan en gran medida (factores de peso altos). Estos factores de peso están normalizados, por lo que la trayectoria con mayor longitud dentro de la celda conserva su valor original al asignársele un valor de 1.

La cantidad de trayectorias que atraviesan una celda no fue contabilizada, sin embargo, en las celdas del centro de la malla la cantidad de trayectorias que las atraviesan es mayor respecto a las celdas de las orillas, entre mayor sea el número de trayectorias por celda el promedio dará una velocidad más real del medio de la que proporcionaría una con pocas trayectorias pro celda. Evidentemente entre mayor resolución se alcance, es decir, cuanto más fina sea la discretización del medio más robustos serán los resultados, sin embargo esto implica una mayor capacidad de cómputo.

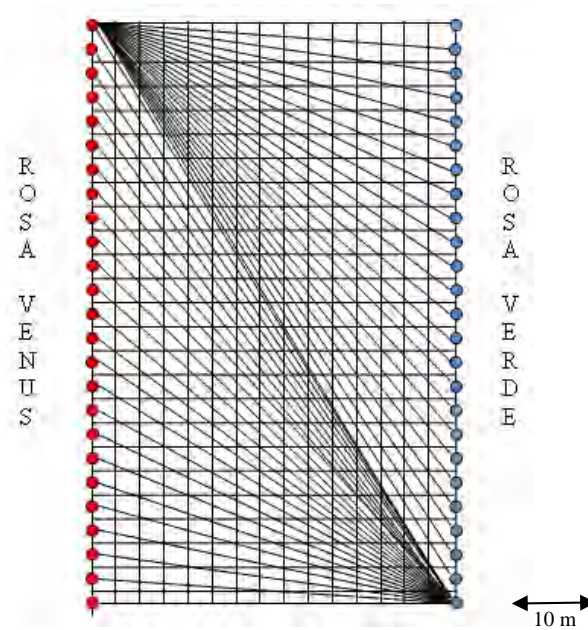


Figura 3.9. Malla propuesta para el sitio de la Col. El Alfalar, cada celda tiene 3 [m] por lado. Solo se han representado las trayectorias para el último geófono de la calle Rosa Venus vs los 24 receptores de la calle Rosa Verde y las trayectorias debido al primer receptor de la calle Rosa Verde vs los 24 sensores de la calle Rosa Venus.

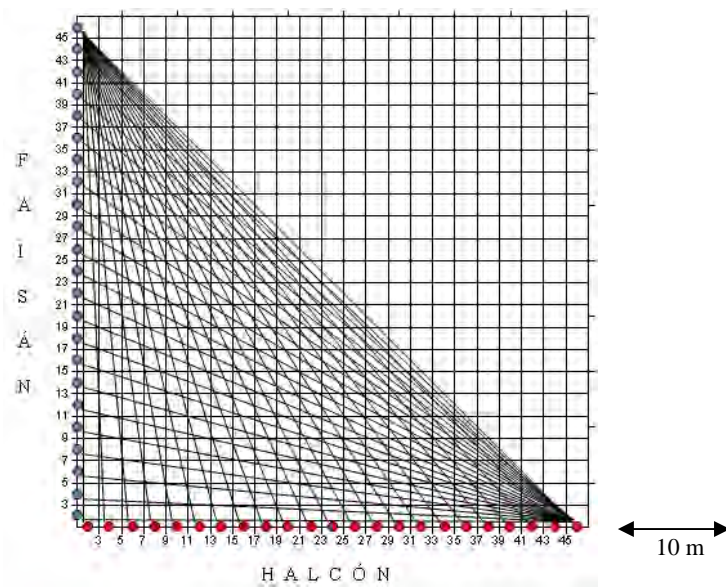


Figura 3.10. Malla para el sitio de la Col. Bellavista. Solo se encuentran representadas las trayectorias debido a último geófono de Halcón vs los 24 receptores de Faisán y las trayectorias debido al sensor número 24 de Faisán vs todos los receptores de Halcón.

En la figura 3.11 se ilustra una celda con múltiples trayectorias denotadas como t_n , es un ejemplo esquemático de la asignación de pesos en una celda cualesquiera.

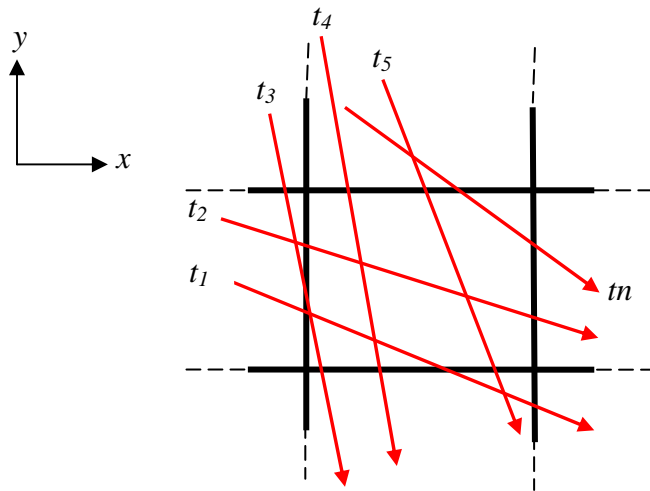


Figura 3.11. Representación de una celda del arreglo con trayectorias representadas como flechas.

De acuerdo con la sistema de asignación de pesos para cada trayectoria en función de su longitud, t_3 sería la trayectoria que menos peso tendría en el promedio de velocidad por celda, pues la longitud de este rayo es la menor de todas las que atraviesan la celda. De esta manera se sigue el análisis de cada una de los longitudes de los rayos en la celda, una vez que el promedio por celda se ha calculado, este valor de velocidad se atribuye al centro de la celda, pues sus coordenadas son conocidas dado que se conoce la distribución espacial del arreglo.

Capítulo

IV

Tomografía de Datos de Croscorrelación

Con el propósito de explorar la estructura de velocidad del subsuelo en ambos sitios de estudios, donde se encuentran cimentadas casas habitación y donde no es factible instalar líneas sísmicas directamente sobre el objeto de estudio, se han aprovechado los tendidos de refracción para realizar un experimento utilizando interferometría sísmica.

Se trata de una técnica emergente en la exploración sísmica, se basa en la reconstrucción de las Funciones de Green entre dos receptores mediante la croscorrelación de ruido sísmico. Consiste en obtener la información de la diferencia entre un par de señales que se encuentran sísmicamente relacionadas (Curties et al. 2006). Con esto se busca hacer emerger la función de Green que contiene información sobre las características dispersivas del medio existente entre ambos receptores. En este estudio obtenemos la información del subsuelo utilizando como fuente sísmica la vibración inducida por un vibrocompactador propiedad de la DAO y registrado en forma sincronizada entre los dos tendidos de geófonos en ambas campañas de exploración. La adquisición consistió en aplicar 24 puntos de vibración a lo largo de un tendido y recibiendo en el segundo.

Como se comentó en el capítulo anterior, el procesamiento de los datos de mediante croscorrelación se señales arrojó la llamada función de Green, tanto en su parte causal como acausal. Observamos que el tren de ondas asociados a esta función consiste prácticamente de una función de banda limitada para el caso de nuestros datos. El tiempo en que ocurre el máximo de dicho tren de ondas nos permite entonces conformar un sistema matricial para operarlo en tomografía sísmica de tiempo de viaje.

La inversión de estos tiempos de viaje se llevó a cabo siguiendo el procedimiento de Reyes-Pimentel (2008), donde propone un algoritmo tipo *backprojection*. Con el objetivo de reducir el error de la inversión y obtener un modelo de velocidad preciso, Con este procedimiento se realizaron 300 iteraciones con un algoritmo tipo SIRT (Bregman, et al. 1989), donde se consideraron trayectorias lineales de los frentes de onda para realizar la inversión.

IV.1. Tomografía en la Col. El Alfalfar. (Sitio A)

La figura 4.1, muestra la tomografía resultante para la primera campaña de exploración. En la figura los colores azules representan velocidades bajas y en rojo velocidades altas, que se encuentran entre el rango de 150 a 800 [m/s]. Se aprecia una zona de baja velocidad cercana a los 200 [m/s] que inicia en los geófonos 2 y 3 de la calle Rosa Venus y que corre diagonalmente hacia la esquina superior derecha llegando a la altura del receptor 14 de la calle Rosa Verde, y se encuentra rodeada de zonas de alta velocidad que oscilan entre los 300 a los 700 [m/s]. Las bajas velocidades se atribuyen a materiales poco consolidados, aunque de acuerdo a la literatura, un zona de baja velocidad también puede ser asociada como en este caso, a zonas anómalas asociadas a una cavidad. Esta zona de baja velocidad, hacia la altura del geófono 16 del lado de Rosa Venus, se presenta una ramificación que llega cerca de la esquina superior izquierda de la imagen de tomografía. Esta distribución de velocidades coincide con la geometría proporcionada posteriormente por la DAO, donde se corrobora la existencia de la bocamina, sin embargo no se puede definir adecuadamente la geometría de la misma. Existe una gran concentración de celdas que reportan velocidades altas hacia la parte superior de la imagen, que podrían estar asociadas a materiales más consolidados. Las zonas de baja velocidad presentan

velocidades cercanas los 200 [m/s], mientras que las zonas de alta velocidad se encuentran en el rango de los 700 y hasta 850 [m/s].

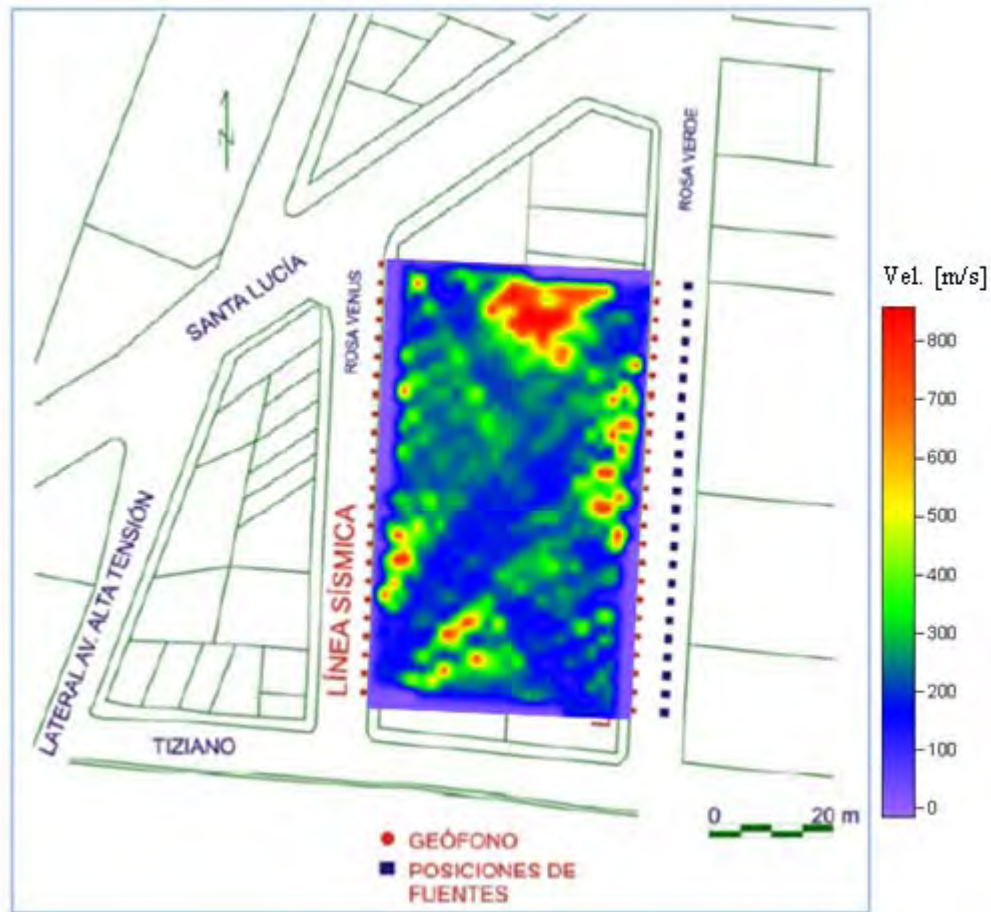


Figura 4.1. Imagen de tomografía de IS en el Sitio A. Los datos de croscorrelación fueron filtrados mediante un filtro Butterworth pasa-banda causal de 2 polos entre 12 y 16 [Hz].

La bocamina se encuentra entre la posición 4 y 5 sobre la calle de Rosa Verde, e indica que la cavidad se extiende en dirección NE alcanzando una profundidad de hasta 14 [m]. Dado que se ocuparon geófonos de alta frecuencia (14 [Hz]) la información recuperada está asociada a estructuras someras dado que se trabaja con longitudes de onda pequeñas. Algunas de las causas posibles son que las fuentes de ruido solo se aplicaron en un solo lado del arreglo, sobre Rosa Verde, esto provoca que existan estructuras que no puedan ser vistas por trayectorias de ondas que viajan en sentido contrario, estas podrían

ser definidas mejor con trayectorias provenientes de Rosa Venus a Rosa Verde. Otra posible causa es la cobertura angular de los rayos sísmicos sobre la mina. En este experimento no es la adecuada pues en estudios de tomografía sísmica, los algoritmos de reconstrucción presentan problemas para definir estructuras paralelas a los tendidos de fuentes y receptores. Lo recomendable sería colocar sensores y fuentes sobre las Calles Santa Lucía y Tiziano.

Por otra parte, la respuesta en frecuencia de los geófonos colocados sobre Rosa Venus fue de 4.5 [Hz], la cual es muy distinta a la respuesta de los geófonos de 14 [Hz] ubicados sobre Rosa Verde. El uso de geófonos de más baja frecuencia habría permitido recuperar información ligada a estructuras más profundas.

Aunque los resultados presentados proveen una idea general de la ubicación de la cavidad, lo cierto es que los registros de ruido juegan en papel importante. Se recomienda trabajar con registros de periodos largos de tiempo, en ambos experimentos, se trabajó con registros de una duración máxima de 32 [s], esto debido a limitaciones del equipo de adquisición, pues el sismógrafo del lado de las fuentes, calle Rosa Venus, no permite el registro en tiempo continuo. Finalmente, las fuentes fueron aplicadas con dificultad ya que no se pudo contar con un acoplamiento constante. El registro de ruido de 32 [s], en ocasiones solo una parte de la señal es útil, lo que reduce aún más la longitud del registro.

IV.2. Tomografía en la Col. Bellavista. (Sitio B)

En la figura 4.2 se aprecia la imagen de tomografía de IS de tiempo de viaje para el segundo sitio en la Col. Bellavista. La escala de colores muestra en azul las velocidades bajas y en rojo se denotan las velocidades altas. Dada la geometría de adquisición, la imagen resulta ser triangular.

La imagen muestra manchones de baja velocidad sobre todo entre los receptores 10-13 del tendido sobre la calle Faisán, coincidente con la bocamina ubicada a esta misma altura sobre esta calle. Sin embargo, no se tiene hacia donde se extiende la cavidad en espacio y profundidad, pues no existen manifestaciones superficiales. Por otra parte, se

aprecian otros manchones de velocidad hacia el centro del arreglo, es probable que se trate de una oquedad.

Se hizo el ejercicio de filtrar los datos de ruido a diferentes rangos de frecuencia para recuperar información de estructuras a diferentes profundidades. En la imagen 4.3 se muestran las imágenes obtenidas con datos de ruido filtrados en diferentes bandas de frecuencia, en general se puede notar que a medida que se profundiza se pierde ruido. En orden descendente, la primera imagen fue filtrada entre 11 y 15 [Hz] y la segunda entre 10 y 14 [Hz]. Las longitudes de onda largas, ligadas a estructuras más profundas están asociadas a frecuencias bajas, mientras que frecuencias altas están relacionadas con longitudes de onda cortas, es decir a estructuras más someras, es por ello que entre más alto es la banda de frecuencias entre las que se filtra aparece más ruido, pues se está caracterizando el medio más cercano a la superficie.

Las velocidades reportadas tanto en la tomografía de la Col. El Alfalfar como en la Col. Bellavista coinciden con el perfil de ondas de corte de ambos sitios, (ver figuras 2.11 y 2.13).

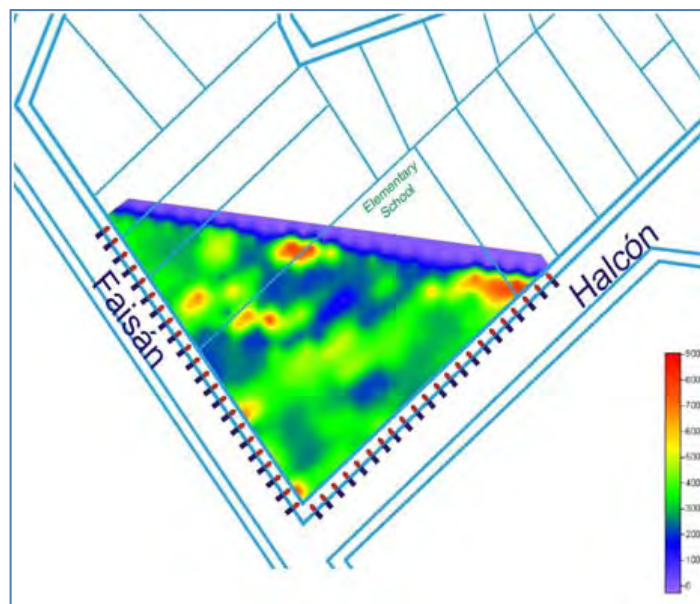


Figura 4.2. Imagen de tomografía del sitio B. Se aprecia zonas de baja velocidad hacia los receptores 10-13 que oscilan entre los 200 [m/s] sobre la calle Faisán, el cuál coincide con la bocamina reportada por la DAO. Las zonas en color rojo corresponden a velocidades entre los 800 y 900 [m/2]. Los puntos en rojo corresponden a los receptores y los azules a las fuentes.

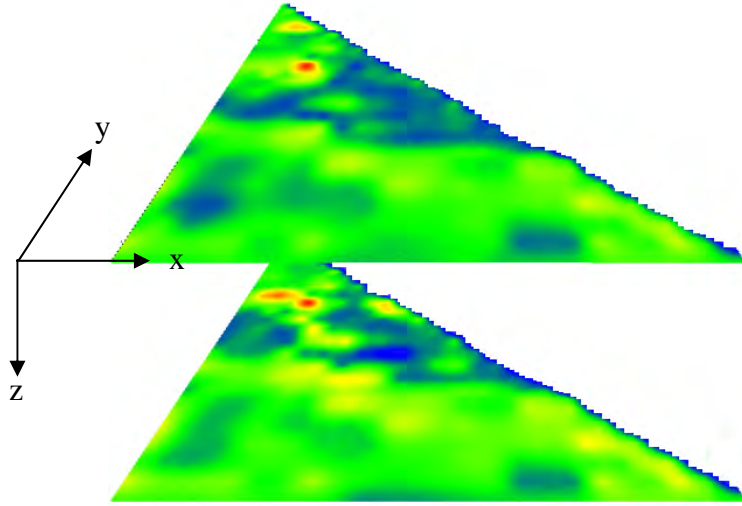


Figura 4.3. Imágenes de tomografía para el sitio B con datos filtrados a 11- 15 [Hz] para la más somera y 10 -14 [Hz] para la más profunda. Se observe que a menor profundidad existe menos ruido cultural asociado a los datos.

IV.3. Correlación de Datos de Ruido a lo largo del Tendido de 4.5 Hz. Sitio B.

Debido a que en cada sitio contamos con tendidos sísmicos con geófonos con una respuesta en frecuencia de 4.5, aprovechamos esta banda de frecuencia para explotar la técnica de correlación (interferometría) a lo largo del tendido (Draganov, 2009). Recordemos que a lo largo de estos tendidos también se tienen datos de refracción, donde se observó que se dificulta el seguimiento de los primeros arribos debido a que la energía provista por los golpes de marro, no penetraron lo suficiente. Por ello, exploramos los registros producidos por las bailarinas, en especial, aquellos en el sitio B, en la calle Halcón.

En este apartado se trata de la correlación de datos de ruido del mismo tendido. Como ya se mencionó anteriormente en el capítulo 2, la técnica convencional de refracción en ocasiones no resulta adecuada, en especial para zonas urbanas donde las fuentes de ruido son considerables, como tráfico vehicular, maquinaria en operación, etc., y por usar una fuente que no es lo suficientemente potente para propagar el frente de onda hasta el final del tendido (mazo y placa). Por lo general las ondas se atenúan antes de llegar hasta aquellos receptores que se encuentran más lejanos a la fuente, especialmente cuando éste

excede los 30 [m] de longitud. Cuando estas circunstancias se presentan, es recomendable utilizar la técnica de la refracción virtual (Mikesell, D., van Wijk, K., Calvert, A., & Haney, M., 2009). Los datos de ruido cultural ya procesados mediante la metodología propuesta por Bensen, G. D., et al. (2007) fueron empleados para realizar la refracción virtual. Se tomó un registro de ruido y se deconvolucionó con el resto del mismo tendido. Se tomaron ventanas de tiempo de 1.5 [s] y se apilaron los resultados de toda la traza. Este tipo de refracción virtual resulta útil cuando se tienen datos de ruido y datos de refracción convencional para compararlos (figuras 3.7 y 3.8). Al hacer la deconvolución de ruido con el resto del tendido es el equivalente a colocar una fuente impulsiva en el registro que se tomó como referencia y haber registrado en todo el tendido. Resulta más fácil de identificar el primer arribo y éste se puede seguir hasta el final del mismo tendido. Al igual que la crosacorrelación de series de tiempo, se requiere de lecturas lo suficientemente largas de tiempo. En la figura 3.7 se muestra una comparativa entre esta técnica y su equivalente en tiro de refracción convencional. A la derecha, el tiro de refracción se pueden identificar los primeros arribos en los geófonos más cercanos a la fuente, sin embargo a medida que la distancia fuente-receptor incrementa, la señal empieza a ser dominada por ruido y esto dificulta la identificación de las ondas P. A la izquierda, la refracción virtual, donde ocurre un fenómeno interesante. A los 24 [m] de distancia del primer receptor y hasta los 35 [m] se puede apreciar una zona identificada con el círculo negro, donde la energía no penetró, o rodeó un cuerpo anómalo, que de acuerdo a la DAO puede ser asociado a una presencia de una cavidad. De ahí podemos intuir que se trata de un medio con una impedancia acústica muy contrastante con el medio circundante. En la imagen de la izquierda los rojos representan los máximos y los azules el mínimo.

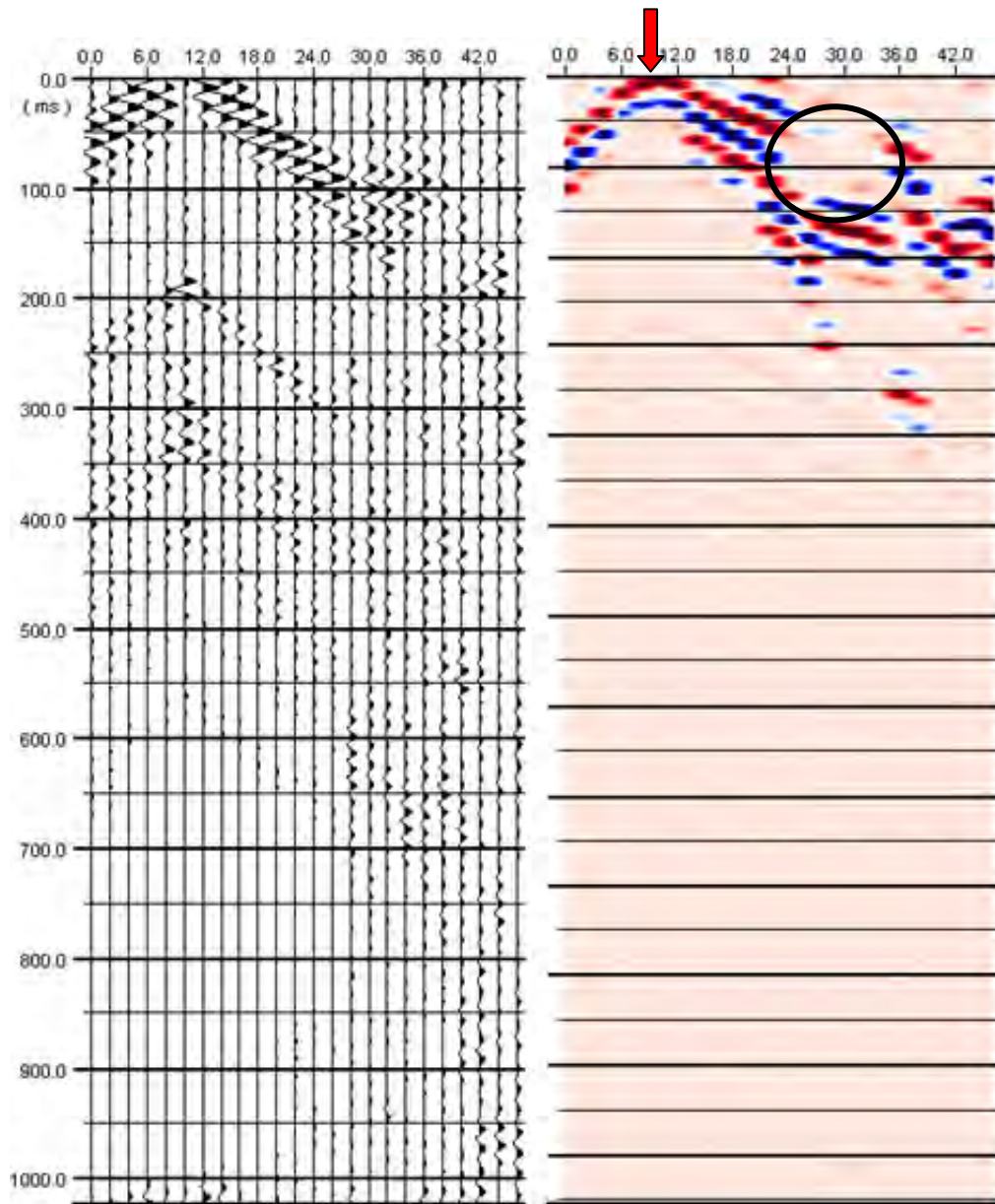


Figura 3.7. A la izquierda, el registro obtenido mediante refracción convencional los receptores más alejados de la fuente carecen de la amplitud suficiente para identificar la onda P y se encuentran más dominados por ruido que aquellos más cercanos a la fuente. A la derecha el registro obtenido a través de la correlación de datos de ruido en el mismo tendido (refracción virtual). La flecha roja señala la fuente impulsiva virtual colocada a 10[m] de distancia sobre el tendido. El círculo negro indica la zona donde se carece completamente de continuidad de la fase y amplitud, posiblemente asociado a un cuerpo anómalo que impide la libre propagación de la energía.

La imagen 3.8 ilustra la misma metodología de refracción virtual a la izquierda y a la derecha su equivalente tiro de refracción. En esta ocasión, observamos la deconvolución del receptor número 23 con los demás geófonos del tendido, al igual que en la figura 3.7, se advierte la presencia de un cuerpo anómalo que impide la libre propagación del frente de onda, se encuentra a la misma distancia que la observada en la imagen 3.7, entre los 24 y 30 [m] de distancia, por lo que podemos decir que se trata del mismo cuerpo. Con ello se corrobora su existencia, pues, la fuente impulsiva virtual situada sobre el receptor 23 también es capaz de detectar esta anomalía.

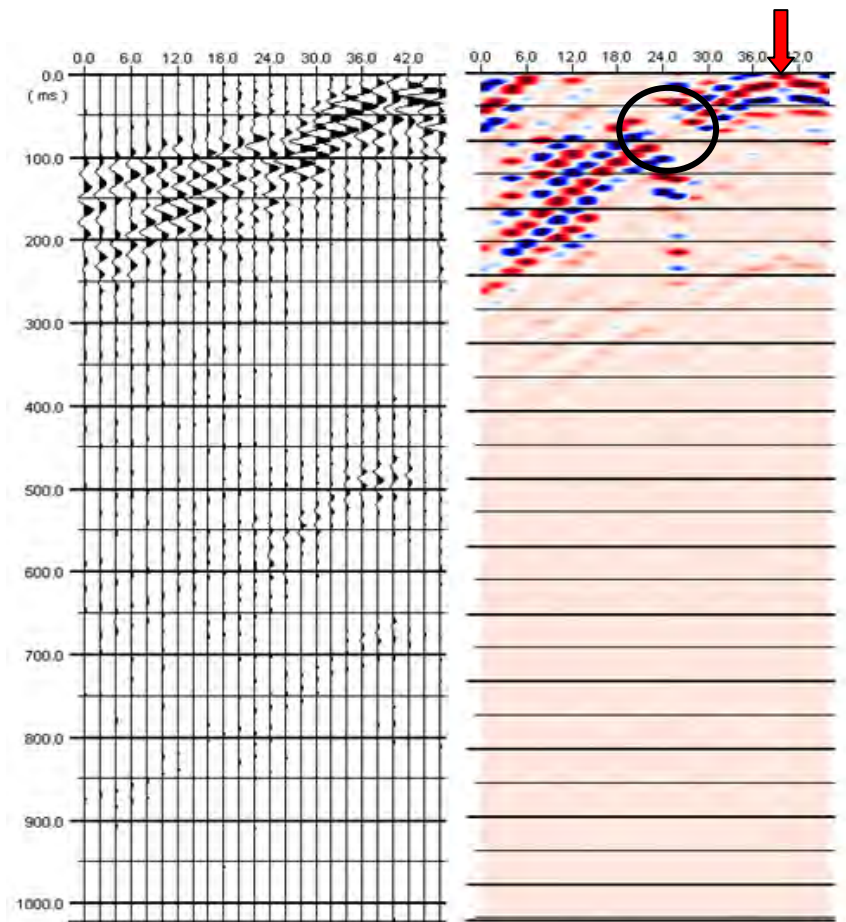


Figura 3.8 A la izquierda se muestra un registro de refracción convencional sobre la calle Halcón. A la derecha el registro logrado mediante refracción virtual. La flecha roja señala la posición de la fuente impulsiva sobre el penúltimo geófono.

Este procedimiento solo se llevó a cabo con los datos de la calle Halcón ya que en el tendido sobre esta calle estaban colocados los geófonos de 4.5 [Hz], que favorecen el registro de ruido cultural.

Capítulo

V

Conclusiones y Recomendaciones

En este estudio se presentan los resultados obtenidos mediante la técnica de Tomografía de Interferometría Sísmica usando tiempos de viaje y empleando una fuente activa. Los dos sitios de exploración pertenecen a la zona urbana de la Delegación Álvaro Obregón (DAO) y se encuentran situados sobre oquedades, o minas abandonadas. Los sitios de exploración fueron dispuestos por la DAO a fin de desarrollar las técnicas de interferometría sísmica, pues en dichos sitios no es posible realizar estudios geofísicos mediante técnicas convencionales de exploración geofísica que proporcionen información del subsuelo bajo un conjunto de viviendas.

La sísmica de refracción en zonas urbanizadas presenta inconvenientes y no es del todo certera en su interpretación, pues existe ruido de alta frecuencia que resulta difícil de remover en el procesamiento de los datos. En nuestros experimentos se colocaron geófonos sobre perforaciones en el concreto, lo cual impidió en gran medida que la energía sísmica liberada por la fuente se propagase a lo largo del tendido. Observamos que gran parte de esta energía se atenuó en pocos metros de distancia a partir de la fuente, limitando de esta manera la profundización de frentes de onda. La placa y el marro empleados resultan insuficientes para tendidos largos, sobre todo aquellos que sobrepasan los 30 [m] de longitud por lo que identificar los primeros arribos manualmente se complica en aquellos receptores más lejanos a la fuente.

Sin embargo, utilizando la energía de vibración inducida por la vibrocompactadora, fue posible utilizar el concepto de refracción virtual. Con los mismos datos de ruido registrados a lo largo de un tendido convencional de refracción sísmica, donde los geófonos tenían una respuesta en frecuencia de 4.5 Hz, se realizó la correlación de un receptor con el resto de ellos sobre la misma línea de geófonos, los resultados mostraron un mejor seguimiento de la onda P a lo largo del tendido, incluso en aquellos receptores más alejados de la fuente. Esto ayudó a identificar zonas claras donde la energía sísmica no penetró o rodeó un objeto anómalo que podría ser correlacionado con una cavidad subterránea en el sitio B.

La detección es un problema de adquisición y de instrumentación, no tanto del procesamiento de los datos, pues se necesitan registros de calidad para poder obtener los resultados esperados. En primera instancia, podemos relacionar las cavidades subterráneas con anomalías de baja velocidad en nuestras tomografías que se encuentran en un medio encajonante de mayor velocidad. Los valores de velocidad de ondas de corte que encontramos mediante las ondas superficiales generadas en la sísmica de refracción, están dentro del rango de los 200 y 800 [m/s]. Valores similares se observan en la tomografía de interferometría y los valores menores a estos rangos en las tomografías corresponden al menos en el área de bocaminas, a ausencia de material

El ruido inducido en este estudio para el uso del método de interferometría sísmica fue generado en alta frecuencia (30-45 Hz). En ambos sitios de estudio, se desplegaron sensores de diferente respuesta y el uso de ruido en alta frecuencia, no permitió contar con longitudes de onda más largas que evidenciarían anomalías de velocidad a mayor profundidad, como en el caso del sitio A. Para el sitio B, se observa que las posibles cavidades son más superficiales.

A fin de continuar con la aplicación de este método, se sugiere utilizar geófonos de baja frecuencia entre ambos tendidos y buscar una fuente de vibración que genere ondas en frecuencias quizá menores a 20 Hz, o bien emplear sismógrafos que graben en forma continua para utilizar ruido ambiental.

Referencias

- [1] Bensen, G. D., et al. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band Surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260.
- [2] Chávez-García, F., Rodríguez M. & Stephenson W. (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationary of Noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 1, pp 277-293.
- [3] Cárdenas-Soto, et al. (2009). Estudio de la respuesta sísmica en colonias de la Delegación Álvaro Obregón.
- [4] Curtis, A., Gertoft, P., Sato, H., Snieder R. & Wapenaar K. (2006). Seismic interferometry ,turning noise into signal. *The Leading Edge.*, pp 1082- 1092.
- [5] Dahlen, F. A. Resolution limit of travelttime tomography. (2004). *Geophysical Journal International*, 157, 315-331.
- [6] Doll, W. E., Sheehan, J. R., Mandell, W. A., & Watson, D. B. Seismic Refraction Tomography for Karst Imaging. U.S. Army environmental Center, Aberdeen.
- [7] Draganov, D., Campman, X., Thorbecke, J., Verdel, A., & Wapenaar, K. (2009) Reflection images from ambient seismic noise. *Geophysics*, Vol, 74, No. 5. P. A63-A67.
- [8] Draganov, D., Wapenaar, K., & Thorbecke, J. (2006). Seismic Interferometry: Reconstructing the earth's response. *Geophysics*, Vol. 71, No. 4, P. SI61-SI70.
- [9] Gerstoft, P., et al. (2006). Green's functions extraction and surface-wave tomography from microseisms in southern California. *Geophysics*, Vol. 7, No. 4. P. SI23-SI31.
- [10] Gouédard, P., et al. (2008). Cross-correlation of random fields: mathematical approach and applications. *Geophysical Prospecting*. 56, 375-393.
- [11] Gouédard, P., Roux, P., Campillo, M., & Verdel, A. (2008). Convergence of two-point correlation function toward the Green's function in the context of seismic-prospecting data set. *Geophysics*, Vol., 73, No. 6. P. V47-V53.
- [12] Halliday D. & Curtis A. (2008). Seismic Surface waves in suburban environment: Active and passive Interferometric methods. *The Leading Edge.*, pp 210-218.
- [13] Inazaki, T., et al.,. Near-Surface cavity detection by high resolution seismic reflection methods using short-spacing type land streamer. *Geological Survey of Japan*.

- [14] Larose, E., et al.(2006). Correlation of random wavefields: An interdisciplinary review. *Geophysics*, Vol. 71, No. 4, P. SI11-SI21.
- [15] Lin, F., et al., (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography of New Zeland. *Geophysical Journal International*.
- [16] Matsuoka, T., Shiraishi, K. (2006). Application of seismic interferometry to subsurface imaging. *International Symposium on RAEG*. Pp 35-38.
- [17] Mehta, K., Snieder, R. & Graizer, V. (2007). Extraction of near-surface properties for a lossy layered medium using the propagator matrix. *Geophysical Journal International*, 169, 271-280.
- [18] Mikesell, D., van Wijk, K., Calvert, A., & Haney, M. (2009). The virtual refraction: Useful spurious energy in seismic interferometry. *Geophysics*, Vol. 74, No.3, P. A13-A17.
- [19] Miyazawa M., Snieder R., & Venkataraman A. Application of seismic interferometry to extract P and S wave propagation and observation of shear-wave splitting from noise data at Cold Lake, Alberta, Canada. *Geophysics*, Vol., 73, No., 4, P.D35-D40.
- [20] Pedersen, H. A. & Krüger, F. & Svekopalpo Seismic Tomography Working Group (2007). Influence of the seismic noise characteristics on noise correlations in the Baltic Shield. *Geophysical Journal International*, 168, 197-210.
- [21] Picozzi, M., Parolai, S., Brindi, D., & Strollo, A. Characterization of shallow geology by frequency seismic noise tomography. *GeoForschungsZentrum, University of Potsdam*.
- [22] Reyes-Pimentel, A. (2008). Aplicación de la tomografía sísmica lineal entre pozos para resolver la problemática geotécnica que enfrenta la construcción del túnel Río de la Compañía. Tesis de Licenciatura.
- [23] Reyes-Pimentel, T. (2009). Sismicidad en el Poniente de la Ciudad de México resultados en la parte Norte de la Delegación Álvaro Obregón. Tesis de Licenciatura.
- [24] Rickett, J., & Claerbout. (1999). Acoustic daylight imaging via spectral factorization: Helioseismology and reservoir monitoring. *The Leading Edge*. Pp 947-960.
- [25] Roten D., & Fäh, D. (2007). A combined inversion of Rayleigh wave dispersion and 2-D resonance frequencies. *Geophysical Journal International*, 168, 1261-1275.

- [26] Schuster, G. T. (2009). *Seismic Interferometry*. Cambridge University Press.
- [27] Schuster, G. T., Yu, J., Sheng, J. Y. & Rickett, J. (2004). Interferometric / daylight seismic imaging. *Geophysical Journal International*, 157, 838-852.
- [28] Shapiro, N. M., & Campillo M. (2004). Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, Vol. 31, L07614.
- [29] Stehly, L., et al., Tomography of the alpine Region from Observations of Seismic Ambient Noise.
- [30] Stehly, L. Campillo, M., Froment, B. & Weaver, L. (2008). Reconstructing Green's function by correlation of the coda of the correlation of ambient seismic noise. *Journal of Geophysical Research*, Vol., 113, B11306.
- [31] Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, M. (2007). Traveltime measurements from noise correlation: stability and detection of instrumental time-shifts. *Geophysical Journal International*, 171, 223-230.
- [32] Stehly, L., Campillo, M., Shapiro, M. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, Vol., 111, B10306.
- [33] Stein, S., & Wysession, M., (2002). *Introduction to Seismology, Earthquakes, & Earth Structure*. Blackwell Publishing.
- [34] Tae-Seob Kang & Jin Soo Shin. (2006). Surface-wave tomography from ambient seismic noise of accelerograph networks in southern Korea. *Geophysical Research Letters*, 33, L17303, doi; 10.1029/2006GL027044.
- [35] Vasconcelos, I. & Snieder R. (2008). Interferometry by deconvolution: Part 2-Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging. *Geophysics* Vol. 73, No. 3, S129 - S141.
- [36] Vasconcelos, I. & Snieder R. (2008). Interferometry by deconvolution: Part 1-Theory for elastic waves and application to drill-bit seismic imaging. *Geophysics* Vol. 73, No. 3, S115 - S128.
- [37] Wapenaar, K., & Fokkema, J. (2006). Green's function representations for seismic interferometry. *Geophysics*, Vol. 71, No. 4. P. SI33-SI46.
- [38] Wapenaar, K., Draganov, D., & Robertsson, J. (2006). Introduction to the supplement on seismic interferometry. *Geophysics*, Vol., 71, No. 4.

- [39] Wapenaar, K., van der Neut, J., & Ruigrok, E. Passive seismic interferometry by multidimensional deconvolution. *Geophysics*, Vol. 73, No., 6. P. A51-A56.
- [40] Wathelet, M., Jongmans, D., & Ohrnberger, M. (2004). Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements. *Near Surface Geophysics*. Pp 211-221.
- [41] Wegler U. & Schönfelder S. (2007). Fault zone monitoring with passive image interferometry. *Geophysical Journal International*, 168, 1029-1033.
- [42] Xue, Y., Dong, S., & Schuster G. T., (2009). Interferometric prediction and subtraction of surface waves with a nonlinear local filter. *Geophysics*, Vol., 74, No.1. P. S11-S18.
- [43] Yadari, N., Ernst F., & Mulder W. (2008). Near-surface attenuation estimation using wave-propagation modeling. *Geophysics*, Vol. 73, No. 6. P. U27-U37.
- [44] Yang, Y., Ritzwoller, M., H., Levshin, A. & Shampiro, N. (2007). Ambient noise Rayleigh wave tomography across Europe. *Geophysical Journal International*, 168, 259-274.