



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**TÉCNICAS DE RUIDO SÍSMICO PARA LA OBTENCIÓN DE UN
MODELO 3D DE VELOCIDAD DE ONDA "S" EN EL ANEXO DE
INGENIERÍA, CIUDAD UNIVERSITARIA**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A

ROSARIO SÁNCHEZ CRUZ

DIRECTOR DE TESIS

DR. MARTÍN CÁRDENAS SOTO



CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, 2019

Agradecimientos

Primero que nada agradezco a Dios, porque sin su ayuda esto no hubiera sido posible. ¡Gracias mi Dios por tantas bendiciones!

Agradezco a la Universidad Nacional Autónoma de México por mi formación profesional y por darme el privilegio de pertenecer a esta casa de estudios.

Al Departamento de Geofísica de la Facultad de Ingeniería, por facilitarme el uso de recursos de infraestructura.

Este estudio ha sido apoyado por proyectos UNAM-DGAPA: PAPIME-PE103918 y PAPIIT-117119. Parte de las ideas generadas en la tesis fueron gracias a la colaboración de mi asesor en el proyecto 266055, convocatoria C0013-2015-03 CONACYT-DST.

Dr. Martín Cárdenas Soto le estoy infinitamente agradecida por darme la oportunidad de trabajar con este proyecto, por su apoyo, conocimiento y empeño en este trabajo.

Agradezco al M. en C. José Piña Flores por su enorme aportación en esta tesis. Gracias por su tiempo, conocimiento, por toda la asesoría y por la idea de abordar el tema por medio de sectores. Asimismo, agradezco a los profesores de la facultad por su conocimiento y por contribuir en mi formación académica.

Al M. en C. David Escobedo Zenil por brindarme información de sondeos geotécnicos de la zona, por ser parte de mi jurado y su tiempo. A mis sinodales: Dr. Sergio Chávez Pérez, Dr. Josué Tago Pacheco e Ing. Pablo Aguirre, por su tiempo en la revisión de este trabajo y sus aportaciones.

Dedicatoria

A mi hermosa familia por su apoyo y confianza. A mis abuelitos ya que parte de lo que soy es gracias a ellos: Emiliana y Guillermo, gracias por su educación y le agradezco infinitamente a Dios la bendición de tenerlos aún conmigo y poder recibir sus sabios consejos.

A mis padres que me han brindado su apoyo y protección en distintas adversidades de mi vida: Rocelia Cruz y Benito Monroy. Ambos son un claro ejemplo de valentía y esfuerzo.

Vianey y Selene, ustedes son el motivo principal para superarme. Gracias por su cariño, por su apoyo, también porque siempre me alegran el día con sus locuras y sobre todo por la confianza que me han depositado. A mi hermana Wendy, que a pesar de la distancia es una persona muy importante en mi vida.

Uriel Bazán, no tengo las palabras para agradecer todo tu apoyo. Gracias por tu compañía, tu disposición, tu cariño y porque cuando las cosas se complicaban nunca me dejaste caer y siempre me alentaste para seguir adelante. Gracias por formar parte de mi vida y viajar conmigo este trayecto llamado universidad.

A todos mis amigos que me acompañaron en este camino tan importante: Araceli, Angélica, Adriana, Jazmín, Chucho, Esteban, y Valente. A mis amigos fuera de la universidad que han estado a mi lado en distintas circunstancias de mi vida: Normeli, Teresa, Neftalí, Melchor, Beto, Alan, Elena y Alver. Gracias por hacer ameno este camino y por su linda amistad.

¡Gracias!

El camino es el que nos enseña la mejor forma de llegar y nos enriquece mientras lo estamos cruzando.

Paulo Coelho

Contenido

RESUMEN	VI
ABSTRACT	VII
CAPÍTULO 1.....	1
1. GENERALIDADES.....	1
1.1. Introducción	1
1.2. Zona de estudio	4
CAPÍTULO 2.....	7
2. MARCO TEÓRICO.....	7
2.1. Ruido sísmico.....	7
2.2. Características de ondas superficiales.....	8
2.3. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC).....	10
2.4. Método espectral frecuencia-número de onda (F-K).....	13
2.5. Método del cociente espectral H/V	16
CAPÍTULO 3.....	20
3. METODOLOGÍA.....	20
3.1. Instrumentación y adquisición de datos	20
3.2. Procesamiento.....	22
3.3. Cálculo de curvas de dispersión	24
3.3.1. Método SPAC.....	26
3.3.2. Análisis F-K.....	29
3.4. Aplicación del cociente espectral H/V.....	32
3.5. Inversión conjunta para la obtención de modelos de velocidad 1-D.....	34
CAPÍTULO 4.....	36
4. ANÁLISIS Y CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS.....	36
4.1. Comparación de las curvas de dispersión	36
4.2. Comparación de espectros H/V.....	38
4.3. Comparación de perfiles 1-D.....	41
4.4. Modelo 3D.....	44

4.5. Discusión de resultados.....	49
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	50
REFERENCIAS.....	52
Apéndice 1: Método de inversión conjunta.....	57
Apéndice 2: Modelos 1-D.....	59
Apéndice 3: Diagrama de estimación de modos superiores a partir del espectro H/V.....	74
Apéndice 4: Breviario sobre MASW.....	75
4.1. Modelo inicial.....	75

RESUMEN

La aplicación de técnicas de vibración ambiental permite explorar el subsuelo para la cuantificación y definición de la estructura de velocidad de onda de corte. Este trabajo se realizó aplicando tres métodos de ruido sísmico: Cociente espectral H/V (Nakamura, 1989), Espectro $f-k$ (Capon, 1969) y Método de Autocorrelación Espacial (Aki, 1957), basados en la suposición que los microtemores están conformados principalmente por ondas superficiales. El objetivo es obtener una estructura 3D de velocidad de onda S bajo un área de $56 \times 36 \text{ m}^2$ donde se planteó construir un edificio, en el Anexo de Ingeniería, Ciudad Universitaria (UNAM), CDMX. La adquisición se llevó a cabo mediante geófonos de 1 y 4.5 Hz conectados a sismógrafos, y un par de sismómetros triaxiales de banda ancha. El análisis de datos se realizó conformando 15 sectores (arreglos lineales, en L y uno rectangular) para los que se calculó una curva de dispersión representativa utilizando el método SPAC y el análisis $f-k$. La estimación del modelo 3D de onda S partió de invertir conjuntamente el cociente H/V con la curva de dispersión de ondas de Rayleigh. El resultado es una estructura tridimensional de la distribución de la velocidad de onda S que permite analizar el subsuelo hasta 25 m de profundidad ($200 < V_s < 700 \text{ m/s}$). El modelo obtenido es de gran interés para conocer la respuesta sísmica de sitio con fines geotécnicos, estimar módulos elásticos y parámetros futuros para diseño sísmico.

ABSTRACT

Ambient vibration techniques estimate the subsoil characteristics to define the shear wave velocity structure. In this work, we applied three seismic noise methods: H / V Spectral ratio (Nakamura, 1989), $f-k$ spectrum (Capon, 1969), and Spatial Autocorrelation Method (Aki, 1957), based on the assumption that microtremors are mainly composed of surface waves. The objective is to obtain a 3D- V_s structure under an area of $56 \times 36 \text{ m}^2$ where a school building was erected (on School of Engineering, UNAM, CDMX). The acquisition was carried out using 48 geophones (1 and 4.5 Hz) and a couple broadband seismometers. The data analysis was performed along 15 sectors (In L-shaped, linear, and rectangular arrays), where I compute a representative dispersion curve using the SPAC method and the $f-k$ analysis. The 3D- V_s model was derived from the joint inversion of the H / V ratios and the Rayleigh wave dispersion curves. The S-wave velocity distribution permits analyze the subsoil until 25 m depth ($200 < V_s < 700 \text{ m/s}$). This model lets to know the site seismic response for geotechnical purposes, estimate elastic modules, and parameters for seismic design.

CAPÍTULO 1

1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

La construcción de obras civiles requiere evaluar parámetros sísmicos que permitan diseñar una estructura confiable y segura. La falta de rigidez en el subsuelo, la saturación, las oquedades, el asentamiento horizontal y el contenido de material arcilloso representan un riesgo sísmico. El riesgo sísmico es una medida importante a considerar para una zona de construcción. Si el movimiento sísmico es considerable, éste puede derrumbar la estructura y poner en riesgo la vida humana y sus recursos. Esto implica que las características geológicas del subsuelo son factores primordiales para una obra segura. Conocer el comportamiento del subsuelo permite diseñar una estructura que, por ejemplo, no entre en resonancia y, consecuentemente, no rebase desplazamientos de diseño. Citando un ejemplo, el evento más catastrófico ocurrido en la CDMX, el temblor del 19 de septiembre de 1985, con magnitud 8.1, donde más de diez mil personas perdieron la vida por el desplome de algunos edificios y estructuras mal diseñadas.

La estimación de un modelo estratigráfico de velocidad de onda S, así como la evaluación de la frecuencia fundamental del sitio, permiten contar con elementos de diseño para estimar el nivel de amplificación sísmica que se pueden presentar ante sismos futuros. La amplificación local por suelos blandos superficiales es un factor importante en un terremoto destructivo, pues la distribución de daños durante grandes sismos está condicionada por el efecto de sitio (cambios en el movimiento sísmico debido a la estructura irregular del subsuelo cerca de la superficie) (Chávez-García, 2007).

Existen métodos geofísicos como los de refracción y de reflexión sísmica, técnicas geotécnicas o perforación de pozos geotécnicos que permiten estimar parámetros como la rigidez, el efecto de sitio, velocidad de onda de corte (V_s), velocidad de onda compresional (V_p), entre otros. Sin embargo, en ocasiones resulta costoso y limitante, principalmente cuando el estudio se realiza en zonas urbanas y se ocupan fuentes activas como explosivos o perforar; procedimientos que pueda dañar estructuras internas como tuberías, cables subterráneos, etc. Dadas estas limitantes, el mejor análisis para estos casos es el uso de técnicas de ruido sísmico ambiental, lo cual es más económico y accesible.

En un estudio de ruido sísmico (o vibración ambiental) se analizan las ondas superficiales que están contenidas en éste. El ruido sísmico es generado por las olas oceánicas, la actividad humana (como es el tráfico y las grandes maquinarias), el viento, la actividad volcánica y toda aquella actividad que perturba el suelo (Okada, 1997). En la actualidad existen distintos métodos para el análisis de registros de vibración ambiental, tales como el Cociente Espectral H/V (Nakamura, 1989), el Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) (Aki, 1957) y el Espectro $f-k$ (Capon, 1969).

La técnica del Cociente Espectral H/V permite estimar el efecto de sitio. Fue introducida por Nogoshi e Igarashi (1971), y años más tarde retomada por Nakamura (1989). Esta técnica estima el periodo dominante del sitio realizando un cociente entre el espectro del componente horizontal sobre el espectro del componente vertical de las ondas de Rayleigh (Nakamura, 1989).

Existen métodos que requieren de registros simultáneos en dos o más estaciones, como el método $f-k$ (Horike, 1985) y el método de Autocorrelación Espacial (SPAC, por sus siglas en inglés Spatial Autocorrelation Method) (Aki, 1957) los cuales proporcionan información acerca de la estructura de velocidades del sitio (Flores-Estrella, 2001). La técnica del Espectro $f-k$ (frecuencia-número de onda) fue propuesta por Capon (1969), supone que los microtemores contienen el componente vertical de las ondas de Rayleigh, además que trata la señal como un proceso estacionario que lo representa con una función de densidad espectral $f-k$. Esta técnica permite determinar la estructura V_s del subsuelo y estimar la dirección de propagación de la onda (Okada, 2003).

Por otra parte, el método SPAC fue introducido por Aki (1957) y estima una estructura V_s analizando el componente vertical de las ondas de Rayleigh. El procedimiento hace uso de la autocorrelación espacial entre pares de estaciones, para un arreglo que obedece una geometría en particular.

Actualmente, la técnica del cociente espectral H/V tiene otros alcances, ya que no estima únicamente la frecuencia fundamental, sino que a través de un algoritmo de inversión se puede conocer la estructura V_s del sitio. Esta técnica fue introducida por Fäh *et al.* (2001), donde proponen invertir la curva H/V como una aproximación del modo fundamental de la curva de elipticidad de las ondas de Rayleigh para una estación del arreglo.

En este trabajo se emplean éstas tres técnicas de ruido sísmico (HV, F-K y SPAC) para estimar la estructura V_s del subsuelo a fin de abordar el objetivo general:

Utilizar métodos de ruido sísmico para explorar la estructura tridimensional de velocidad V_s del subsuelo a un costado del edificio J en el Anexo de Ingeniería, Ciudad Universitaria, con el fin de estimar las condiciones del suelo donde ahora se encuentra una obra civil.

Los objetivos específicos son

- Emplear el Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) y el Espectro frecuencia-número de onda ($f-k$) para obtener la curva de dispersión representativa del medio.
- Determinar el efecto de sitio empleando la técnica del cociente espectral H/V.
- Emplear el método de inversión conjunta para estimar el modelo 1-D de la onda S.
- Obtener una estructura tridimensional V_s de la zona de estudio, confrontando los resultados obtenidos por las tres técnicas y realizar un análisis de las condiciones del suelo ante la construcción de una obra civil.
- Calcular el periodo dominante y obtener un modelo 3D de la onda de corte representativo para la Facultad de Ingeniería, UNAM.

Para lograr los objetivos planteados, en esta tesis se abordan cuatro apartados, el primer capítulo expone la ubicación geográfica y geología de la zona de estudio. En el segundo capítulo se presenta el marco teórico explicando el ruido sísmico, las ondas presentes en los microtemores y las tres técnicas de vibración ambiental empleadas en la investigación: Cociente espectral H/V (Nakamura, 1989), Espectro $f-k$ (Capon, 1969) y Método de Autocorrelación Espacial (Aki, 1957). El tercer apartado aborda la metodología como la adquisición de datos y el procesamiento de las tres técnicas empleadas.

En el cuarto capítulo se realiza la confrontación de los resultados obtenidos con el fin de estimar un modelo 3D de velocidad V_s y se presenta un análisis de los resultados y parámetros estimados. Finalmente se exponen las conclusiones y recomendaciones del estudio.

1.2. Zona de estudio

El estudio se realizó a un costado del Edificio J en el Anexo (o conjunto de edificios de la División de Ciencias Básicas) de la Facultad de Ingeniería, ubicado dentro del campus central de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), al sur de la Ciudad de México, Alcaldía de Coyoacán.

El Anexo de ingeniería está ubicado cerca del circuito exterior, frente a la Facultad de Ciencias, a un costado de la Facultad de Contaduría y Administración. Del lado poniente se encuentra el Posgrado de Ingeniería y al norte el llamado camino verde. Sus coordenadas geográficas son 19° 19' 44" N, 99° 11' 13" W, y el sitio se ubica a 2,307 metros sobre el nivel del mar (Figura 1).

El campus central de Ciudad Universitaria (UNAM) fue construido sobre un derrame lávico que hoy conocemos como el Pedregal de San Ángel y limitado por diferentes alcaldías; al N-NE por Coyoacán, al NW por Magdalena Contreras y al SW por Tlalpan. La parte sur está dominada por la Sierra del Chichinautzin (Badilla-Cruz, 1977), donde se localizan las características fisiográficas del Ajusco, que es el campo volcánico más importante en cuanto a la composición geológica del Pedregal de San Ángel, asociado al derrame del volcán Xitle.

La Sierra Chichinautzin es un campo volcánico que alberga más de 200 edificios y forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que atraviesa la República Mexicana en dirección E-O. El Xitle es el volcán más joven de la Sierra Chichinautzin y el más importante en cuanto a la composición geológica del Valle de México, específicamente al campus de Ciudad Universitaria.

Las lavas basálticas del Pedregal emitidas por el volcán Xitle cubren un área de aproximadamente 70 km² y las rocas corresponden a la edad cuaternaria, 1670 +/- 35 años aproximadamente (Siebe, 2009). En Ciudad Universitaria aflora el basalto solidificado de tipo pahoehoe (fragmentos torcidos y surcos acordonados), pero también se pueden encontrar muestras compactas y masivas con vesicularidades, cuyo espesor varía entre 50 cm y 10 m. Schmitter (1953) argumenta que los basaltos expuestos en Ciudad Universitaria contienen minerales como olivino, augita, apatita, labradorita y en menor proporción magnetita titanífera, hematita e iddingsita.

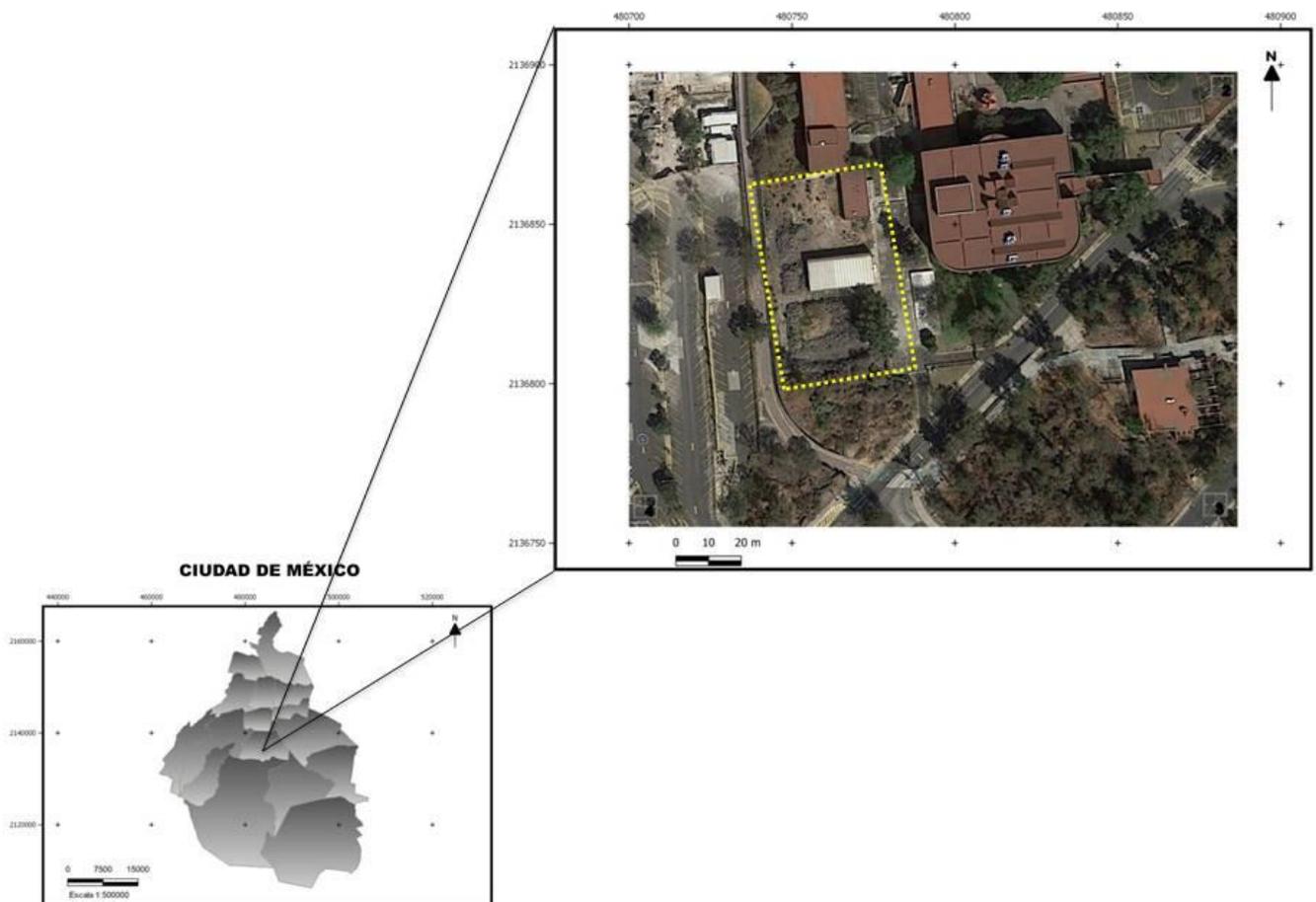


Figura 1. Ubicación geográfica del Anexo de Ingeniería, Ciudad Universitaria, en el mapa de la Ciudad de México. El rectángulo amarillo corresponde al área de estudio. Imagen tomada de Google Earth.

Enciso (1994) cuestiona acerca del origen de las lavas del pedregal que provengan del Xitle, ya que considera poco probable que un volcán con apenas 250 m de diámetro haya generado ese volumen de lava. Además que no existen evidencias de un canal de escurrimiento con orientación NE, por lo que sugiere la hipótesis de que la efusión de lavas venga de una fractura profunda paralela a los conos volcánicos Xitle-Cuatzontle-Oloica y el Cerro La Magdalena.

El Pedregal de San Ángel se encuentra en una zona donde la actividad sísmica no es tan recurrente, los registros sísmicos son de baja magnitud, aunque de acuerdo al Servicio Sismológico Nacional, se tiene registro de varios sismos al año, la mayoría ocurren en los márgenes de la cuenca de México. Con base a la clasificación del Valle de México, Ciudad Universitaria pertenece a la zona geotécnica clasificada como lomas o zona firme, donde el

subsuelo presenta menor amplificación sísmica, no obstante, la zona sí ha presentado daños por eventos sísmicos como el ocurrido el 19 de septiembre del 2017.

CAPÍTULO 2

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Ruido sísmico

Se conoce como ruido sísmico a la vibración del suelo cuya causa es debida a una fuente natural o una fuente artificial, según la frecuencia con la que se propague la energía. Okada (1997) lo define como los movimientos de fondo de la Tierra sólida que ocurren continuamente y aparentemente no tienen relación con eventos específicos como terremotos y explosiones.

Cuando la fuente es de origen natural ($f < 1\text{Hz}$) se denomina microsismo y cuando la fuente es debida a actividad antropogénica ($f > 1\text{Hz}$) se conoce como microtremor (Figura 2). Bard (1999) clasifica el origen de ruido sísmico con base en la frecuencia con la que oscilan:

- Periodos largos (inferior a 0.3 – 0.5 Hz), los microtremores son causados por las olas del océano a largas distancias.
- Periodos intermedios (entre 0.3-0.5 Hz y 1 Hz), se generan por las olas marinas cercanas a la costa, por el viento, la actividad volcánica y variaciones atmosféricas.
- Periodos cortos (mayor a 1 Hz), están vinculados a la actividad humana como tránsito vehicular, personas caminando, tráfico, industrias, trabajos de construcción etc. denominados ruidos culturales (Okada, 1997).

Debido a la variabilidad de fuentes, en un registro resulta complicado conocer la fuente exacta de donde se está propagando la energía. Es por ello que en algunos casos se asume que los microtremores son causados por vibración ambiental, es decir, toda aquella vibración del suelo tanto de fuente natural como artificial cuya frecuencia sea mayor a 1 Hz.

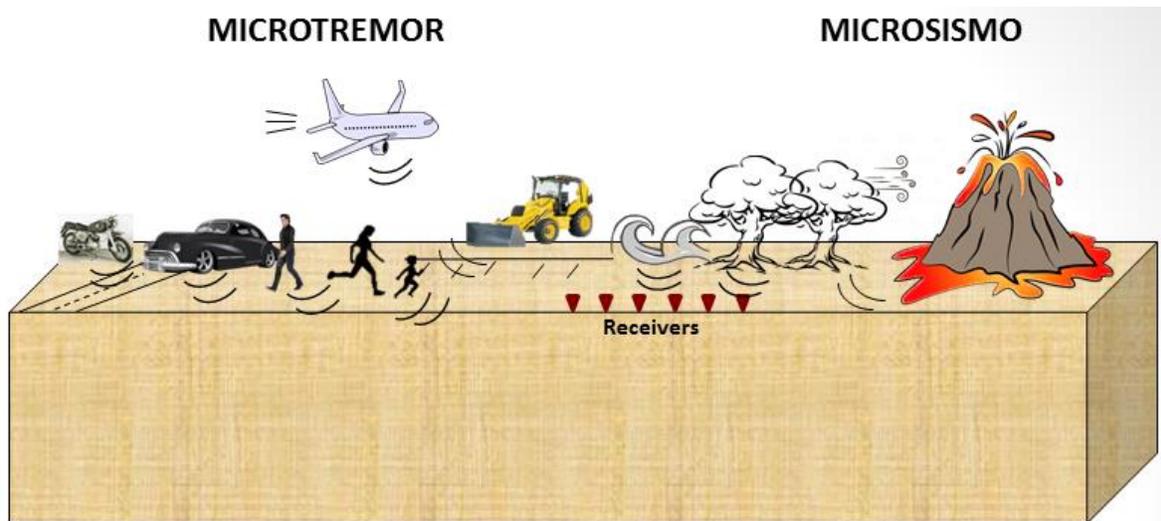


Figura 2. Agentes generadores de ruido sísmico. Los microtremores se generan por actividad antropogénica y los microsismos por fuentes de origen natural.

2.2. Características de ondas superficiales

Los microtremores son un campo complejo de ondas tanto de cuerpo como superficiales. Kanai et al. (1983) asumieron que el ruido consiste principalmente de ondas S incidiendo verticalmente, pero esta idea fue rechazada por varios investigadores, entre ellos Bard (1999) quien indicó que el procesamiento de registro de ruido se basa en el supuesto de que se compone principalmente de ondas superficiales, y su análisis se centra en el componente vertical, de modo que las ondas de Love no son consideradas (García, 2010).

Los métodos geofísicos basados en el análisis de ondas superficiales fundamentan su teoría en la elipticidad de las ondas de Rayleigh y recurren a la característica dispersiva para caracterizar los suelos (Tokimatsu, 1997), es decir, la velocidad de ondas superficiales depende de su frecuencia (Aki, 1957).

La dispersión de ondas superficiales es un término que está relacionado con las velocidades de fase

$$c(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)}, \quad (2.1)$$

y de grupo

$$U = \frac{\delta\omega}{\delta k}. \quad (2.2)$$

donde ω es frecuencia angular y k número de onda.

La velocidad de fase de ondas de Rayleigh para un semiespacio homogéneo será siempre la misma, mientras que en un medio heterogéneo la velocidad de fase es dependiente de la frecuencia o longitud de onda (Hurime *et al.*, 2015). En la expresión (2.1), la velocidad de fase relaciona la frecuencia con el número de onda. Esta relación permite estimar una curva de dispersión, gráfico que relaciona la velocidad de fase con una cantidad finita de frecuencias.

Por otra parte, la elipticidad es una propiedad importante para las ondas de Rayleigh que es reflejada en una curva de elipticidad. Las ondas de Rayleigh se propagan en la superficie de la tierra con un movimiento elíptico retrógrado y su amplitud decae con la profundidad. El movimiento cambia de sentido a prógrado cuando se profundiza un quinto de la longitud de onda (Stein y Wysession, 2003). El cambio del sentido de rotación se entiende como el desvanecimiento del componente vertical del movimiento elíptico, el cual está relacionado con el pico de la frecuencia fundamental en la curva de elipticidad.

2.3. Método de Autocorrelación Espacial (SPAC)

El método de SPAC (por sus siglas en inglés Spatial Autocorrelation Method) fue introducido por primera vez por Aki (1957) cuyo objetivo es determinar una estructura de velocidades de la onda de cizalla a través de un registro de vibración ambiental. Se cree que los microtemores son un proceso estacionario en el tiempo y espacio.

La técnica propuesta por Aki (1957) realiza un proceso de autocorrelación entre pares de estaciones de una disposición circular de sensores donde se tiene la estación central E_C cuyas coordenadas son $(0,0)$ y E_A como la estación sobre el círculo con coordenadas (r, θ) (Figura 3).

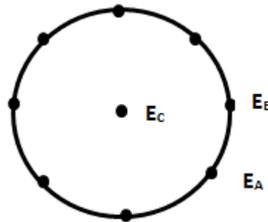


Figura 3. Arreglo instrumental en forma circular para el método de SPAC.

La metodología sugiere que a partir de los dos sensores es posible obtener la función de correlación cruzada para calcular el coeficiente de correlación espacial (ρ) en todas direcciones

$$\rho(f, r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \gamma_{CA}(r, \theta, f) d\theta, \quad (2.3)$$

para γ_{CA} [coeficiente de correlación espacial entre la estación E_C y E_A] definido como

$$\gamma_{CA}(r, \theta, f) = \text{Re} \left[\frac{S_{CA}(r, \theta, f)}{S_C(f) \cdot S_A(r, \theta, f)} \right], \quad (2.4)$$

donde $S_C(f)$ es la función de autocorrelación de la estación central, $S_A(r, \theta, f)$ la función de autocorrelación de la estación A y $S_{CA}(r, \theta, f)$ la función de correlación cruzada entre las dos estaciones.

Si el campo de onda de microtemores es estacionario e isótopo, el promedio azimutal toma la forma de la función de Bessel J_0 (Chávez-García, 2007), por tanto la ecuación puede ser simplificada de la forma

$$\rho(f, r) = J_0\left(\frac{2\pi}{c(f)}r\right). \quad (2.5)$$

La expresión (2.5) es el coeficiente de autocorrelación espacial para un registro de microtemores, donde J_0 es la función de Bessel de primera especie y orden cero, r es la distancia entre estaciones y $c(f)$ la velocidad de fase en función de la frecuencia f (Flores-Estrella, 2001).

La figura 4 expone de forma sintetizada la metodología donde a partir del conjunto de datos se calcula el coeficiente SPAC, que con base en la teoría de Okada (1997), el coeficiente de autocorrelación espacial de los microtemores varía en la forma de la función de Bessel del primer tipo de orden cero para diferentes frecuencias. En cada frecuencia se deriva la velocidad de fase de las ondas superficiales. Este proceso determina la curva de dispersión, la que a través de un algoritmo de inversión estima un modelo estratigráfico del subsuelo.

El arreglo instrumental de esta técnica limitaba su aplicación y eficiencia a diferencia de otros métodos, ya que la teoría fue planteada para un arreglo circular. No obstante, en la actualidad ya se demostró que el método es útil para otras geometrías, conservando la misma resolución y exactitud en los datos. Chávez- García et al. (2005) proponen que el método de SPAC puede utilizarse sin restricciones, y se puede aplicar tan solo a un par de estaciones, sustituyendo el promedio azimutal planteado por Aki (1957) por un promedio temporal (ver Chávez-García et al. (2005) y Wathelet (2005)).

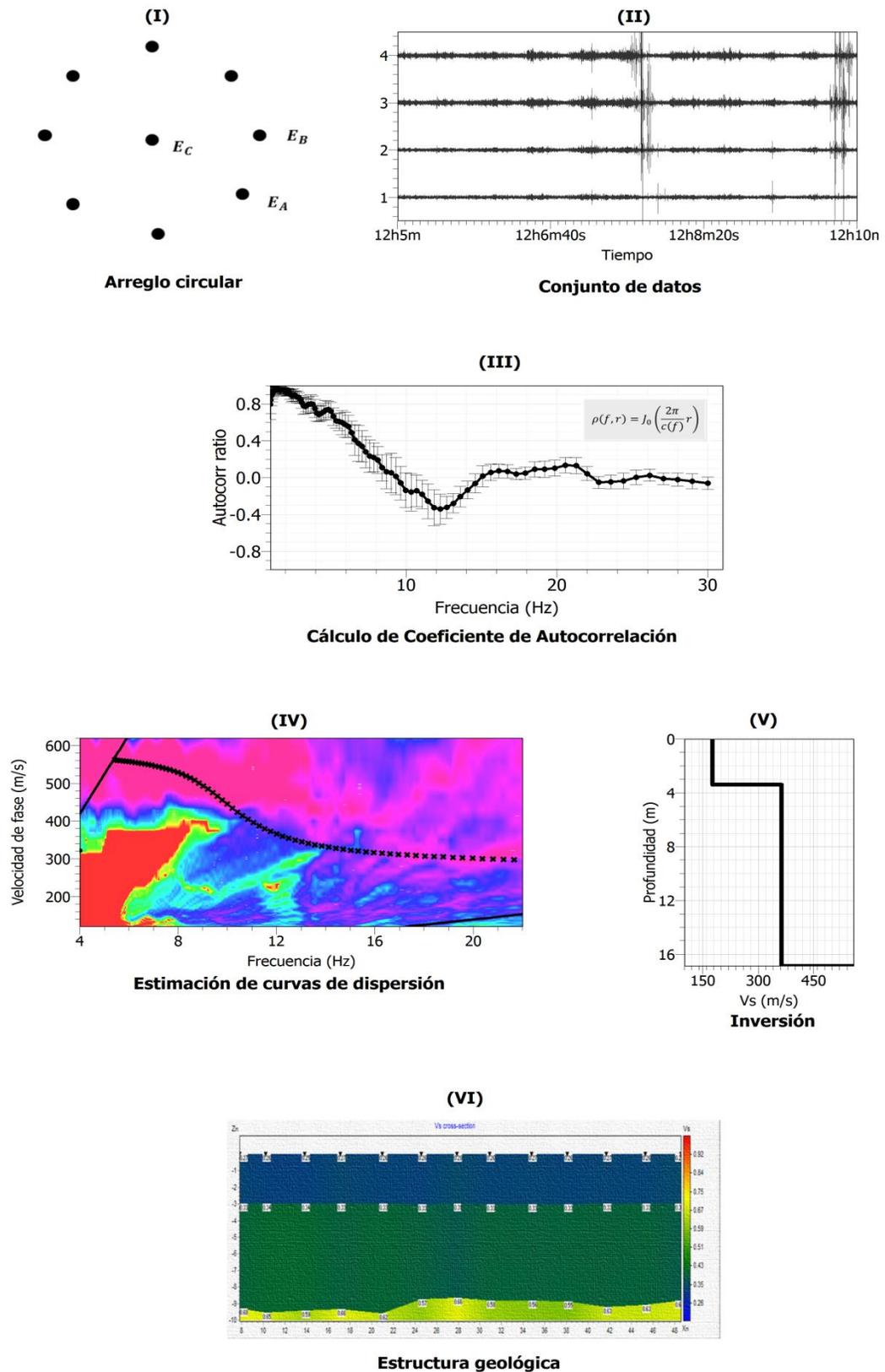


Figura 4. Procedimiento del Método de Autocorrelación Espacial para un acomodo circular.

2.4. Método espectral frecuencia-número de onda (F-K)

Los métodos de estudio de los microtemores buscan detectar las ondas superficiales que se están propagando bajo el arreglo de estaciones. Uno de los métodos para analizar las ondas superficiales y principalmente el componente vertical de las ondas de Rayleigh es la técnica Frecuencia-Número de onda ($f-k$), propuesta por Capon (1969), cuyo objetivo es estimar la estructura de ruido sísmico, asumiendo que frentes de ondas planas atraviesan el arreglo (Schmidt-Díaz, 2012).

El tamaño del arreglo de estaciones depende de la profundidad de investigación y el arreglo no obedece una geometría en particular. La técnica supone que los microtemores son un proceso estacionario en tiempo y espacio, que puede ser caracterizado por una función de densidad espectral de potencia (Okada, 2003) que indica cómo está distribuida la energía sobre las distintas frecuencias. La metodología se basa en la construcción de una curva de dispersión con base en la máxima respuesta del arreglo para cada frecuencia dentro del plano (k_x, k_y) que corresponde a los números de onda contenidos en un plano horizontal del arreglo de sensores (Echevarría y Schmidt-Díaz, 2016)(Figura 5).

El espectro $f-k$ puede ser estimado por dos métodos: Método de Filtrado Espacial o método convencional (también conocido en inglés como Beam-forming Method, BFM) introducido por Lacoss et al. (1969) y Método de Alta Resolución propuesto por Capon (1969).

El método convencional trata los datos de los microtemores recopilados de un conjunto de múltiples estaciones de observación como un solo registro de una estación para calcular la velocidad y la dirección de la onda con mayor potencia (Okada, 2003).

Para el BFM la estimación del espectro $f-k$ está dado por

$$P_b(f, k) = \sum_{l,m=1}^n \phi_{lm} \cdot \exp\{ik(x_l - x_m)\}, \quad (2.6)$$

donde f es la frecuencia, k es el vector de número de onda en dos dimensiones, n el número de sensores, ϕ_{lm} es la estimación del espectro de potencia cruzada entre los l –ésimo y m –ésimo datos, x_l y x_m son las coordenadas del l –ésimo y m –ésimo sensores (Horike, 1985).

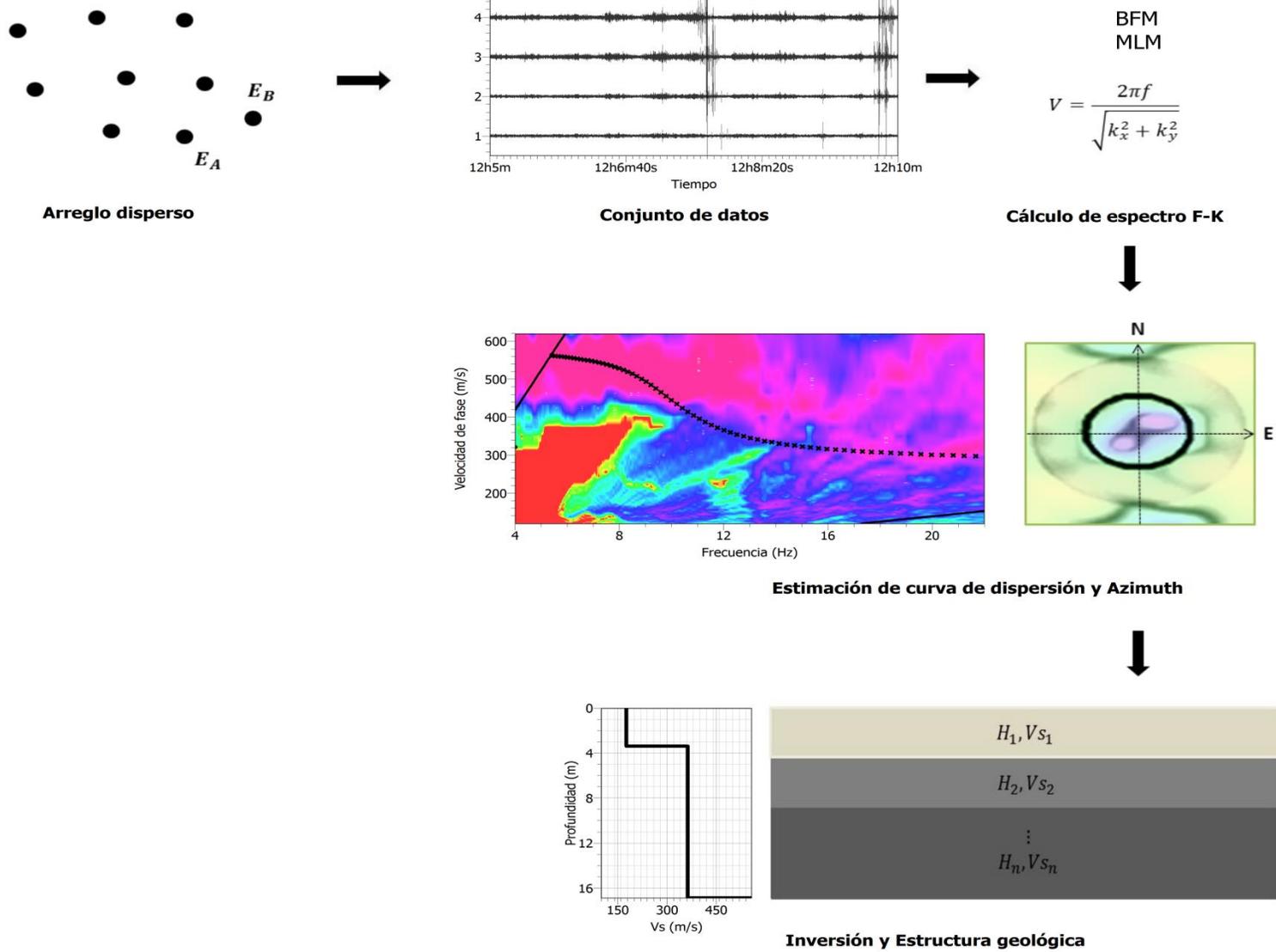


Figura 5. Metodología para el análisis f-k.

El método de alta resolución o método de máxima verosimilitud (por sus siglas en inglés Maximun Likelihood Method, MLM), fue desarrollada por Capon (1969) y es el método usualmente empleado para la estimación del espectro $f-k$, ya que a comparación del BFM este es más resolutivo.

Horike (1985) expone el espectro $f-k$ para el método de alta resolución dado por

$$P_m(f, k) = \left(\sum_{l,m=1}^n \phi_{lm}^{-1} \cdot \exp\{ik(x_l - x_m)\} \right)^{-1}, \quad (2.7)$$

donde ϕ_{lm}^{-1} es la matriz inversa de ϕ_{lm} .

La principal diferencia entre los dos métodos es la ventana de tiempo con la que trabaja (Horike, 1985), además que en el BFM la respuesta está determinada únicamente por la ubicación de los sensores, mientras que para el método de alta resolución, la respuesta depende de la ubicación de los sensores y de la calidad de los datos.

A partir del espectro $f-k$ se puede estimar la velocidad de fase y la dirección de propagación de la onda más dominante, mediante las expresiones matemáticas siguientes: (Okada, 2003)

$$c_0 = \frac{2\pi f_0}{|k_0|} = \frac{2\pi}{T_0 \sqrt{k_{x0}^2 + k_{y0}^2}}, \quad (2.8)$$

y

$$\phi_0 = \tan^{-1} \left(\frac{k_{x0}}{k_{y0}} \right), \quad (2.9)$$

donde c_0 es la velocidad de fase y ϕ_0 la dirección de propagación . Ambas se calculan para el pico del espectro $f-k$ en las coordenadas (k_{x0}, k_{y0}) .

2.5. Método del cociente espectral H/V

Uno de los métodos indirectos más utilizados para la estimación del periodo dominante de vibración del suelo es la técnica de cocientes espectrales H/V en una misma estación de registro de microtemores (Lermo y Chávez-García, 1994). Los primeros en proponer el uso de registros de microtemores para estimar el efecto de sitio fueron Kanai et al. (1954). Sin embargo, el método fue introducido por Nogoshi e Igarashi (1971) y años más tarde retomado por Nakamura (1989).

Nogoshi e Igarashi (1971) se basan en la suposición que los microtemores consisten de ondas superficiales y bajo esta idea varios autores apoyan el argumento, Bard (1999) expone:

- La relación H / V está relacionada básicamente con la elipticidad de las ondas de Rayleigh, debido al predominio de las ondas de Rayleigh en el componente vertical.
- La elipticidad depende de la frecuencia y muestra un pico pronunciado alrededor de la frecuencia fundamental para los sitios que muestran un contraste de impedancia suficientemente alto entre la superficie y los materiales profundos. Este pico está relacionado con el desvanecimiento del componente vertical de las ondas fundamentales de Rayleigh.

Por otra parte, Nakamura (1989) sugirió la estimación directa de la Función de Transferencia de ondas S, eliminando el efecto de ondas superficiales, pero su propuesta tuvo fuertes críticas por varios investigadores. Por ello, en el año 2000 publica nuevamente su teoría con una ligera modificación, separando los microtemores en ondas superficiales y ondas de cuerpo.

En términos generales el método de Nakamura asume lo siguiente:

- El ruido sísmico ambiental está conformado principalmente por ondas superficiales de Rayleigh.
- Estas ondas tiene su origen en fuentes locales muy cerca de la superficie y las fuentes profundas no contribuyen.
- Los movimientos verticales en la base de un depósito de suelo es el mismo que en la superficie.

Suponiendo la estructura de una cuenca sedimentaria donde H_f y V_f son el espectro horizontal y vertical del suelo superficial de la cuenca, H_b y V_b son el espectro horizontal y vertical en la base del movimiento.

Matemáticamente, el factor de amplificación horizontal se puede expresar como

$$T_h(\omega) = \frac{H_f(\omega)}{H_b(\omega)}. \quad (2.10)$$

En la capa sedimentaria, el componente vertical no puede ser amplificada ($A_v = 1$) alrededor del rango de frecuencia donde el componente horizontal recibe gran amplificación. Si no hay efecto de las ondas de Rayleigh $V_f \cong V_b$. Por otro lado, si $V_f > V_b$ se considera el efecto de Rayleigh (Nakamura, 2000). Con esta idea, el autor menciona una corrección removiendo el efecto de ondas superficiales contenida en las ondas internas, y supone que este efecto está incluido en el espectro vertical de las ondas en superficie (V_f). Por tanto,

$$T_v(\omega) = \frac{V_f(\omega)}{V_b(\omega)}. \quad (2.11)$$

Removiendo el efecto de ondas de Rayleigh

$$SM(\omega) = \frac{T_h(\omega)}{T_v(\omega)} = \frac{\frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)}}{\frac{H_b(\omega)}{V_b(\omega)}} = \frac{QTS}{\frac{H_b(\omega)}{V_b(\omega)}} \quad (2.12)$$

El "cuasi-espectro de transferencia" o QTS es la propuesta que da Nakamura como una estimación fiable de la función de transferencia y experimentalmente demostró que

$$\frac{H_b(\omega)}{V_b(\omega)} \approx 1. \quad (2.13)$$

Por tanto,

$$SM(\omega) = \frac{H_f(\omega)}{V_f(\omega)}. \quad (2.14)$$

La ecuación 2.14 es la estimación del efecto de sitio a través del cociente espectral del componente horizontal sobre el espectro del componente vertical de ondas de cuerpo para una estación. De acuerdo con Nakamura, en esa ecuación no existe la contribución de efectos de fuente o alguna otra contribución debido a la propagación de las ondas. La figura 6 representa gráficamente el procedimiento de este método para obtener el efecto de sitio.

Actualmente, algunos investigadores han trabajado en plantear una demostración más sólida de este método, debido a que la técnica de Nakamura ha dado muy buenos resultados, pero no tiene sustentabilidad confiable. La idea de esta propuesta se basa en la teoría de campo difuso y está fundamentado en que el H/V es proporcional a la parte imaginaria de la función de Green (*ver Spica et al. (2015) y Sánchez-Sesma et al. (2011)*).

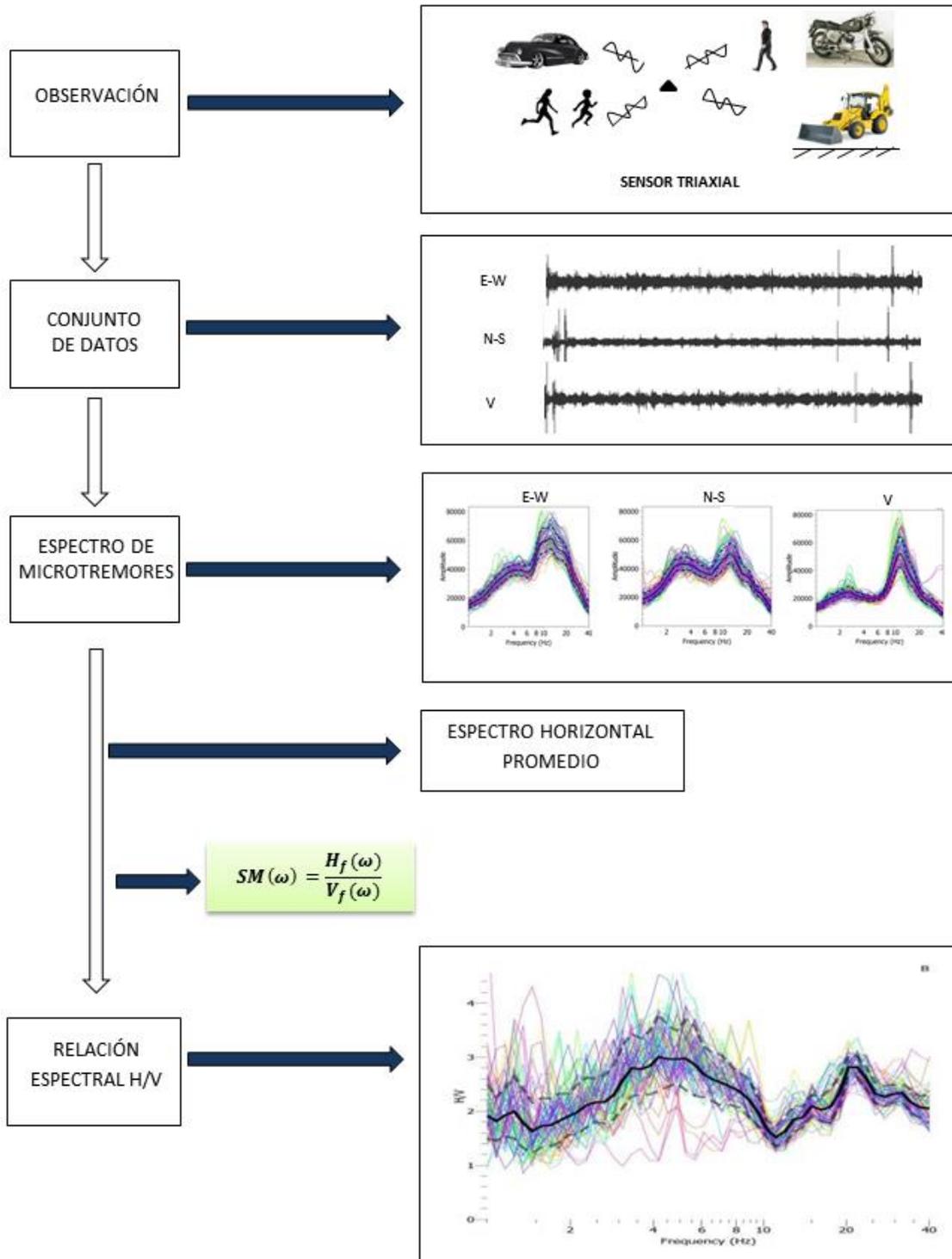


Figura 6. Procedimiento para calcular el espectro H/V a partir de una estación de medición.

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGÍA

3.1. Instrumentación y adquisición de datos

Los equipos de medición utilizados para el registro de microtemores en este estudio fueron a) cuatro sismógrafos Seistronix EX-6, que incluye una unidad de interfaz de línea (LIU), una unidad de adquisición (AU), baterías y una computadora portátil; b) un par de sismógrafos triaxiales de banda ancha Guralp Systems modelo CMG-6TD. Los sensores de los sismógrafos fueron geófonos verticales de 4.5 Hz y sensores verticales LF-24 de 1 Hz. Los datos fueron adquiridos en la segunda semana de noviembre del 2016 mediante tres tipos de arreglos:

- El primer arreglo consistió en un rectángulo de 56×36 [m] cubriendo el contorno del área de estudio junto al edificio J en el Anexo de Ingeniería, Ciudad Universitaria (ver Figura 7). Alrededor del rectángulo fueron colocados 48 sensores verticales de 4.5 Hz, espaciados en el lado más corto 3.3 m y en el lado más largo 4.3 m. En este arreglo se registraron 30 minutos de ruido sísmico para utilizarlo en el procesamiento del Método de Autocorrelación Espacial (SPAC) y en el Método del Espectro $f-k$.
- En el segundo arreglo instrumental, se utilizaron 6 sensores verticales de 1 Hz, colocados en los vértices del rectángulo y dos en el centro de la arista mayor de dicho rectángulo (ver Figura 7). La duración del registro fue de 60 minutos, y también se aplicaron técnicas SPAC y $f-k$.
- El tercer arreglo fue conformado por 16 puntos de medición independientes mediante un par de sensores triaxiales de banda ancha Guralp Systems modelo 6TD dentro del rectángulo indicado en la figura 6. Este arreglo permitió aplicar el método del Cociente Espectral H/V. Para la facilitación del procesamiento se clasificaron en 16 estaciones enlistados por las letras A-P (ver Figura 7). La medición de ruido fue de 30 minutos, aproximadamente.

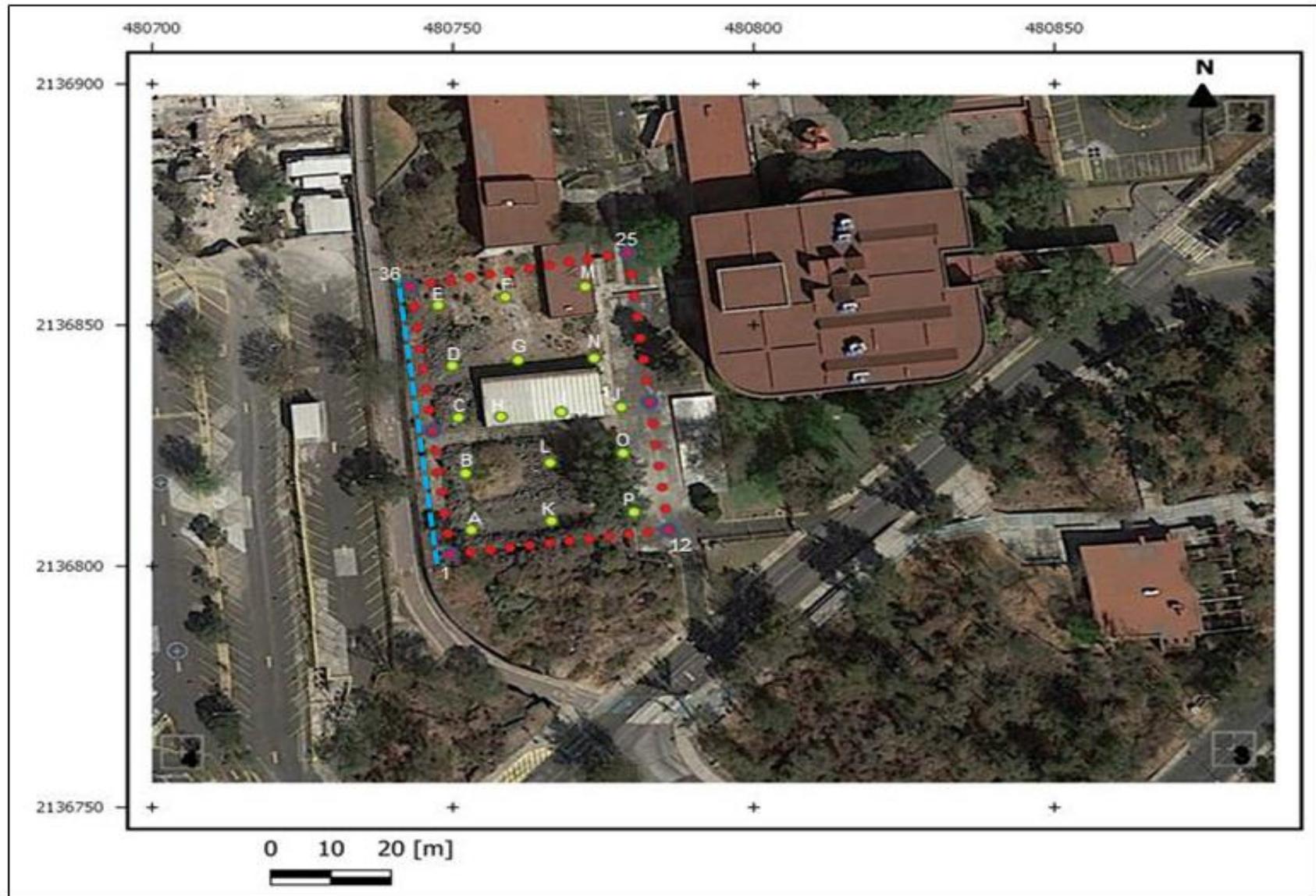


Figura 7. Disposición de sensores en el área de estudio: los puntos rojos corresponden a los sensores verticales de 4.5 Hz, los puntos amarillos son las estaciones clasificadas por las letras A-P compuesto por sensores triaxiales de banda ancha Guralp Systems 6TD, y los puntos azules representan los sensores verticales LF-24 de 1 Hz que están posicionados en el mismo lugar de algunos sensores verticales de 4.5 Hz. La línea azul punteada representa el levantamiento de fuente activa utilizada para el método MASW (Apéndice 4).

3.2. Procesamiento

La aplicación de las técnicas de ruido sísmico se realizó en 15 sectores caracterizados por arreglos lineales, en L y uno rectangular. Estos arreglos se visualizan en las figuras 8 y 9, que consisten en dividir la zona de estudio en pequeñas porciones con el fin de tener una mejor resolución en la caracterización del subsuelo.

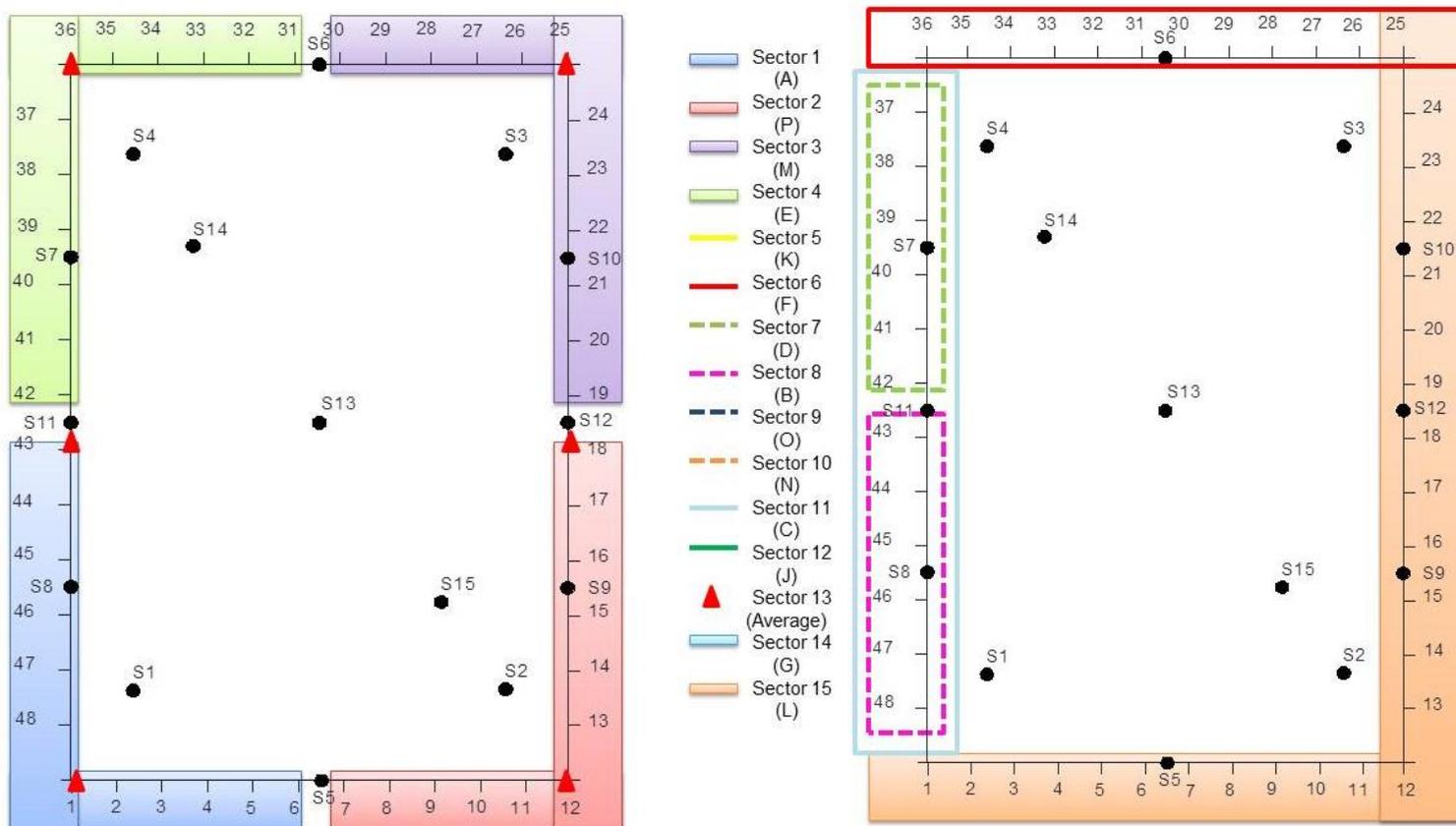


Figura 8. Clasificación de 15 sectores utilizados para el procesamiento. Las líneas y bandas de colores representan sectores, las letras entre paréntesis son estaciones del H/V utilizadas en cada sector (indicadas en la figura 7) y los puntos negros son puntos de atribución. Los triángulos rojos corresponden a un arreglo rectangular usando sensores de 1 Hz.

Para cada sector se estimó una curva de dispersión, el espectro H/V y un modelo 1-D de onda S. Se asignaron puntos de atribución (con base en el centro geométrico de cada arreglo) para el modelo 1-D con sus respectivas coordenadas y se eligió un espectro H/V para cada sector, tomando el más cercano al punto de atribución. Con la información en los puntos de atribución se interpolaron los datos para el modelo tridimensional de onda S.

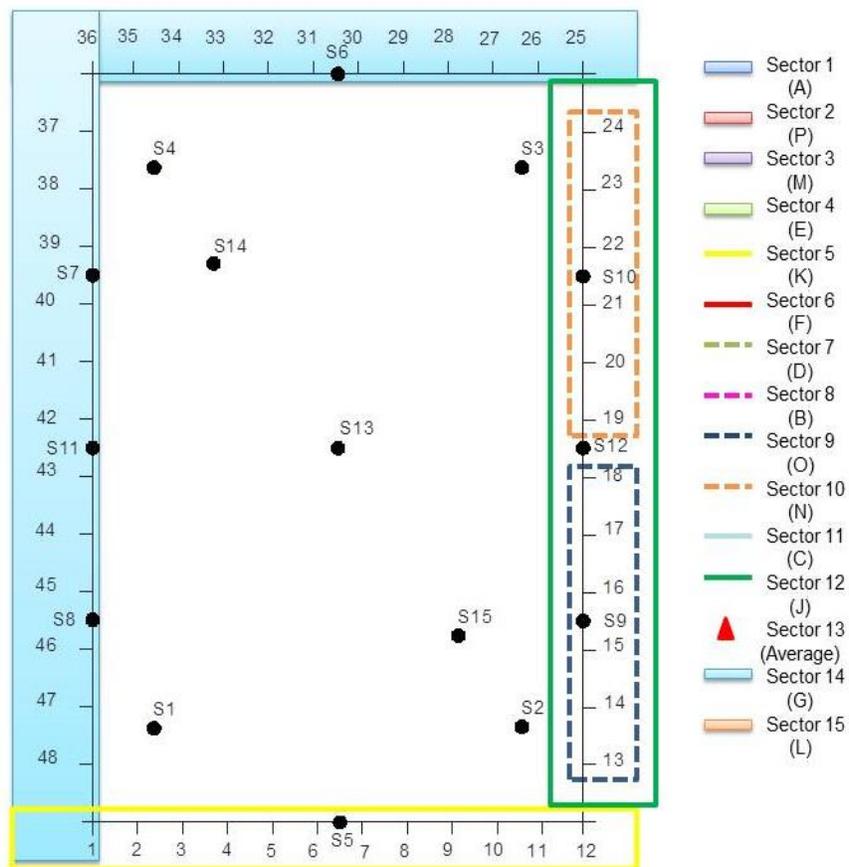


Figura 9. Clasificación de 15 sectores utilizados para el procesamiento. Las líneas y bandas de colores representan sectores, las letras entre paréntesis son estaciones del H/V utilizadas en cada sector (indicadas en la figura 7) y los puntos negros son puntos de atribución.

3.3. Cálculo de curvas de dispersión

En cada sector se estimó una curva de dispersión mediante el método de Autocorrelación Espacial y el espectro $f-k$. Para ello se hizo uso de los módulos `spac2disp` y `max2curve` de la paquetería Geopsy (Wathelet, 2002). Se analizaron las dos curvas dadas por los métodos, y se seleccionó manualmente la curva representativa de cada sector, bajo los siguientes criterios:

- Curvas de autocorrelación
- Espectro H/V
- Curva de dispersión inferida por el H/V
- Gráfico estadístico del análisis $f-k$
- Identificación de zonas de buena resolución
- Abanicos de confiabilidad

Para la correcta selección del modo fundamental de onda de Rayleigh se hizo uso del cociente espectral H/V. La inversión del H/V determina un modelo paramétrico que a través de una segunda inversión (directa) es posible calcular teóricamente la curva de dispersión del modo fundamental y los modos superiores de ondas de Rayleigh. Esta característica permite identificar de manera más confiable la curva de dispersión. La figura 10 es el gráfico de dispersión del sector 6, en que fue calculada la curva de dispersión del modo fundamental (experimentalmente); se puede observar concentraciones de energía superiores que indican la posible presencia de modos altos. En el gráfico $v-f$ (*velocidad-frecuencia*) están superpuestas las curvas teóricas estimadas por la paquetería HV-inv v.2.5 (modo fundamental, primer y segundo modos superiores). En el Apéndice 3 se muestra un diagrama de la obtención de los modos superiores teóricos a partir de la inversión del cociente H/V en HV-inv.

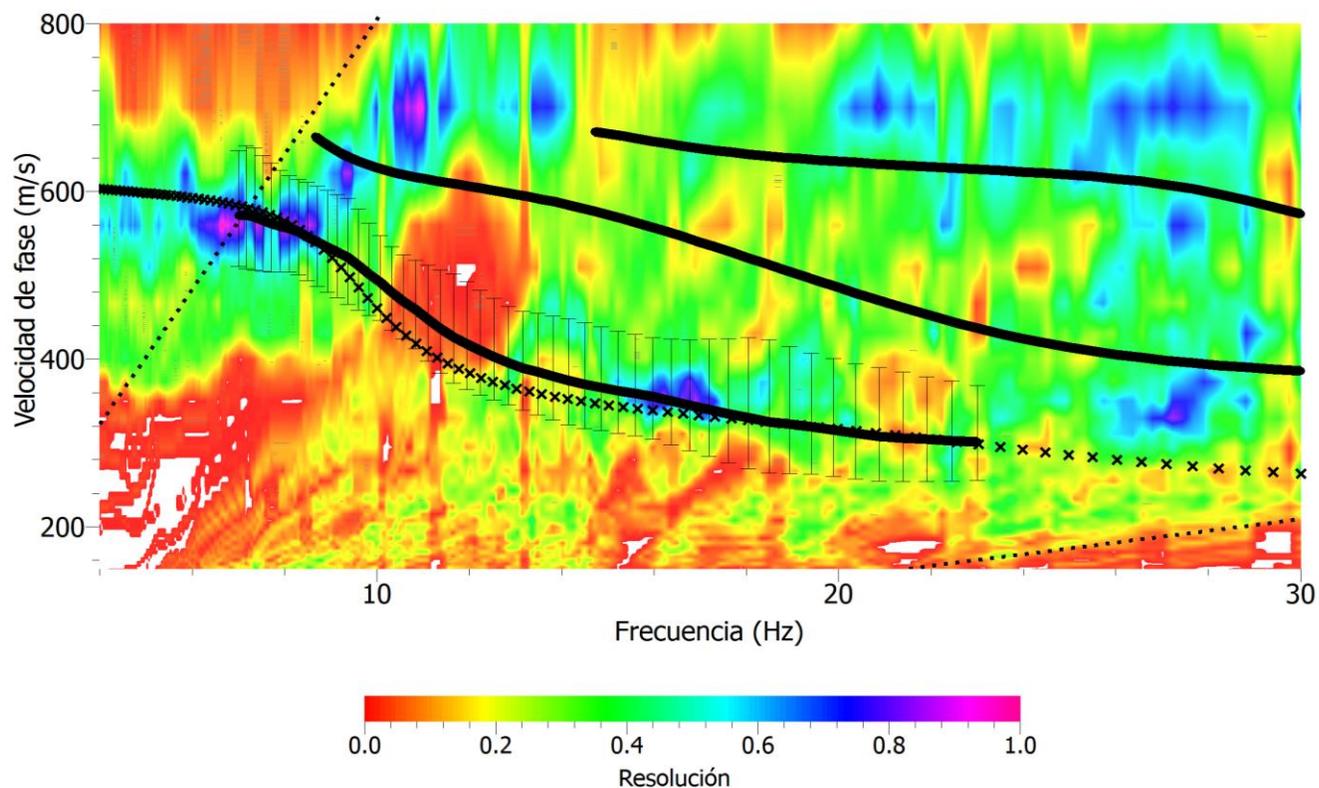


Figura 10. Curvas de dispersión del sector 6. Se muestran cuatro curvas, la primera con límites de incertidumbre o error corresponde al modo fundamental de las ondas de Rayleigh (observada) seleccionada manualmente en Geopsy, la segunda formada por las cruces es el modo fundamental calculada teóricamente de la inversión del espectro H/V en la paquetería HV-inv v.2.5. y las otras dos corresponden al primer y segundo modo superior teóricos también obtenidos de HV-inv. Las líneas negras punteadas son los abanicos de confiabilidad. Las curvas son superpuestas en el gráfico de dispersión del sector 6 obtenido de *spac2disp* (de Geopsy).

3.3.1. Método SPAC

El procesamiento del Método SPAC se realizó con la paquetería libre GEOPSY v2.9.0 desarrollado por Wathelet (2002), cuyo funcionamiento esta implementado en lenguaje de programación C++. Para su procesamiento se requiere únicamente el registro del componente vertical con el fin de extraer la curva asociada con ondas superficiales de Rayleigh.

Para un arreglo que no es circular es imposible calcular un promedio azimutal. La solución es agrupar pares de estaciones a lo largo de anillos (Wathelet, 2005). A través de un algoritmo en Matlab (José Piña, comunicación personal), se generaron todos los anillos posibles que tomen los pares de estaciones de cada sector determinado por la relación

$$\#pares = \frac{n(n-1)}{2}, \quad n: \# \text{ de estaciones} \quad (3.1)$$

El sector 1 se compone de 12 estaciones, por tanto 66 pares fueron los conformados (puntos negros en la figura 11 dentro de los círculos rojos denominados como anillos, con una distancia mínima de 3.312 m y una máxima de 30.43 m). Estos anillos fueron ingresados a la

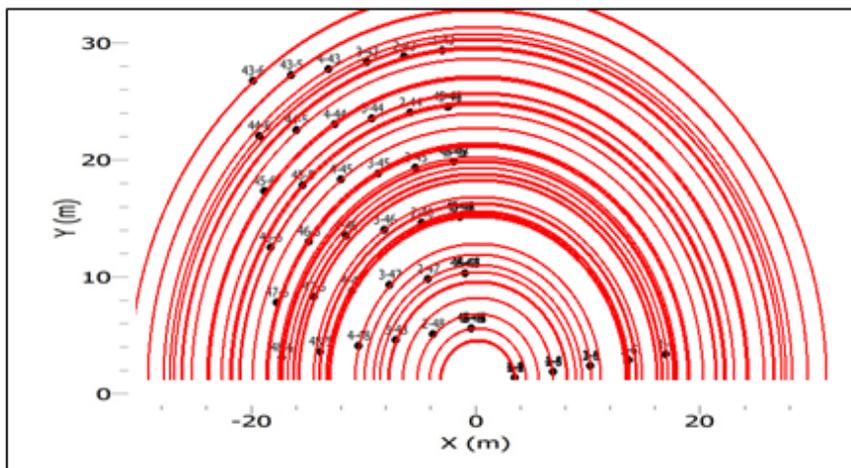


Figura 11. Anillos del sector 4, los círculos rojos indican el azimut y distancia de los anillos para tomar pares de estaciones representando por los puntos negros.

paquetería Geopsy para estimar las curvas de autocorrelación espacial que tiene la forma de la función de Bessel J_0 (Figura 12). La curva de autocorrelación es un gráfico del coeficiente de correlación vs frecuencia que sigue la forma de la función de Bessel en un intervalo de -0.45 y llega a alcanzar el valor de 1 cuando hay buena correlación. Su alargamiento en el eje de la frecuencia depende de la distancia entre sensores.

El programa calcula las curvas de autocorrelación para los diferentes anillos. En la figura 11 se observa una curva del anillo 6 correspondiente al sector 7 (arreglo lineal) cuya tendencia es similar a la forma de Bessel y las oscilaciones después de 10 Hz son pocas y muy largas debido al espaciamiento entre geófonos (4.3 m).

Geopsy viene adaptado para el cálculo sobre un anillo entre las relaciones de r_1 y r_2 (radios de los anillos entre los cuales se encuentran los pares de estaciones cuyas distancias son mayores y menores a r_1 y r_2 , respectivamente) haciendo algunas modificaciones a la ecuación (2.5) (ver Wathelet, 2005). Este procedimiento se denomina método del co-arreglo, lo cual implica que la paquetería es apta para el procesamiento de cualquier arreglo instrumental. El método fue procesado con ventanas de 30 s traslapadas un 50% utilizando una escala logarítmica con 250 muestras de frecuencia. Algunos sectores fueron limpiados de las curvas de autocorrelación que no seguían una tendencia de la función de Bessel.

En el módulo `spac2disp` se generaron los abanicos de confiabilidad para conocer el rango donde están los valores aceptados para la curva de dispersión, de acuerdo al manual de Geopsy (2002), estos abanicos son estimados de la forma

$$\begin{aligned}k_{min} &= \frac{2\pi}{Dmax}, \\k_{max} &= \frac{2\pi}{Dmin},\end{aligned}\tag{3.2}$$

donde $Dmin$ y $Dmax$ son distancia mínima y máxima entre sensores. Es posible invertir la estimación de la función de Bessel para determinar la curva de dispersión (Chávez-García, 2007). Por ello, la selección de la curva se realizó siguiendo la tendencia de las funciones de autocorrelación espacial e identificando las zonas de mayor energía.

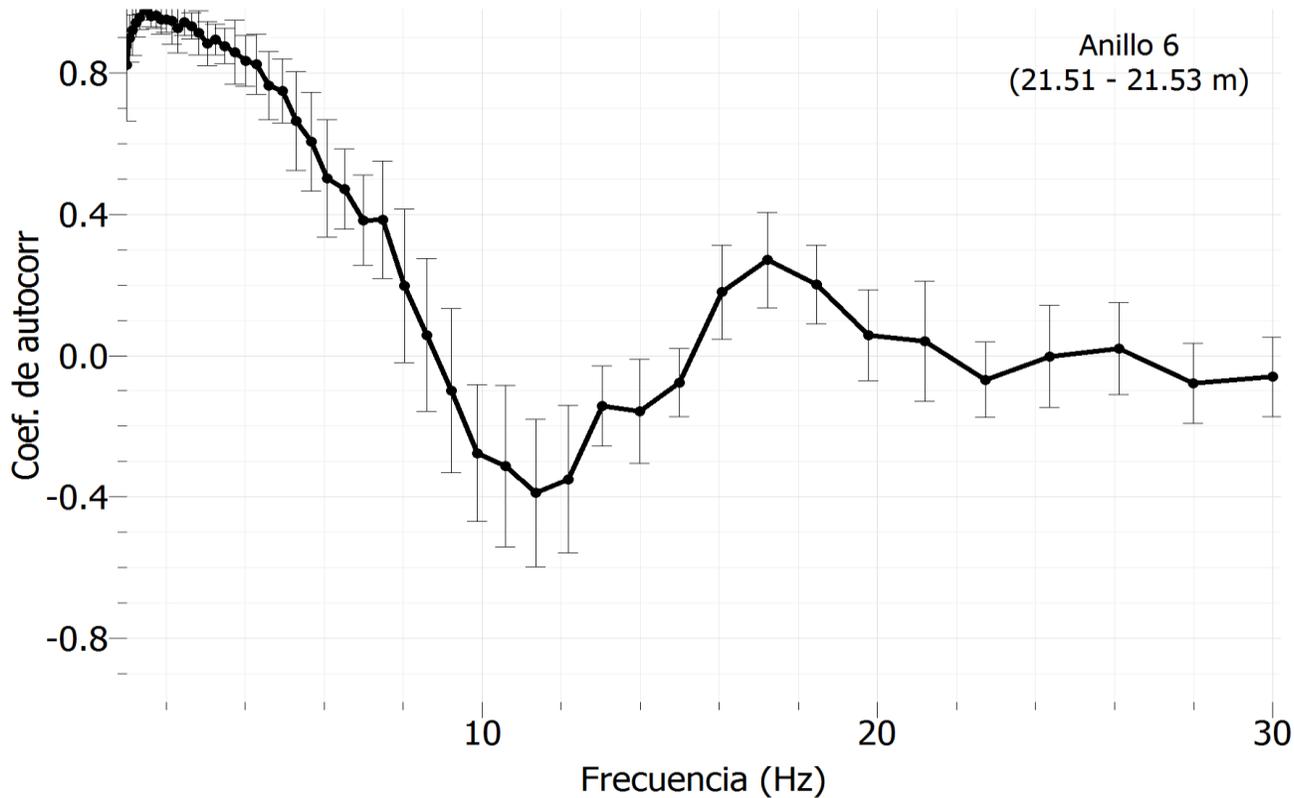


Figura 12. Curva de autocorrelación espacial (curva negra) del sexto anillo (21.51 m – 21.53 m) perteneciente al sector 7. Las barras verticales son los valores que oscilan a lo largo de la función de Bessel.

3.3.2. Análisis F-K

El método espectral $f-k$ se realizó con la paquetería GEOPSY v2.9.0. Para el procesamiento se empleó el método de alta resolución propuesta por Capon (1969), donde las señales fueron divididas en ventanas de tiempo de 30 s traslapadas un 50%, con un factor de amortiguamiento de 0.5, un ancho de banda de 0.1 Hz y escala logarítmica que controla la distribución de 250 muestras a lo largo del eje de frecuencia.

La paquetería requiere los pasos de muestreo que va a tomar la rejilla en el dominio de número de onda k para el cálculo del espectro de potencia. Estos parámetros dependen del número de onda mínimo y máximo, donde el programa recomienda que debe ser al menos 4 veces más pequeño que el ancho de los picos, y dado que en el método de alta resolución el tamaño de los picos puede ser menor, se recomienda usar $k_{min}/20$ y $2 * k_{max}$ (rad/m).

Utilizando el módulo warangps de Geopsy se estimó el valor de k_{min} y k_{max} a través de la función de transferencia del arreglo. Esta función fue propuesta por Wood y Lintz (1973) para estimar la potencia de resolución, ya que consideraban que la respuesta no depende únicamente de la distribución espacial de los sensores, sino también de la correlación entre eventos, matemáticamente se expresa como

$$R_{th}(k_x, k_y) = \frac{1}{n^2} \left| \sum_{i=1}^n e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \quad (3.3)$$

donde n es el número de sensores y (x_i, y_i) las coordenadas de éstos.

Los límites de resolución y aliasing se derivan directamente del mapa de R_{th} , la figura 13c corresponde a la sección de la función de transferencia vs número de onda del sector 2, donde las curvas negras corresponden al azimut con los límites más restrictivos, que según Wood y Lintz (1973) deben ser medidos a la altura media (0.5) (Wathelet et al., 2008), lo que define los límites de k_{min} y k_{max} de la respuesta teórica $f-k$ de la figura 13a, que a su vez arrojan los abanicos de confiabilidad en el gráfico de dispersión.

La estimación manual de la curva de dispersión se realizó con ayuda del módulo max2curve (de Geopsy), donde se despliega un histograma de velocidades en los máximos observados, que para este trabajo se procesó con dos máximos. En la figura 13b se muestra este histograma de lentitud (inverso de la velocidad) y frecuencia, la curva azul es el resultado para distintas ventanas y la curva roja es la distribución normal ajustada a los resultados (Hurime et

al., 2015), esta distribución corresponde a la función de densidad que indica la probabilidad en que los valores de lentitud ocurren dentro de cierto intervalo.

Este histograma estadístico fue uno de los criterios para la selección de la curva de dispersión. Otro criterio se basó en los picos del plano (k_x, k_y) para cada frecuencia mostrado en la figura 13d. En este caso, el pico indica la dirección de la que proviene el campo de ruido y su velocidad a una frecuencia dada. Esto permite seleccionar la curva de dispersión, para este ejemplo el pico muestra a una frecuencia de 15.31 Hz que el campo incidente viene de una dirección de 223° respecto al norte (del circuito exterior) con una velocidad de 463 m/s, que coincide con la que proporciona la curva de dispersión a esa frecuencia.

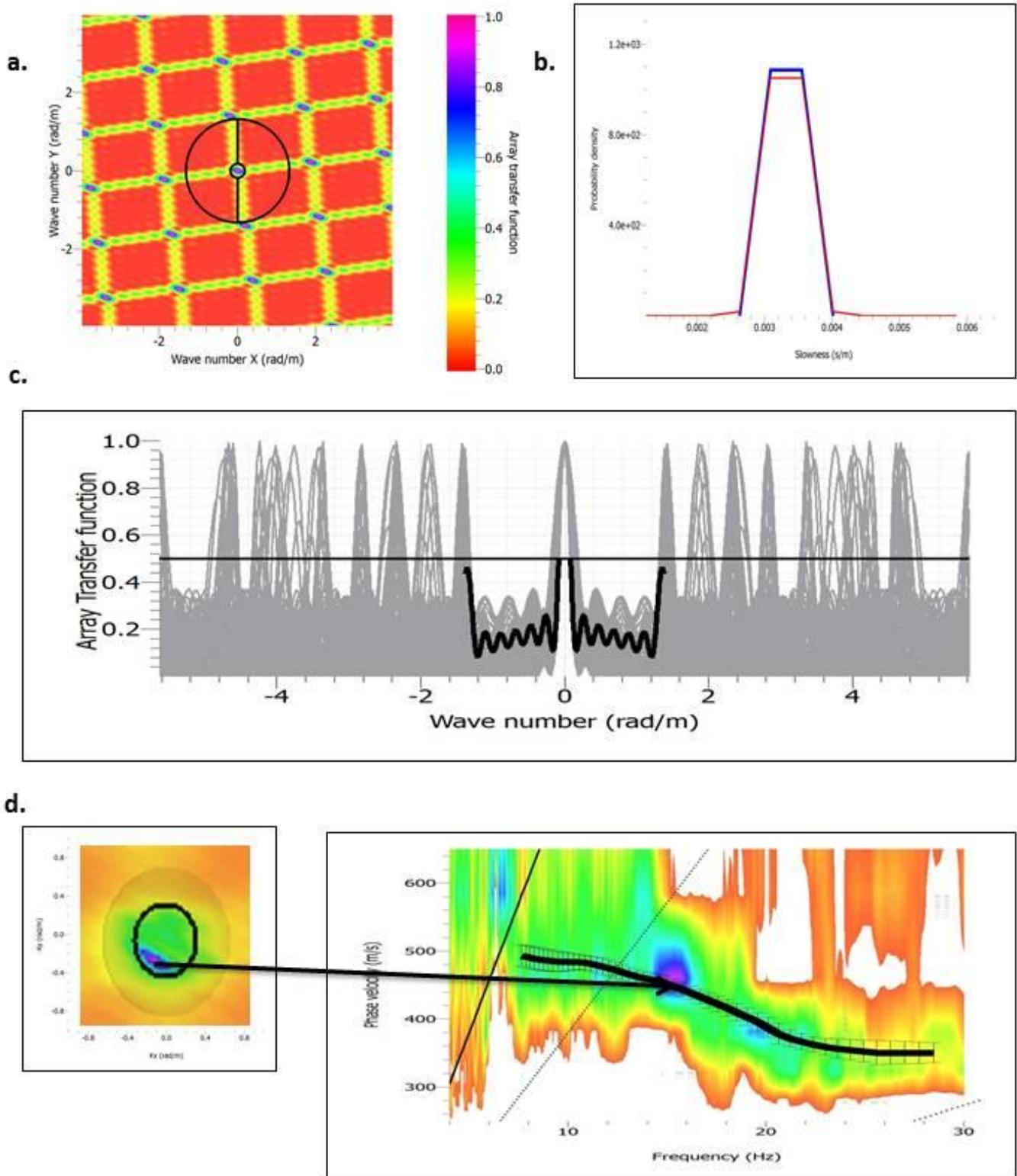


Figura 13. Gráficos del sector 2. (a) Respuesta teórica de f - k . Los círculos negros son los límites de k_{min} y k_{max} siendo 0.379 y 1.326, respectivamente. (b) Gráfico estadístico para 4.5 Hz; la curva azul es el resultado y la curva roja el ajuste. (c) Sección a través de varios acimuts de la respuesta del arreglo. (d) Relación de un pico en el plano (k_x, k_y) con la curva de dispersión.

3.4. Aplicación del cociente espectral H/V

El método de H/V fue procesado con la paquetería Geopsy. Para su procesamiento se requiere el registro de tres componentes de ruido: Norte-Sur, Este-Oeste y Vertical. En el programa se ingresaron los datos para las estaciones pertenecientes a cada sector (Figura 8 y 9) utilizando ventanas de 25 segundos de registro con un traslape del 15%. La frecuencia de muestreo fue a un intervalo de 1-25 Hz con 50 muestras en una escala logarítmica y cada ventana fue analizada por una función coseno del 5%.

El tipo de suavizado para la señal fue mediante el filtro Konno y Ohmachi (1998) con un 40%, definido de la forma

$$\frac{\text{sen} \left(\left(\log_{10} \left(\frac{f}{f_c} \right) \right)^b \right)}{\left(\left(\log_{10} \left(\frac{f}{f_c} \right) \right)^b \right)^4}, \quad (3.4)$$

donde f es frecuencia, f_c es frecuencia central donde se realiza el suavizamiento y b es coeficiente de ancho de banda.

Para la estimación del espectro del componente horizontal, se empleó el parámetro de energía horizontal total que matemáticamente se expresa como

$$H = \sqrt{NS^2 + EW^2}, \quad (3.5)$$

donde H es la amplitud horizontal correspondiente a la suma de la energía observada en el componente NS y EW.

La paquetería calcula los cocientes espectrales H/V para cada ventana, donde todas las ventanas son promediadas y se obtiene el espectro promedio H/V. La figura 14 es un ejemplo de la relación H/V obtenido del sector 3 cuya frecuencia fundamental es de 5.15 Hz y su amplitud relativa de 3.81.

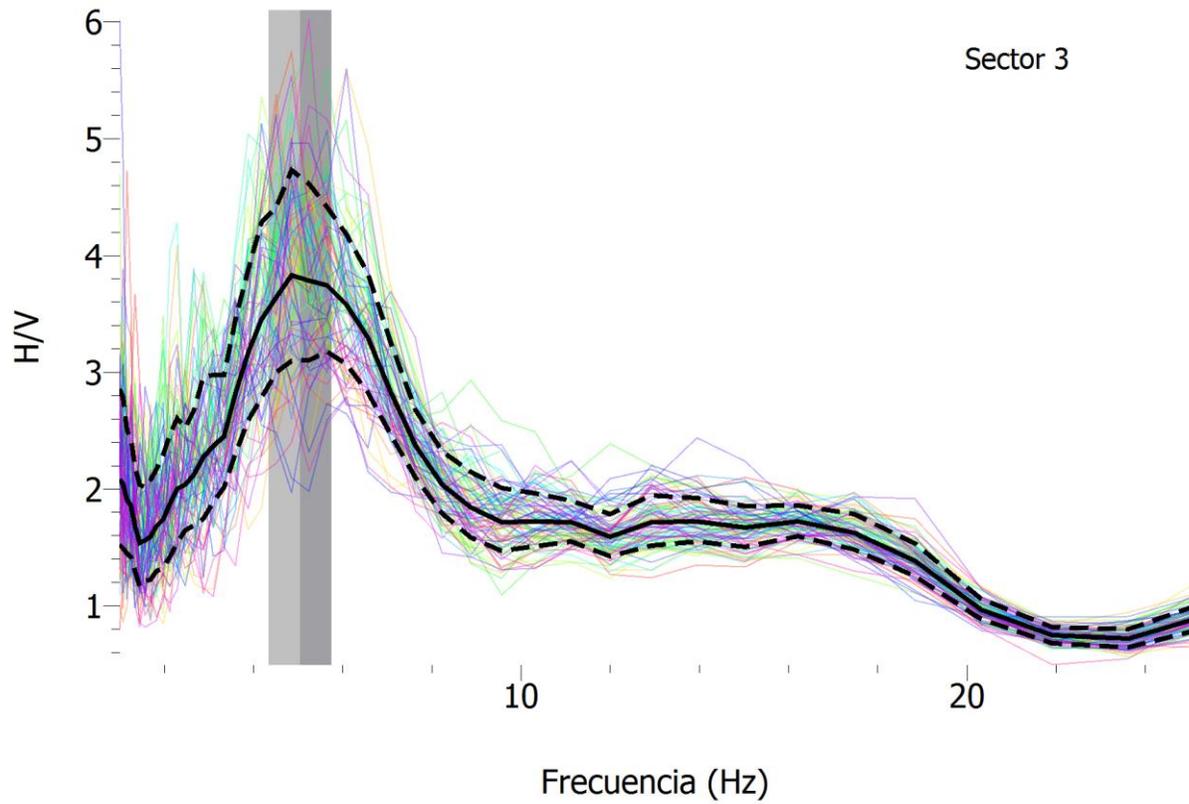


Figura 14. Espectro H/V del tercer sector formado por la estación M. La curva negra es el espectro promedio de todas las ventanas (curvas de colores), las curvas punteadas son su desviación estándar y la barra gris representa la ubicación del pico más dominante señalando la frecuencia fundamental y la amplitud más destacada.

3.5. Inversión conjunta para la obtención de modelos de velocidad 1-D

Con el fin de obtener un modelo 1D del perfil de velocidad de onda S en cada sector, realicé una inversión conjunta de la curva H/V con la curva de dispersión de ondas de Rayleigh (sin modos superiores), mediante la paquetería libre HV-Inv v.2.5 (Piña-Flores, J. y García-Jerez, A., 2016). En el Apéndice 1 se da una breve explicación del método. Este paquete requiere un modelo inicial para la inversión, el cual se postuló a partir del obtenido del método MASW para conocer las velocidades de onda S y una relación matemática para estimar velocidades de onda P (ver Apéndice 4.1), proponiendo 2 capas y un semi-espacio con los siguientes parámetros

Tabla 1. Modelo inicial utilizado para la inversión de los cocientes

Espesor [m]	Vp [m/s]	Vs [m/s]	Densidad [kg/m ³]
4.41	700.00	280.00	1250.00
12.21	800.00	320.00	1800.00
0	1650.00	650.00	2000.00

Entre los parámetros se supuso un rango de coeficiente de Poisson de 0.20-0.49. Todas las inversiones se realizaron con la simulación de Monte Carlo, método de tipo global que consiste en un procedimiento estadístico numérico haciendo muestreo aleatorio y el método de Descenso Simple (inversión local) con un rango de perturbación del 5%.

El procedimiento se desarrolló de la forma

1. Primera inversión: Inversión de cociente espectral H/V de cada sector sin desviación estándar haciendo 1000 iteraciones.
2. Estimación de curva de dispersión del H/V a partir del modelo obtenido en la primera inversión.
3. Ajuste de curva de dispersión y modelo a partir de velocidades inferidas por el método de SPAC y el espectro $f-k$.
4. Inversión conjunta.

Cada modelo fue reemplazando al otro hasta obtener el modelo más confiable de cada sector. La curva H/V se invirtió conjuntamente con la curva de dispersión de la onda de Rayleigh, con una desviación estándar del 10% y 5%, respectivamente. Se utilizaron 100 iteraciones con el método de Monte Carlo y 100 con el método de Descenso Simple, tomando como modelo inicial

el obtenido en el paso 3. Para todo procedimiento de inversión se buscó tener el mejor ajuste al modelo (estimación de incertidumbre mínima).

CAPÍTULO 4

4. ANÁLISIS Y CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS

4.1. Comparación de las curvas de dispersión

En la figura 15 se pueden comparar las 15 curvas de dispersión obtenidas en cada uno de los sectores en que fue dividida la zona de estudio. En esa figura se observa que las curvas fueron extraídas en un rango de frecuencia de 6 a 25 Hz.

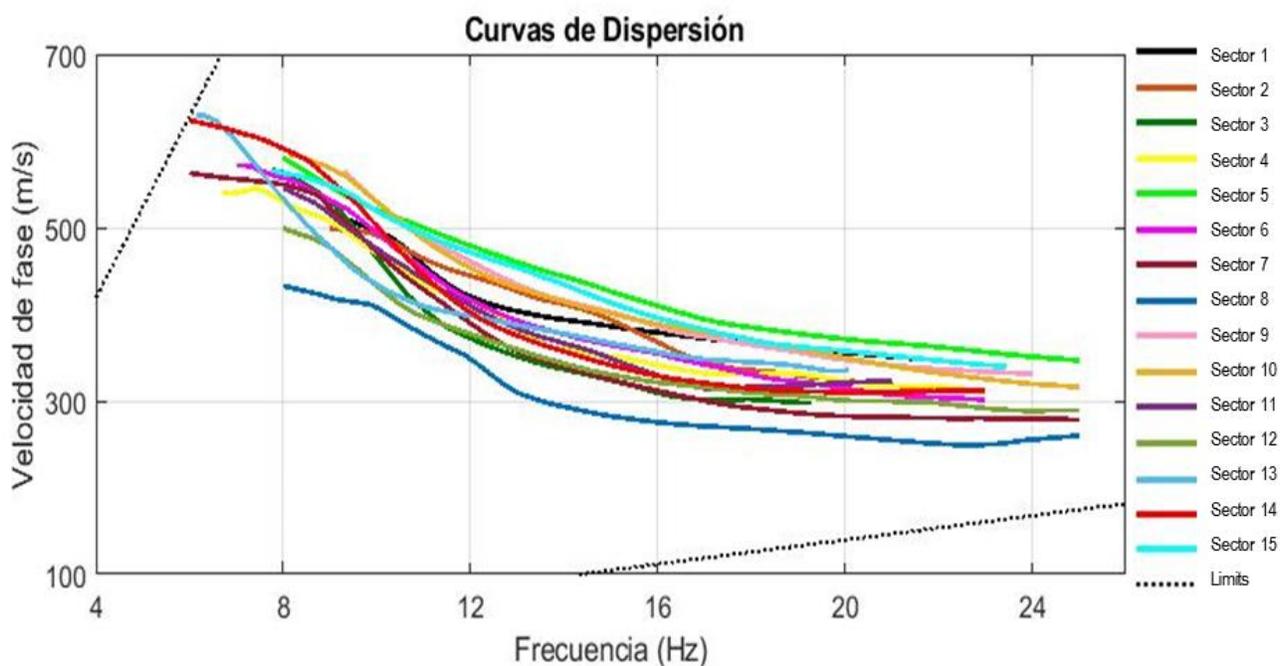


Figura 15. Curvas de dispersión de 15 sectores. Las líneas de colores corresponden a las curvas, la paleta de colores indica el número de sector y las dos líneas negras punteadas son los abanicos de confiabilidad.

La velocidad de fase de las curvas de dispersión se encuentra entre 280 y 620 m/s. En la figura 15 también se observa que todas las curvas tienen una tendencia similar y la mayoría se encuentran en los mismos intervalos de valores. El sector 8, arreglo ubicado en el SW de la zona de estudio, es la curva con velocidades inferiores, esto podría implicar que en esta zona se esperaría obtener bajas velocidades. Por otro lado, sobresalen las curvas de los sectores 13 y 14 con mayor velocidad, alcanzado los 620 m/s, estos sectores representan la parte central y norte de la zona, área donde esperamos encontrar materiales de mayor velocidad.

La curva de dispersión representativa de cada sector se obtuvo de unir dos curvas, una calculada por el Método SPAC y otra por el análisis $f-k$, donde se observó que en la mayoría de los sectores, el método SPAC determina la curva de dispersión en bajas frecuencias y el método $f-k$ en altas frecuencias y bajas velocidades de fase. La figura 16 muestra un ejemplo de este caso, con la curva del sector 3. Como se puede observar el utilizar los dos métodos permite complementar la información, es decir, extraer una curva de dispersión más amplia en frecuencia. Esto puede implicar que SPAC permite explorar estratos más profundos y $f-k$ detallar estratos someros. En este ejemplo, el método de SPAC determina la curva de 7.8 a 15 Hz y $f-k$ de 11.5 a 21 Hz, aproximadamente.

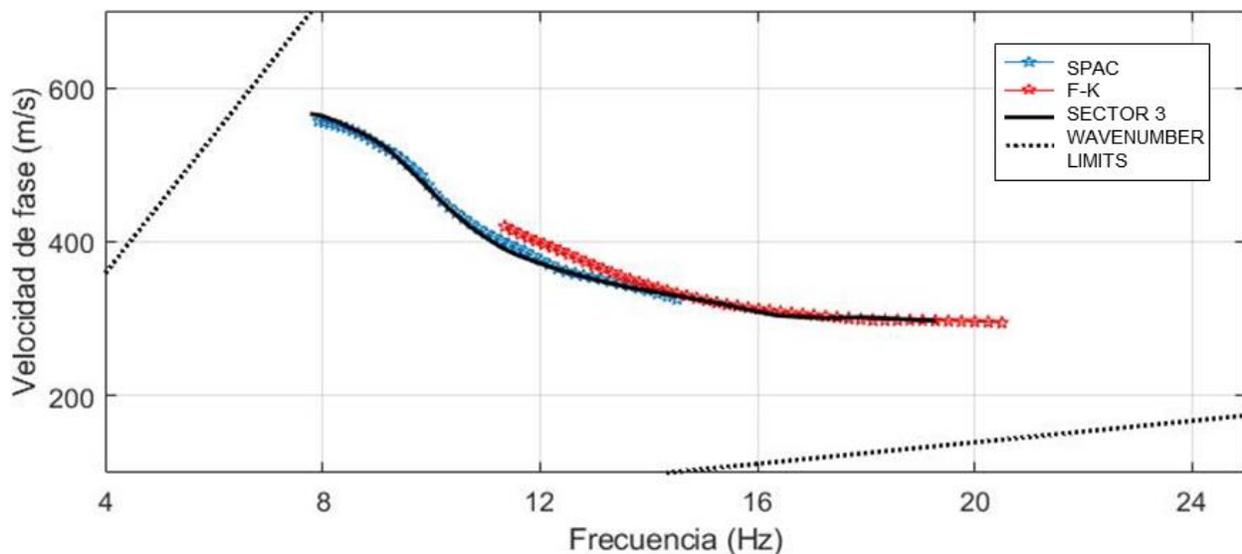


Figura 16. Curva de dispersión del sector 3. La línea azul es la curva estimada por el método SPAC, la línea roja es la calculada por el método $f-k$, la línea negra es la general y las líneas punteadas son abanicos de confiabilidad.

4.2. Comparación de espectros H/V

Los espectros H/V de cada sector son mostrados en la figura 17. En las curvas se observa la presencia del pico asociado a la frecuencia fundamental del sitio (f_0) en aproximadamente 5 Hz, y para algunas curvas la presencia de un segundo pico entre 14 y 25 Hz.

Algunos sectores no muestran un valor de frecuencia fundamental definido. Tal es el caso del sector 2, cuya frecuencia está en un rango de 5-22 Hz y en las curvas de los sectores 12 y 14 cuya f_0 se encuentra entre 5 y 20 Hz. Este problema de estimar el valor de la frecuencia de sitio es debido a que el segundo pico tiene mayor amplitud relativa que el primero. Se considera que la frecuencia más baja es la frecuencia fundamental y el pico más grande se debe por la excitación de la energía en modos superiores (Jaramillo et al., 2012, Piña-Flores et al., 2019).

Para la estimación del espectro H/V del sector 13 se promediaron todas las relaciones espectrales de la zona de estudio (16 sensores). En consecuencia, la curva en altas frecuencias muestra una gran variación con respecto a su desviación estándar. Esto indicaría la poca confiabilidad en los resultados para ese punto. A pesar de ello, los resultados obtenidos son congruentes con el resto de los sectores.

Piña-Flores et al. (2019) menciona dos puntos importantes del espectro H/V y su relación con la curva de dispersión del modo fundamental de ondas de Rayleigh:

1. La frecuencia del primer mínimo de la relación H/V surge cerca de la frecuencia del punto de inflexión de la curva del modo fundamental. En estos resultados, el primer mínimo en todas las curvas esta entre 10 y 12 Hz, y las curvas de dispersión presentan su punto de inflexión entre 11 y 13 Hz.
2. La frecuencia fundamental de la zona es de aproximadamente 5 Hz, lo que impide obtener la curva de dispersión por debajo de esa frecuencia debido a la resonancia producida por la f_0 . Wathelet et al. (2008) también mencionan la dificultad para obtener la parte de la curva de dispersión menor a la frecuencia de resonancia de un sitio. Lo asocian con la falta de coherencia de las ondas e indican que no es posible solucionarlo, inclusive si se modifica el tamaño del arreglo. Otros ejemplos donde se analiza este problema de obtener la curva de dispersión por debajo de la f_0 , pueden verse en Okada (2003) y Roberts y Asten (2004).

La amplitud relativa de la relación H/V es un indicador significativo del cambio en los contrastes de impedancia entre las capas de un medio estratificado (Piña-Flores et al., 2019). La amplitud de los espectros es entre 2.90 y 3.99. Este es un valor muy bajo e implica que la amplificación no es significativa y que no existe un cambio muy fuerte de impedancia entre las capas. De hecho, la amplitud es menor que el factor que indica la guía de Geopsy, para considerar que existe un efecto de sitio. En este estudio considero que los resultados obtenidos son congruentes dada la geología presente en la zona, además que al tener un suelo rígido no se espera un efecto de amplificación grande de la ondas en comparación con una zona con estratos blandos. Los espectros H/V no se observan planos y las curvas de dispersión, así como los valores de Vs estimados a partir de la inversión de H/V, se aproximan a lo calculado por los otros métodos de ruido sísmico (SPAC, análisis $f-k$).

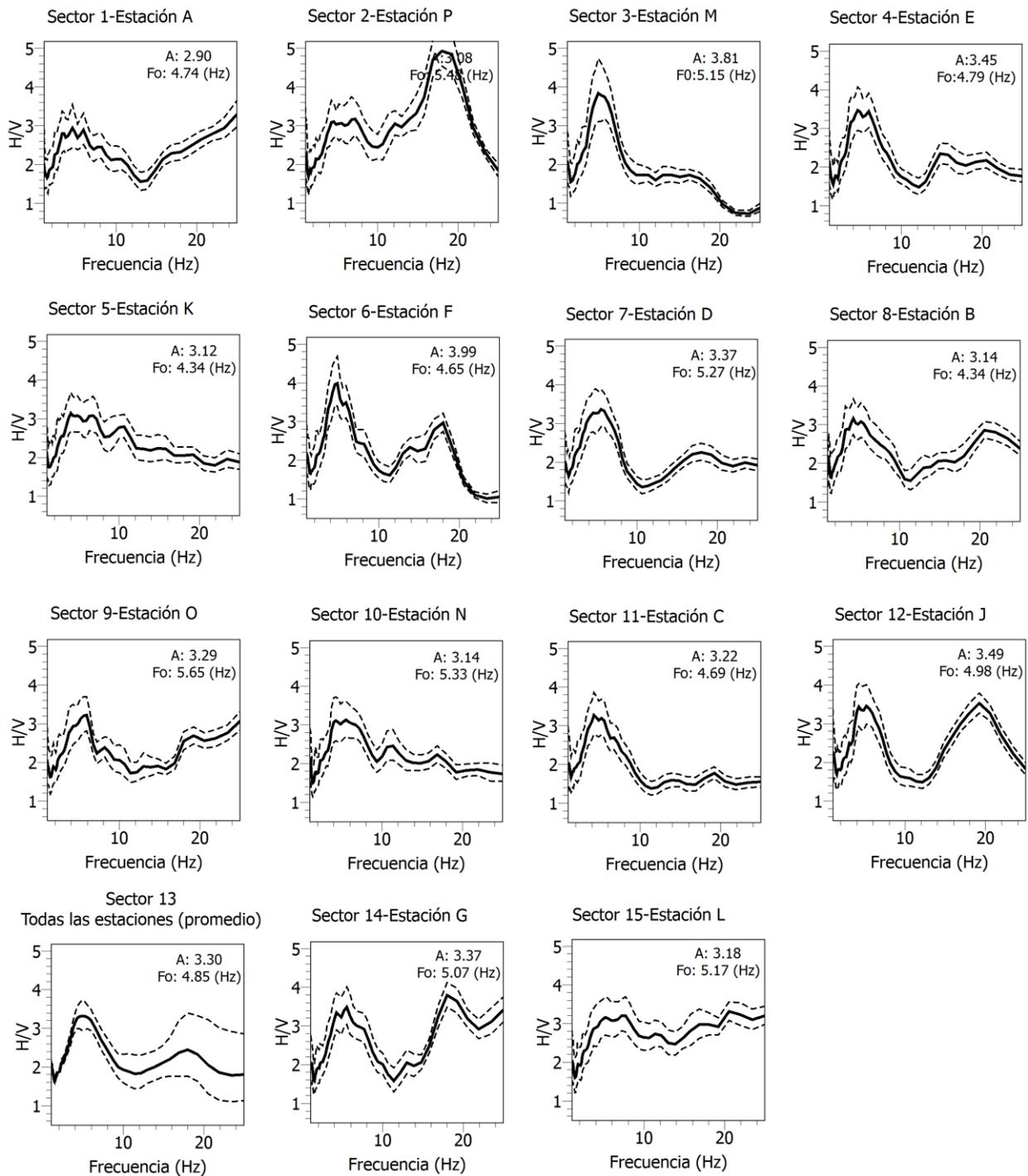


Figura 17. Relaciones H/V de los 15 sectores. La línea sólida es la curva promedio y la punteada la desviación estándar. En la parte superior de los gráficos se indica el número de sector y las estaciones que se utilizaron para cada uno.

4.3. Comparación de perfiles 1-D

Como resultado de la inversión conjunta se obtuvieron estructuras 1-D de onda S, onda P y de densidad para cada sector (ver Apéndice 2). Los modelos presentan un medio estratificado de tres capas y un semiespacio con una profundidad de investigación de aproximadamente 25 m. Para la facilitación del estudio, se analizaron los sectores en tres zonas: norte, sur y centro.

Los modelos 1-D de velocidad de onda de corte indican capas de mayor velocidad en sectores de la zona norte. Las capas con velocidades altas (600-700 m/s) en la parte norte se observan desde los 8-14 m y en la zona sur hasta los 22 m. En la figura 18 se presentan los modelos unidimensionales calculados para el sector 4 (NW), en el cual se puede apreciar un contraste no significativo de espesor y velocidad entre la última capa y el semiespacio (diferencia de 3 m/s), por lo que se considera una sola capa. Esta ligera diferencia entre capas se observa en los perfiles arrojados por sectores de la zona norte, deduciendo la presencia de 2 capas y un semiespacio, mientras que en la zona sur se presentan 3 capas y un semiespacio, esto revela la presencia de una capa de velocidad intermedia (419-595 m/s) en la parte sur del estudio, que será analizado con el modelo 3D.

La zona norte tiene una capa de 2 a 5 m cuyo espesor aumenta hacia el E con Vs de 176-246 m/s, seguido por otra capa de 10-14 m con velocidades de 312-401 m/s y un semiespacio con 600-698 m/s. En la tabla 2 se representan los parámetros generales obtenidos de los 15 sectores. Los sectores de la zona sur presentan una primer capa de espesor muy pequeño (1-3 m) con velocidades S de 156-228 m/s, una segunda capa de 8-13 m con 273-399 m/s, una tercer capa de 419-595 m/s con espesor 10 a 14 m que va aumentando hacia el SE al igual que la velocidad y un semiespacio con Vs de 620-714 m/s (mayor velocidad al SE). En la zona central, los estratos de alta velocidad se observan a los 20 m.

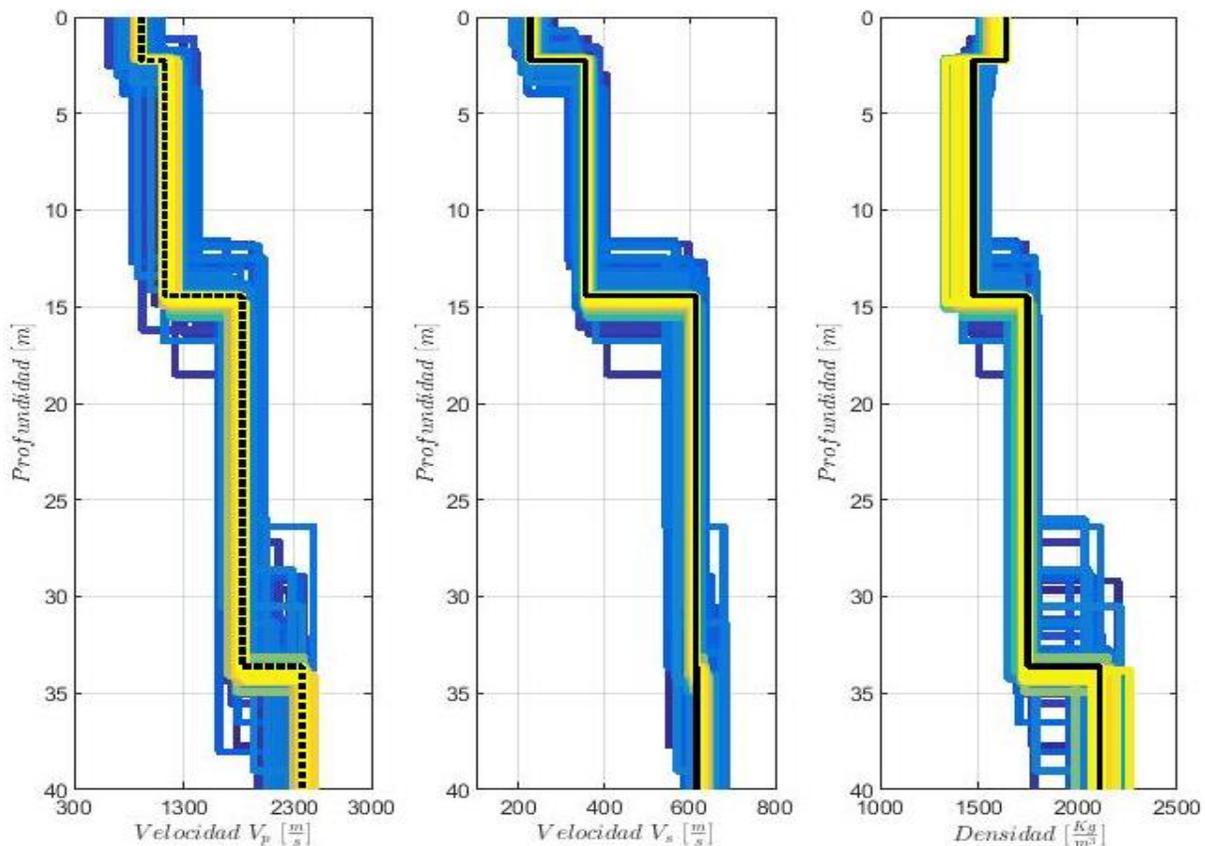


Figura 18. Estructuras 1-D del sector 4, Zona NW. El primer modelo corresponde a V_p (m/s), el segundo a V_s (m/s) y el tercero a la densidad ρ (kg/m^3). La línea negra es el modelo mejor ajustado.

En cuanto a las estructuras 1-D de onda P, se observa que las velocidades son muy similares entre las capas, con un ligero aumento de velocidad en la zona norte. Las técnicas presentadas en este trabajo no determinan estructuras de onda P, y por ello los resultados mostrados son conservadores. En el Apéndice 2 se puede observar que las velocidades de onda P tienen cierta incongruencia entre las capas debido a la inversión de velocidades en algunos sectores. Sin embargo, estas inversiones no se observan en los perfiles de onda S, además que Schmidt-Díaz (2018) señala que cuando un medio presenta una inversión de velocidad los espectros H/V son irregulares y sin forma, cosa que no se observa en la figura 17. Por tanto estos problemas de inversión de velocidad están asociados con el margen de error que tienen los métodos de ruido sísmico para estimar V_p y al método de inversión empleado en el programa.

Con respecto a los modelos 1-D de densidad (Tabla 2), puede observarse que en general los valores de densidad son similares entre las capas, pero al igual que en onda P no pueden tomarse como valores definitivos.

Tabla 2. Resultados generales obtenidos en los modelos 1-D a partir de inversión conjunta.

Densidad				
Capas	Espesor (m)	Densidad Zona-N (kg/m^3)	Densidad Zona-S (kg/m^3)	Densidad Zona-C (kg/m^3)
1	1-5	1348-1534	1264-1709	1279
2	8-14	1253-1791	1266-1581	1554
3	10-14	1656-2109	1641-1790	1398
Semiespacio	0	0	1545-2346	1603

Velocidad de onda S				
Capas	Espesor (m)	Vs Zona-N (m/s)	Vs Zona-S (m/s)	Vs Zona-C (m/s)
1	1-5	176-246	156-228	250
2	8-14	312-401	273-399	367
3	10-14	600-698	419-595	493
Semiespacio	0	0	620-714	694

Velocidad de onda P				
Capas	Espesor (m)	Vp Zona-N (m/s)	Vp Zona-S (m/s)	Vp Zona-C (m/s)
1	1-5	756-1105	323-1243	1126
2	8-14	1126-2196	1166-2141	2360
3	10-14	1679-2374	1294-2419	1278
Semiespacio	0	0	1148-2290	2077

4.4. Modelo 3D

El modelo 3D se realizó utilizando el software comercial Voxler 4 (Licencia de la FI-UNAM). Para su obtención se crearon puntos de atribución de todos los sectores (Figura 8 y 9). Cada punto de atribución tiene asignado el modelo 1-D de onda S obtenido de la inversión conjunta.

En el modelo realicé una interpolación por el método de distancia inversa ponderada con un factor de suavizamiento de 2. El método de distancia inversa ponderada (Inverse Distance Weighting, IDW) interpola tomando un valor y lo pondera con el inverso de su distancia con respecto al punto de interpolación (GISGeography, 2018). Matemáticamente se expresa como

$$z_p = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{z_i}{(d_i)^\alpha}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(d_i)^\alpha}}, \quad (4.1)$$

donde z_p es el punto por estimar, z_i es el valor conocido en el i -ésimo punto, α el exponente de ponderación, d_i la distancia entre los dos puntos, y n el número de puntos usado en la interpolación.

La figura 19 muestra el resultado de la interpolación, donde se observa la distribución de Vs en el modelo 3D obtenido hasta 35 m de profundidad. En general, se observa una estructura de tres capas y un semiespacio con velocidades que van de 223 a 697 m/s. Los primeros 5 m de profundidad, representado de color azul, indican velocidades muy bajas (no mayor a 270 m/s) que están asociadas con un material de relleno o suelo suave. Para este estudio se considera que la profundidad de investigación es hasta 25 m, ya que más allá no se definen claramente las velocidades debido a la limitación que imponen las curvas de dispersión.

Para analizar las siguientes capas, en la figura 20 muestro secciones 2D de onda S para la zona norte y zona sur del área de estudio. La figura 20a corresponde a la zona sur, donde se observan 3 capas y un semiespacio; la primera con 5 m de profundidad (material de relleno), una segunda capa con espesor de aproximadamente 8-10 m con velocidades 280-400 m/s, una tercer capa de 8 m de espesor con velocidad 500- 600 m/s, y un semiespacio que alcanza casi los 700 m/s.

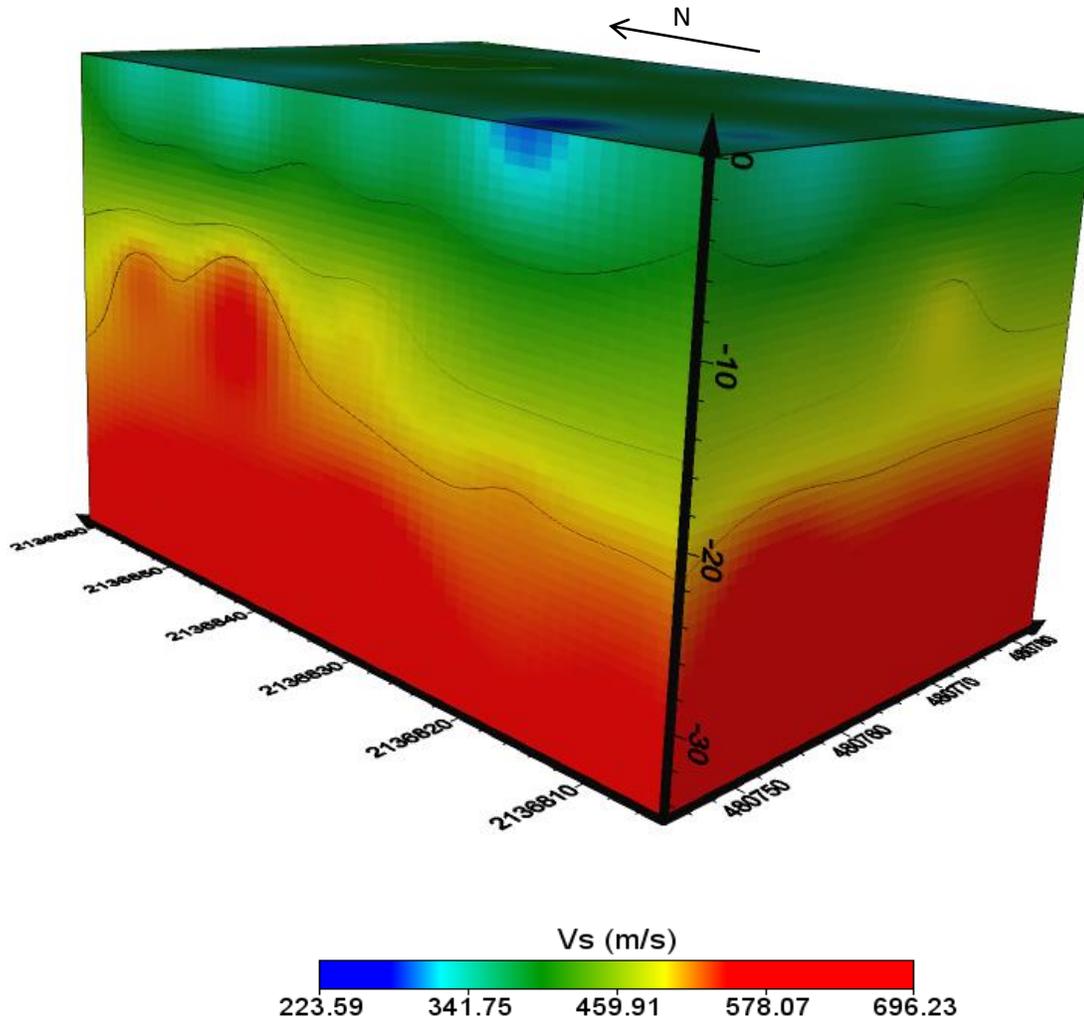


Figura 19. Modelo tridimensional de la onda de corte referido con la parte trasera del edificio construido "Y". Los ejes están en coordenadas UTM y el eje z es la profundidad.

Por otra parte, en la sección norte (Figura 20b), identifico 2 capas y un semiespacio; una de material de relleno con velocidades muy bajas (<270 m/s), seguido por una capa de 10-11 m con velocidades de 300-400 m/s. A una profundidad aproximada de 15 m no se define claramente otra capa debido a que existe poco contraste de velocidad, e inclusive se observan puntos de velocidades altas (color rojo) en ese límite. Por tanto esta última capa de la zona norte corresponde al semiespacio con velocidades de 600-698 m/s.

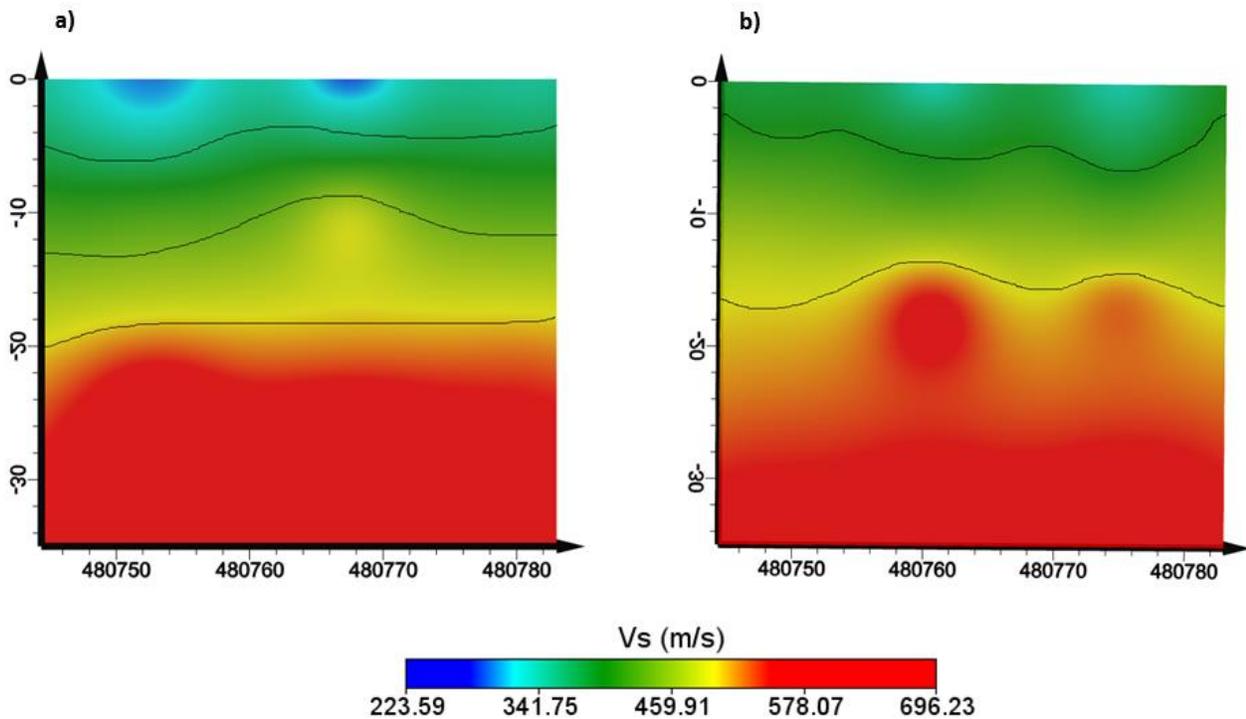


Figura 19. Secciones 2D de estructura V_s . La profundidad se señala en el eje vertical y las coordenadas UTM en el eje horizontal. a) Zona sur, con tres capas y un semiespacio. b) Zona norte con dos capas y un semiespacio.

En la zona de estudio se construyó un edificio (ampliación del edificio J), donde participó la Dirección de Obras y Conservación de la UNAM. Se realizaron 6 perforaciones para la construcción de zapatas aisladas de cimentación con una profundidad de investigación de entre 5.3 y 6 m. A través de los núcleos estimaron el índice de calidad de la roca (RQD), que indicó que la zona se compone principalmente de basaltos de mala calidad a basaltos sanos de color gris oscuro sin burbujas de aire. Tomando estas características extraídas de los núcleos, se analizaron las capas siguientes.

La figura 22, corresponde al cubo de velocidades de onda S refiriendo el subsuelo del edificio "Y" (construido junto al edificio J). Bajo este edificio se observa la presencia de una capa (color verde) de $\approx 8-15$ m con velocidades V_s de 340 a 500 m/s. Al respecto, Park (2019) indica que de acuerdo con esas velocidades se clasifica como un suelo erosionado y fracturado. Considerando los resultados dados por la Dirección de Obras y Conservación de la UNAM y el respaldo teórico (Park, 2019), se deduce que la segunda capa corresponde con basaltos fracturados.

De igual forma, en la figura 22 se observa una tercer capa (color amarillo) muy delgada de apenas 4-8 m de espesor que con respecto a las secciones 2D, solo se considera presente en la parte sur del estudio ya que el contraste entre las capas en la sección norte no es muy significativo.

Por las velocidades estimadas puede interpretarse que en los 25 m de profundidad, la zona está conformada por basalto alterado que va mejorando su calidad conforme se profundiza. Con base en el pozo Copilco-1 realizado por Petróleos Mexicanos (PEMEX) (López-Unda, 2016), además de basaltos fracturados se tiene la presencia de fragmentos de toba color café rojizo con verde olivo y trazas de brecha volcánica (Figura 21). Se considera que el semiespacio tiene la misma composición geológica con material menos alterado, debido a las velocidades de 700 m/s que con base en la clasificación de Park (2019) corresponde con materiales rígidos.

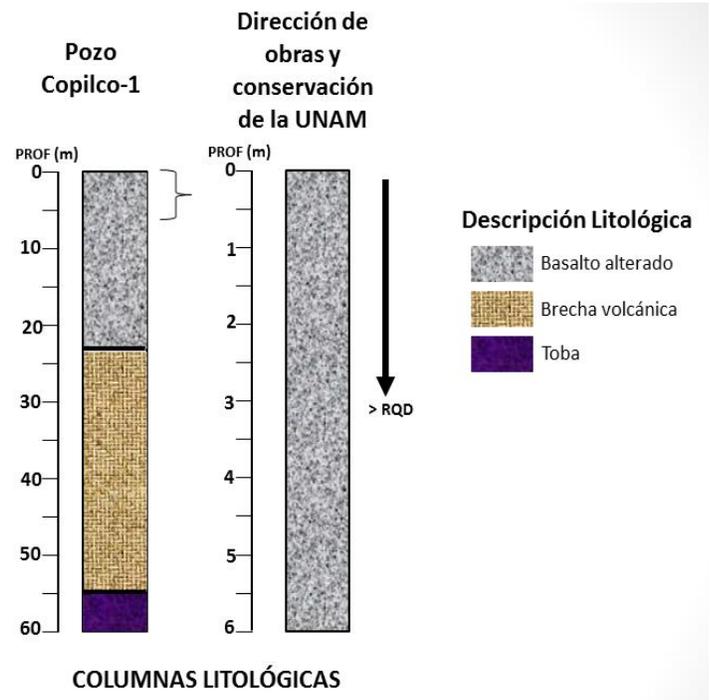


Figura 20. Columnas litológicas correlacionadas a la zona de estudio.

En la sección 4.3 se mencionó que el material de mayor velocidad (600-700 m/s) está presente a \approx 8-14 m de profundidad (más somero) en la zona N y se inclinan hacia el S en \approx 22-24 m, resultados que se pueden observar con la iso-capa marcada en la figura 22.

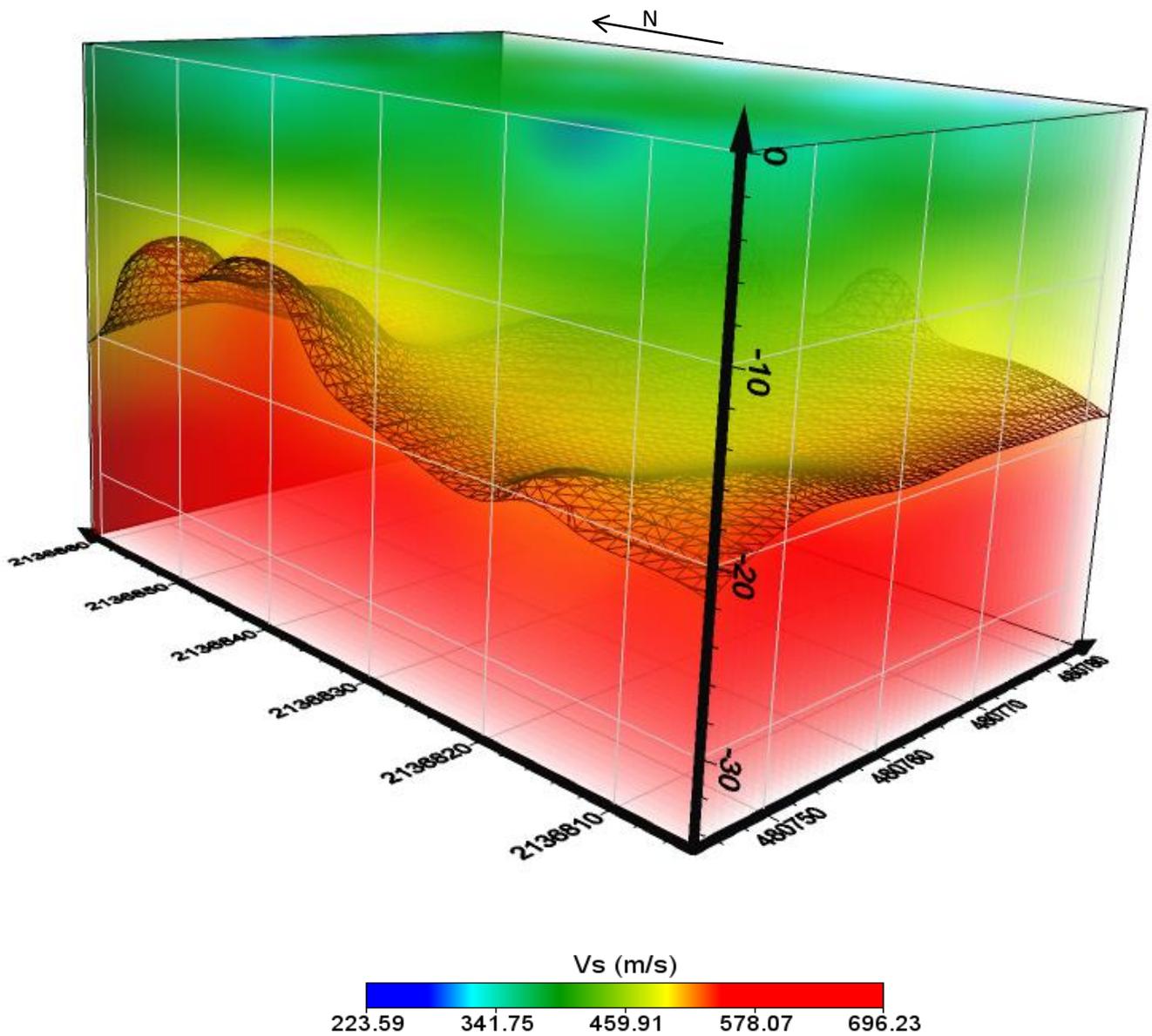


Figura 21. Modelo tridimensional de la onda de corte. La malla negra dentro del modelo es la iso-capa que delimita los estratos de mayor velocidad. Los ejes están en coordenadas UTM y el eje z es la profundidad.

4.5. Discusión de resultados

Los espectros H/V de los 15 sectores muestran resultados singulares en la forma del cociente, manteniendo una frecuencia fundamental de aproximadamente 5 Hz y una amplitud relativa de entre 3-4 que indica el poco contraste de impedancia entre las capas (sección 4.2). Aunque la amplitud relativa del cociente H/V no alcanza el valor significativo, la amplitud observada indica la presencia de contrastes en propiedades en profundidad, como lo muestra el modelo 3D de la estructura de velocidad S obtenido.

Schmidt-Díaz (2018) sugiere que las variaciones laterales en la estratigrafía o un basamento con una pendiente considerable, provocan ensanchamiento del pico y en ocasiones picos múltiples. Estas características son observadas en los espectros H/V estimados, que como se analizó en el modelo 3D de la onda S, la capa de velocidad alta (600-700 m/s) está inclinada hacia el sur. Sin embargo, la comprobación de esas observaciones no estuvo en el alcance de este trabajo. Al respecto, el ajuste en la inversión conjunta de un segundo pico en frecuencias mayores de 12 Hz, derivó en agregar otra capa al modelo paramétrico. Resultado en el cual tampoco se abordó a fondo debido al interés ingenieril del primer pico.

Por otro lado, las curvas de dispersión presentan una tendencia similar con una ligera variación en los valores de velocidad de fase, pero la forma es semejante en todos los sectores. No se observa ningún cambio abrupto en las curvas de dispersión que pueda alertar de alguna anomalía o irregularidad en el medio. El método SPAC permitió calcular la curva de dispersión a bajas frecuencias y en algunos sectores toda la curva representativa. El método $f-k$ ayudó a estimar la curva en el rango de frecuencias altas, permitiendo complementar la información y generar un curva de dispersión representativa para cada arreglo. Con base en los resultados de este trabajo, el método de autocorrelación espacial resultó más eficiente para estimar la curva de dispersión. No obstante, el análisis $f-k$ permite corroborar y complementar la curva, además de tener la bondad de estimar la dirección de propagación del ruido. Por ejemplo, algunos picos del plano (k_x, k_y) indican que el campo incidente viene de una dirección de 223° con respecto al norte, donde se ubica el circuito exterior, que tiene lógica ya que es la zona donde hay más tránsito vehicular. Las metodologías fueron aplicadas a diferentes arreglos instrumentales y los resultados obtenidos son aceptables y congruentes entre sí. En todos los sectores fue imposible determinar la curva por debajo de 6 Hz debido al periodo dominante del sitio, comprobando que el tamaño del arreglo o espaciamiento de sensores no permite ir más allá de la frecuencia de vibrar del sitio.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este trabajo elaboré un modelo 3D de Vs mediante métodos de ruido sísmico, modelo que permite enunciar las conclusiones siguientes:

- a) El modelo 3D permite conocer las variaciones de Vs del medio. Este parámetro es fundamental en reglamentos para diseño sísmico, como el Manual de Diseño por Sismo de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) (2008). El resultado es una estructura tridimensional de la distribución de la velocidad de onda S que permite analizar el subsuelo hasta 25 m de profundidad ($200 < V_s < 700$ m/s).
- b) Se estimó una frecuencia fundamental de sitio de aproximadamente 5 Hz. La amplificación relativa del sitio es de 3 a 4, que indica el poco contraste de impedancia en profundidad. El valor de frecuencia fundamental del sitio (f_0) es primordial en la definición del espectro para diseño sísmico, útil en el área geotécnica y civil.
- c) Este modelo obtenido es de gran interés para conocer la respuesta sísmica de sitio con fines geotécnicos, la caracterización dinámica del subsuelo como estimar módulos elásticos y parámetros futuros para diseño sísmico.
- d) Los datos estimados en este trabajo aportan información para el cálculo de la respuesta dinámica del edificio durante un sismo, que también puede ser útil para estudios futuros de esta zona.
- e) Se obtuvo una estructura de onda S del subsuelo representativo para la Facultad de Ingeniería, UNAM. Así como su periodo dominante.
- f) Los parámetros calculados sirven de apoyo en análisis de asentamientos de suelos y para conocer la calidad de la roca con fines geotécnicos.
- g) Los arreglos instrumentales utilizados brindaron buenos resultados para el cálculo de la curva de dispersión, permitiendo visualizar que el método SPAC y el método f-k permiten completar la información, uno para altas frecuencias y otro para bajas, respectivamente.

Las recomendaciones son

- a) Experimentar y explorar con otros tipos de arreglos que aún no han sido estudiados para ampliar o eliminar limitantes del método, como arreglos en “L” con diferentes ángulos.
- b) Al aplicar técnicas de ruido sísmico se recomienda realizar el levantamiento en un horario con poca actividad antropogénica para obtener mejores resultados, debido a que hay mejor estabilidad en altas frecuencias, además de poder extraer con mayor facilidad la dirección de propagación del ruido.
- c) Es más efectivo emplear un método de inversión conjunta para minimizar el error al estimar una estructura de onda S, sobre todo si únicamente se quiere invertir el espectro H/V. Algunos investigadores recomiendan invertir únicamente la relación H/V si se cuenta con una geología bien definida de la zona ya que eso evitará divagar en parámetros y por ende eliminar el problema de no unicidad.
- d) Resulta importante estimar la respuesta dinámica del edificio “Y” y aledaños, para mitigar que la estructura entre en resonancia con el suelo evitando deformaciones y aumento de aceleración de la edificación.
- e) Se recomienda impulsar la realización de este tipo de estudios antes de la realización de la construcción de una obra.
- f) Si la obra ya está construida, el estudio puede ser llevado a cabo debido a que se trata de un método no invasivo ni destructivo.

REFERENCIAS

1. Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Earthquake Research Institute.*, 35, 415-456.
2. Arai, H., y Tokimatsu K. (2005). S-Wave velocity profiling by joint inversion of microtremor dispersion curve and horizontal-to-vertical (H/V) spectrum. *Seismological Society of America*, 95 (5), 1766-1778, doi: 10.1785/0120040243.
3. Badilla-Cruz, R. (1977). Estudio petrológico de la lava de la parte noreste del Pedregal de San Ángel, *Sociedad Geológica Mexicana*, 38 (1), 40 pp.
4. Bard, P. (1999). Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?. *The effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Irikura, Kudo, Okada & Sasatani (eds), Balkema, Rotterdam, The Netherlands, 1251-1279.
5. Burger H. R. (1992). *Exploration Geophysics of the shallow subsurface*. New Jersey: Prentice Hall PTR.
6. Capon, J. (1969). High-Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis, *Proceedings of the IEEE*, 57 (8), 1408-1418.
7. Chávez-García, F., Rodríguez, M., y Stephenson, W. (2005). An Alternative Approach to the SPAC Analysis of Microtremors: Exploiting Stationarity of Noise. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 95 (1), 277-293.
8. Chávez-García, F. (2007). Ambient Noise and Site Response: From Estimation of Site Effects to Determination of the Subsoil Structure. *The NATO Science for Peace and Security Programme*, 53-71.
9. Dirección de obras y conservación (2017). *Perforación de barrenos para la construcción de la cimentación de un edificio: Anexo de Ingeniería*. UNAM, México.
10. Echeverría, J., y Schmidt-Díaz, V. (2016). Effects of surface wave recordings considering different geometries and site conditions using frequency-wave number technique (f-k). *Revista Geológica de América Central*, 55, 101-114.

11. Enciso, S. (1994). Las lavas de El Pedregal. *Reserva Ecológica del Pedregal de San Angel: Ecología, Historia natural y Manejo*. 123-128.
12. Fäh, D., Kind, F., y Giardini, D. (2001). A theoretical investigation of average H/V ratios. *Geophysical Journal International*, 145 (2), 535 – 549.
13. Flores-Estrella, H. (2001). *Métodos alternos para la estimación del efecto de sitio a partir de un arreglo de microtemores* (Tesis Profesional). UNAM, México.
14. García, A. (2010). *Desarrollo y evaluación de métodos avanzados de exploración sísmica pasiva: Aplicación a estructuras geológicas locales del sur de España* (Tesis doctoral). Universidad de Almería, España.
15. GISGeography (2018). *Inverse Distance Weighting (IDW) Interpolation*. Recuperado el 20 de junio de 2019. URL: <https://gisgeography.com/inverse-distance-weighting-idw-interpolation/>.
16. Horike, M. (1985). Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-wave Velocity Structure down to the basement in urbanized areas. *J. Phys. Earth*, 33, 59-96.
17. Hurime, F., Sáez, E., y Leyton, F. (2015). *Manual de aplicación de técnicas geofísicas basadas en ondas de superficie para la determinación del parámetro Vs30*. Santiago, Chile: Instituto de construcción.
18. Jaramillo, A., Piña, J., y Aguilar, R. (2012). Application of the method of spectral ratios for the reconfiguration Isoperiodos detailed map of the Valley of Mexico basin. *Sociedad Mexicana de Ingeniería Geotécnica, A.C.*, Quintana Roo.
19. Kanai, K., Tanaka, T., y Okada, K. (1954). Measurement of the microtremor. *Earthq. Res. Inst.*, 199-209.
20. Konno, K. y Ohmachi, T. 1998. Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 228-241.
21. Lacoss, R. T., E. J. Kelly and M. N. Toksöz (1969): Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, 34, 21-38.

22. Lermo, J., y Chávez-García, F. (1994). Site effect evaluation at Mexico City: dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 13, 413-423.
23. López-Unda, J. A. (2016). *Construcción y correlación de columnas geológicas de los pozos profundos del Valle de México* (Tesis profesional). UNAM, México.
24. Louie, J.N. (2001). Faster, Better Shear wave velocity to 100m depth from ReMi arrays. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91:2, 347-364.
25. Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30-1, 25-33 pp.
26. Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *12WCEE*, Nueva Zelanda.
27. Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), *Jour. seism. Soc. Japan*, 24, 26-40.
28. Okada, H. (1997). *A New Method of Underground Structure Estimation Using Microtremors*. Sapporo, Japon: Universidad de Hokkaido.
29. Okada, H. (2003). *The Microtremor Survey Method*. E.U.A.: Geophysical Monograph Series 12, Society of Exploration Geophysicists.
30. Park, C., Miller, R., Xia, J., e Ivanov, J. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW)-active and passive methods. *Kansas Geological Survey*, 60-64.
31. Park, C. (2019). The multichannel analysis of surface waves (MASW) method provides one of the most critically important geotechnical parameters-seismic shear-wave velocity (V_s) of ground materials. From an elastic theory viewpoint, V_s is the most powerful indicator of material's stiffness. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (SAGEEP)*, 129 pp.
32. Parolai, S., Picozzi, M., Richwalski, S. M., y Milkereit, C. (2005). Joint inversion of phase velocity dispersion and H/V ratio curves from seismic noise recordings using a genetic algorithm, considering higher modes. *Geophys. Res. Lett.*, 32(1), L01303, doi: 10.1029/2004GL021115.

33. Picozzi, M., Parolai, S., y Richwalski, S. M. (2005). Joint inversion of H/V ratios and dispersion curves from seismic noise: Estimating the S-wave velocity of bedrock. *Geophysical Research Letter*, 32: L11308, doi: 10.1029/2005GL022878.
34. Piña- Flores, J. (2015). *Cálculo e Inversión de cociente H/V a partir de ruido ambiental* (Tesis de Maestría). Universidad Nacional Autónoma de México, México.
35. Piña-Flores, J., Pertou, M., García-Jerez, A., Carmona, E., Luzón, F., Molina-Villegas, J. C., y Sánchez-Sesma, F. J. (2017). The inversion of spectral ratio H/V in a layered system using the diffuse field assumption (DFA). *Geophys. J. Int.* 208, 577–588 doi: 10.1093/gji/ggw416.
36. Piña-Flores, J. y García-Jerez, A. (2014-2018). HV-Inv (Paquetería), URL: <https://w3.ual.es/GruposInv/hv-inv/>.
37. Piña-Flores, J., Cárdenas-Soto, M., García-Jerez, A., Seivane, H., Luzón, F., y Sánchez-Sesma, F., (2019). Dispersion diagrams and H/V spectral ratios for a stratified medium. *Journal of applied geophysics* (Artículo en revisión). 21 pp.
38. Roberts, J. C. y Asten, M. W. (2004). Resolving a velocity inversion at the geotechnical scale using the microtremor (passive seismic) survey method. *Exploration Geophysics*, 35. 14-18.
39. Sánchez-Sesma, F.J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., García-Jerez, A., Suarez, M., Santoyo, M.A., y Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: application for a layered medium. *Geophys. J. Int.*, 186(1), 221–225.
40. Schmidt-Díaz, V. (2012). Determinación del parámetro vs30 usando los métodos FK y SPAC en la bahía de Cádiz (sur de España). *Ingeniería*, 22 (1): 39-54.
41. Schmidt-Díaz, V. (2018). Correlación entre la forma espectral de la razón espectral H/V con la estratigrafía del subsuelo en 10 sitios de estudio. *Revista de la Universidad de Costa Rica*, 28 (2), doi: 10.15517/RI.V28I2.31730.
42. Schmitter, E. (1953). Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Ángel. *Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel: Ecología, Historia natural y Manejo*. 107-122.
43. Siebe, C. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 +/-35 años AP y sus implicaciones. *Instituto de Geofísica, UNAM*.

44. Spica, Z., Caudron, C., Pertou, M., Lecocq, T., Camelbeeck, T., Legrand, D., Piña-Flores, J., Iglesias, A., y Kamil, D. (2015). Velocity models and site effects at Kawah Ijen volcano and Ijen caldera (Indonesia) determined from ambient noise cross-correlations and directional energy density spectral ratios. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 302, 173-189.
45. Stein, S. y Wysession, M. (2003). *An introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing.
46. Tokimatsu, K. (1997). Geotechnical site characterization using surface waves. *Earthquake Geotechnical Engineering*, Rotterdam, Balkema, 1333-1368.
47. Wathelet, M. (2002). Geopsy (paquetería), URL: <http://www.geopsy.org/>.
48. Wathelet, M. (2005). Array recordings of ambient vibrations: surface – wave inversion. *Universit_e de Li_ege*, 21-177.
49. Wathelet, M., D. Jongmans, M. Ohrnberger, y S. Bonnefoy-Claudet (2008). Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion. *Journal of Seismology*, 12, 1-19.
50. Woods, J. W., y Lintz, P. L. (1973). Plane waves at small arrays. *Geophysics*, 38, 1023-1041.

Apéndice 1: Método de inversión conjunta

La inversión directa del cociente H/V tiende a problemas de no unicidad, ya que distintas configuraciones paramétricas pueden ajustarse a la curva H/V. Para la inversión apropiada del cociente espectral H/V se debe contar con un modelo geológico apropiado del área, que en ocasiones resulta complicado. La Inversión conjunta sugiere invertir la relación H/V con la curva de dispersión de ondas de Rayleigh con el fin de recuperar la estructura de velocidad de onda de corte (Picozzi et al., 2005).

El tener otro tipo de información permite eliminar el problema de no unicidad (Piña-Flores, 2015); el método realiza un proceso iterativo con un algoritmo de inversión de datos de la curva H/V y la curva de dispersión, simultáneamente, a partir de un modelo inicial para minimizar la función de costo global (suma de funciones de costo de cada tipo de datos).

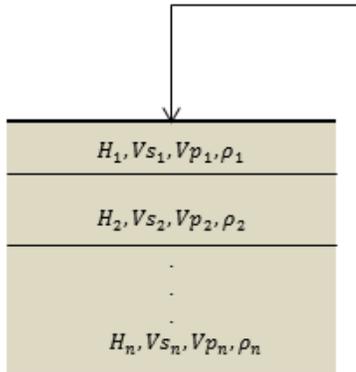
Piña-Flores et al. (2017) proponen la función de costo global como

$$\Gamma = \frac{2(1 - \xi)}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(HV_{obs}(\omega_i) - HV_{th}(\omega_i))^2}{\sigma_{HV}^2(\omega_i)} + \frac{2\xi}{m} \sum_{i=1}^m \frac{(DC_{obs}(\omega_i) - DC_{th}(\omega_i))^2}{\sigma_{DC}^2(\omega_i)},$$

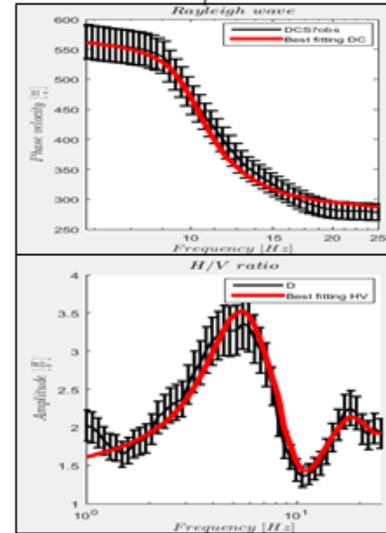
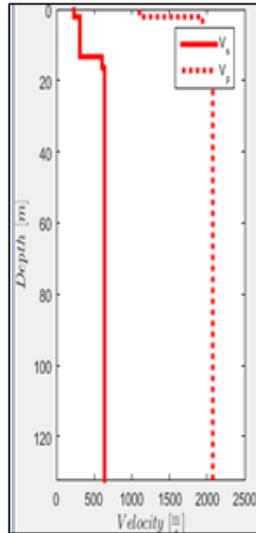
donde $\xi = n/(n + m)$, n y m son número de datos, HV_{obs} y DC_{obs} datos observados, HV_{th} y DC_{th} respuesta teórica y σ desviación estándar de los datos observados.

La siguiente figura muestra un esquema de este proceso de inversión conjunta. Las líneas negras son curvas observadas, las barras verticales la desviación estándar y las curvas rojas representan el mejor ajuste. La figura es una adaptación de Arai y Tokimatsu (2005).

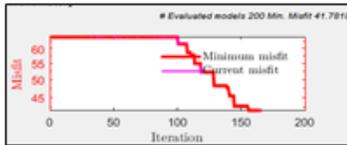
ACTUALIZACIÓN DE MODELO DE CAPAS



MODELO 1-D



ITERACIONES Y ERROR

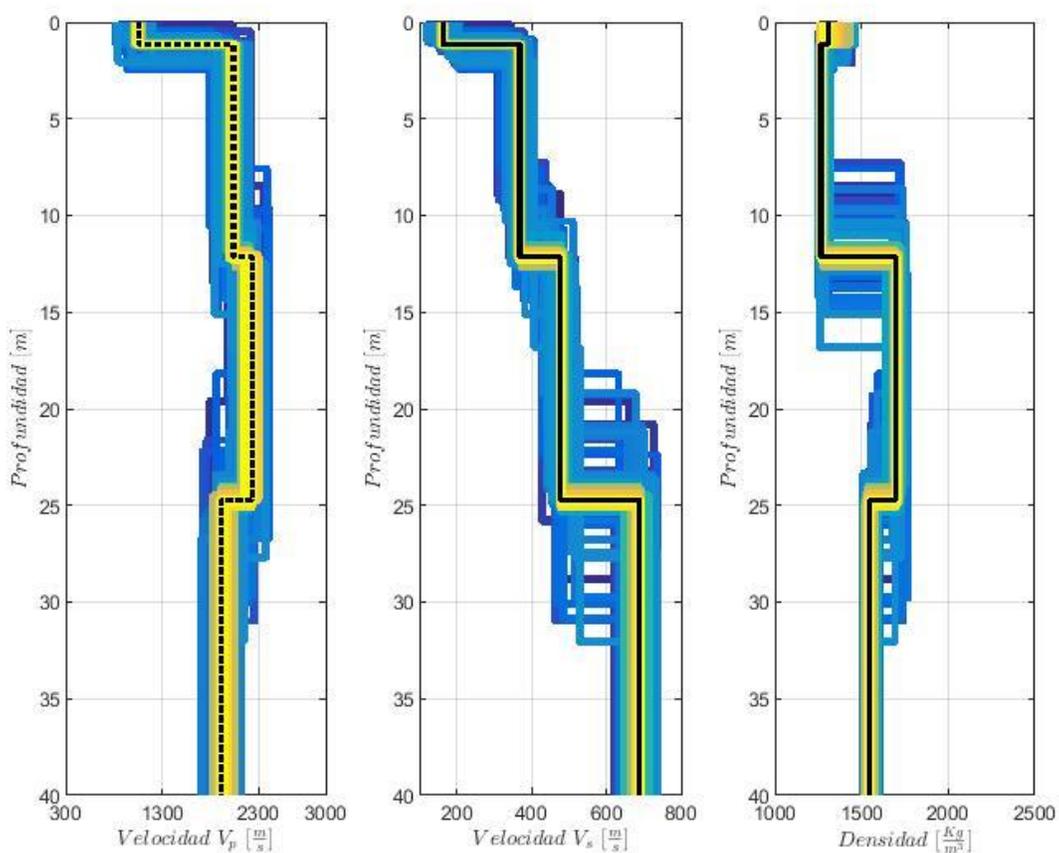


CÁLCULO DE CURVA DE DISPERSIÓN Y RELACIÓN H/V

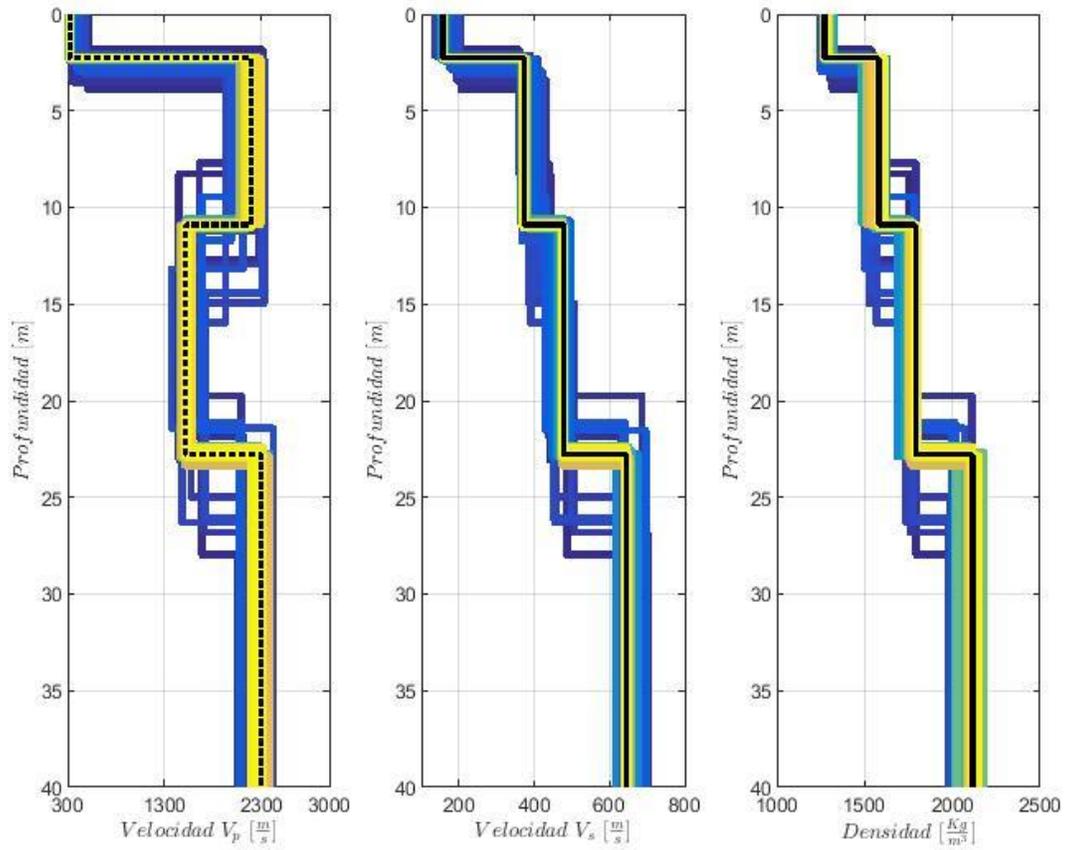
Apéndice 2: Modelos 1-D

Modelos 1-D obtenidos de inversión conjunta del espectro H/V y la curva de dispersión del modo fundamental de las ondas de Rayleigh. El primer modelo corresponde a $V_p(m/s)$, el segundo a $V_s(m/s)$ y el tercero a la densidad $\rho(kg/m^3)$. La línea negra es el modelo mejor ajustado.

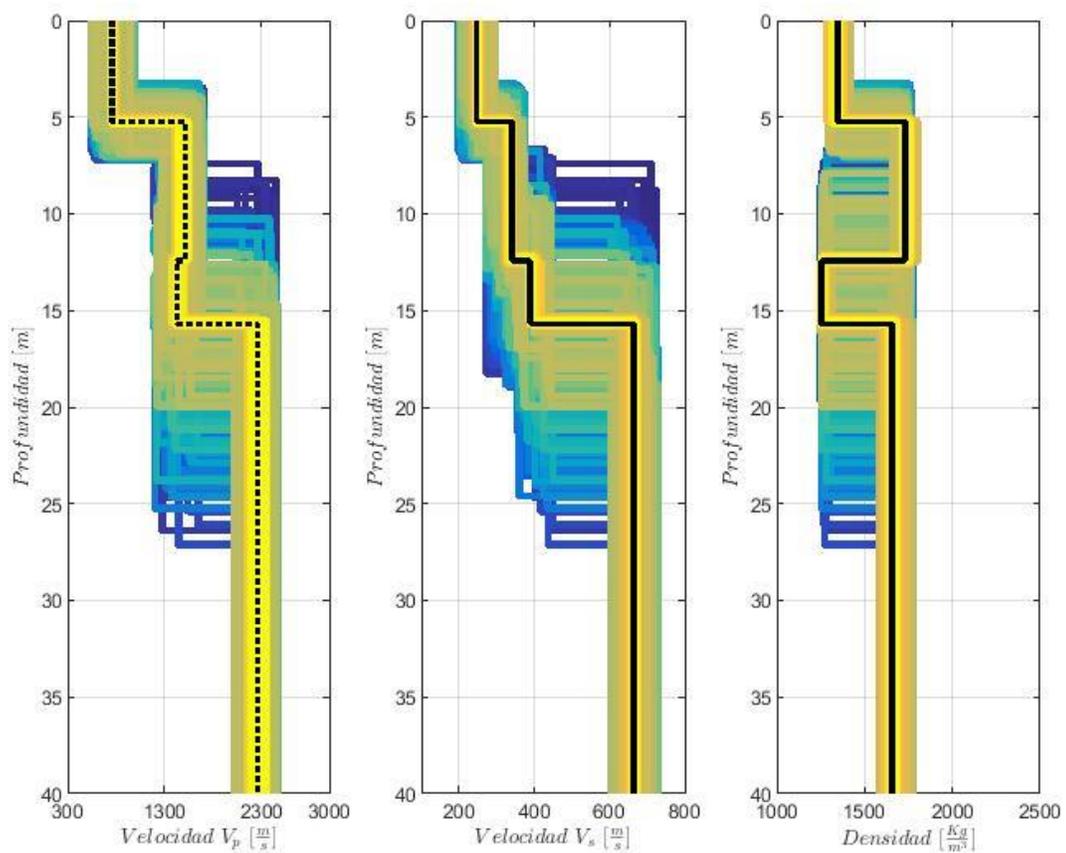
Perfiles 1-D del sector 1.



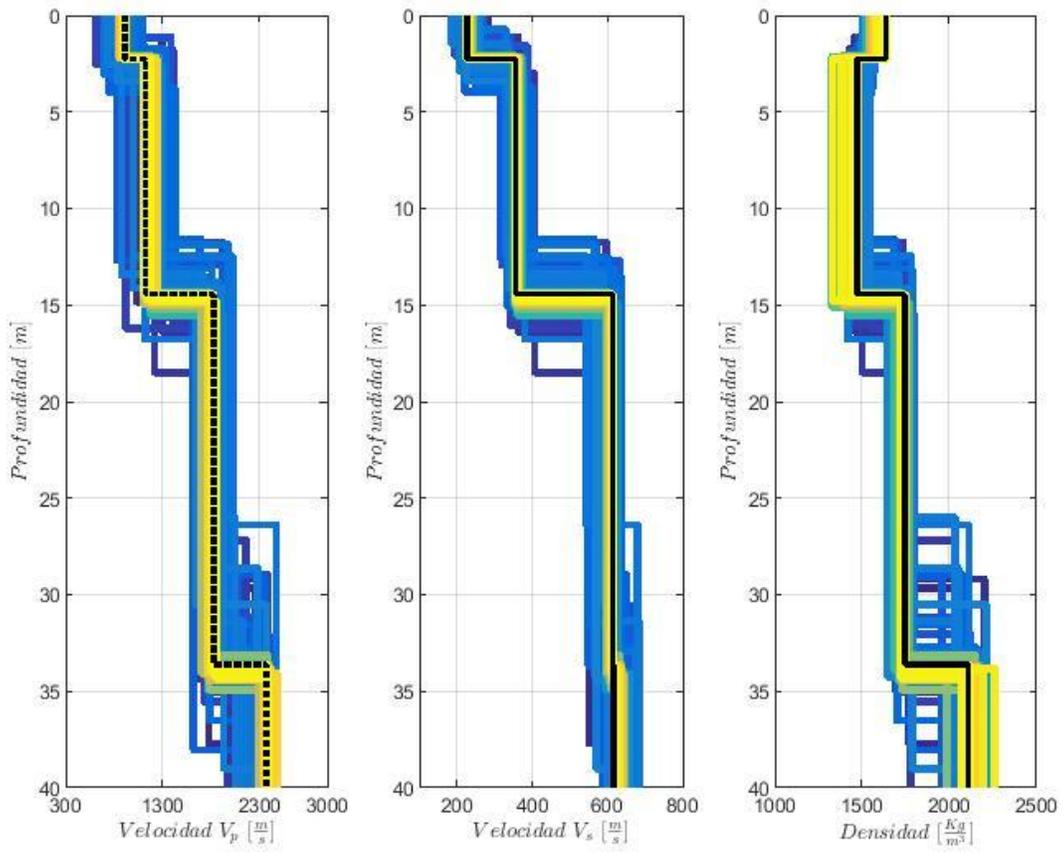
Perfiles 1-D del sector 2.



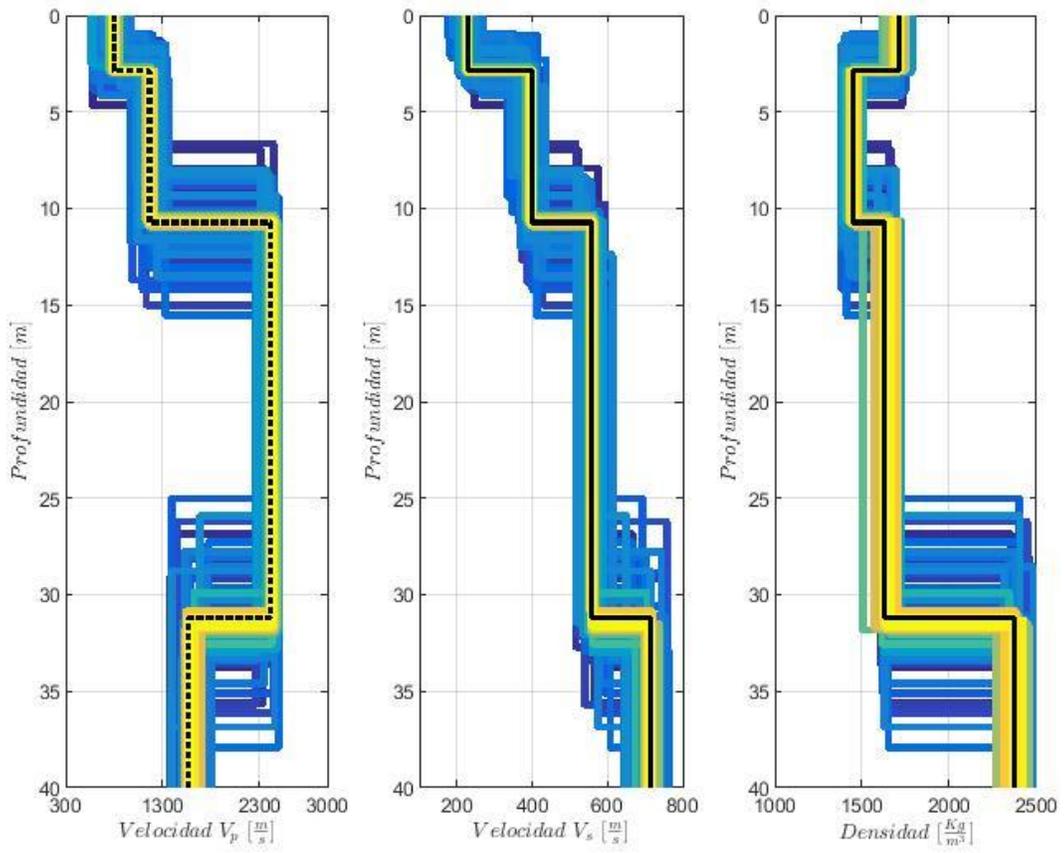
Perfiles 1-D del sector 3.



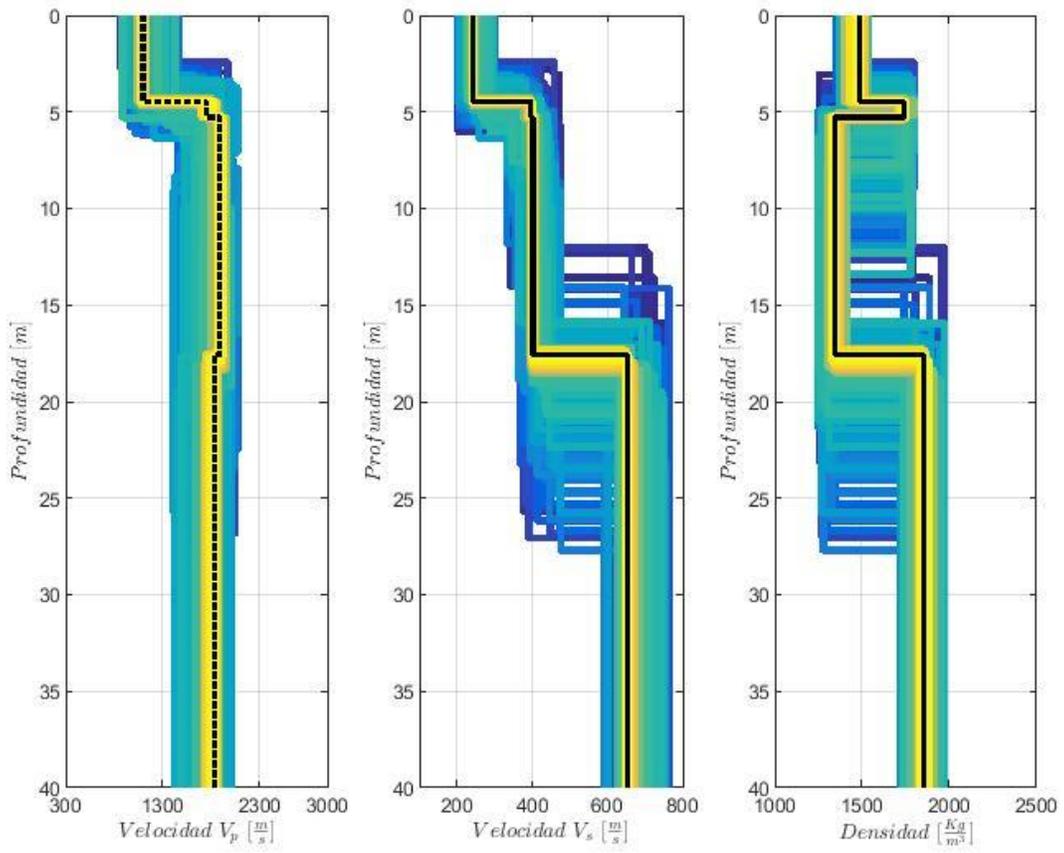
Perfiles 1-D del sector 4.



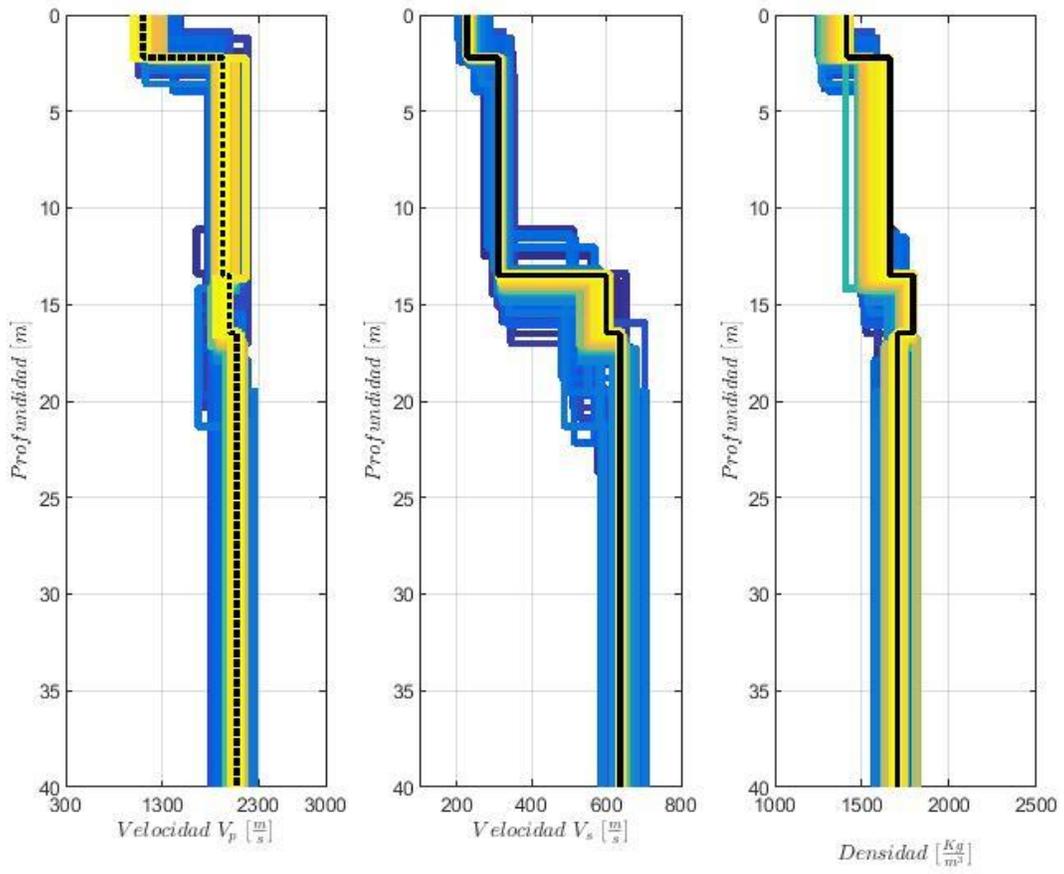
Perfiles 1-D del sector 5.



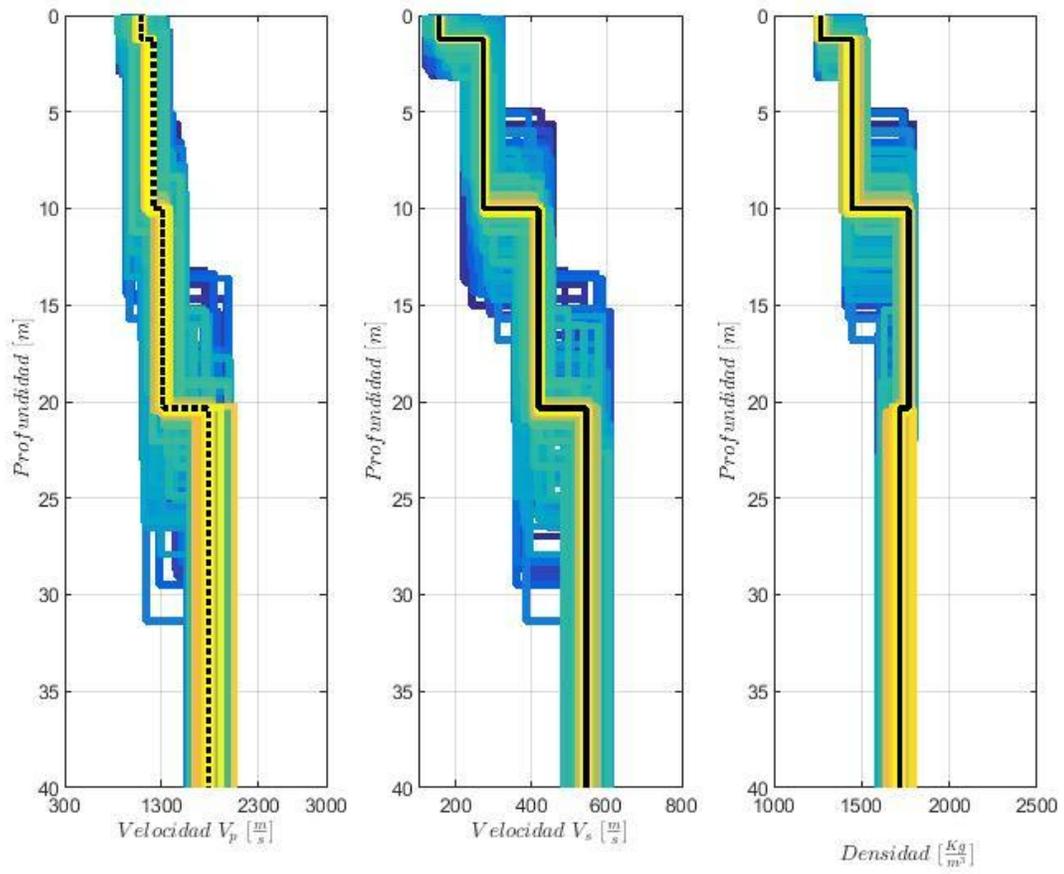
Perfiles 1-D del sector 6.



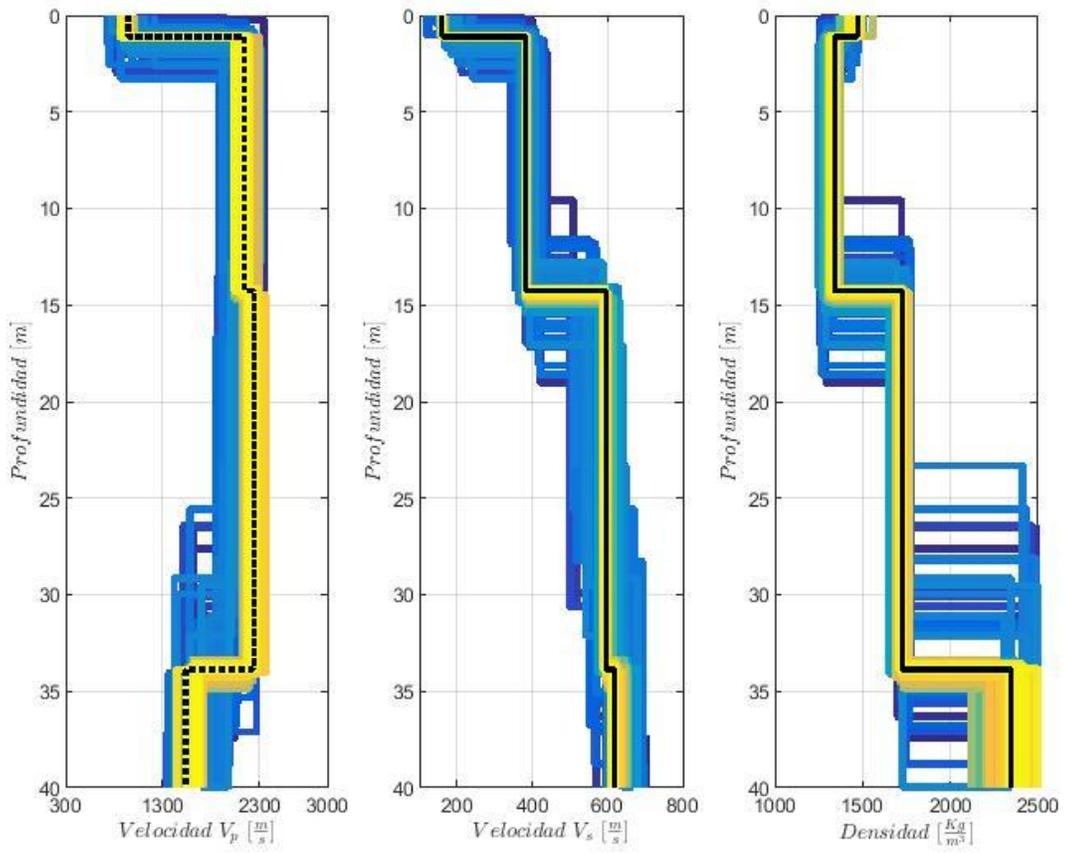
Perfiles 1-D del sector 7.



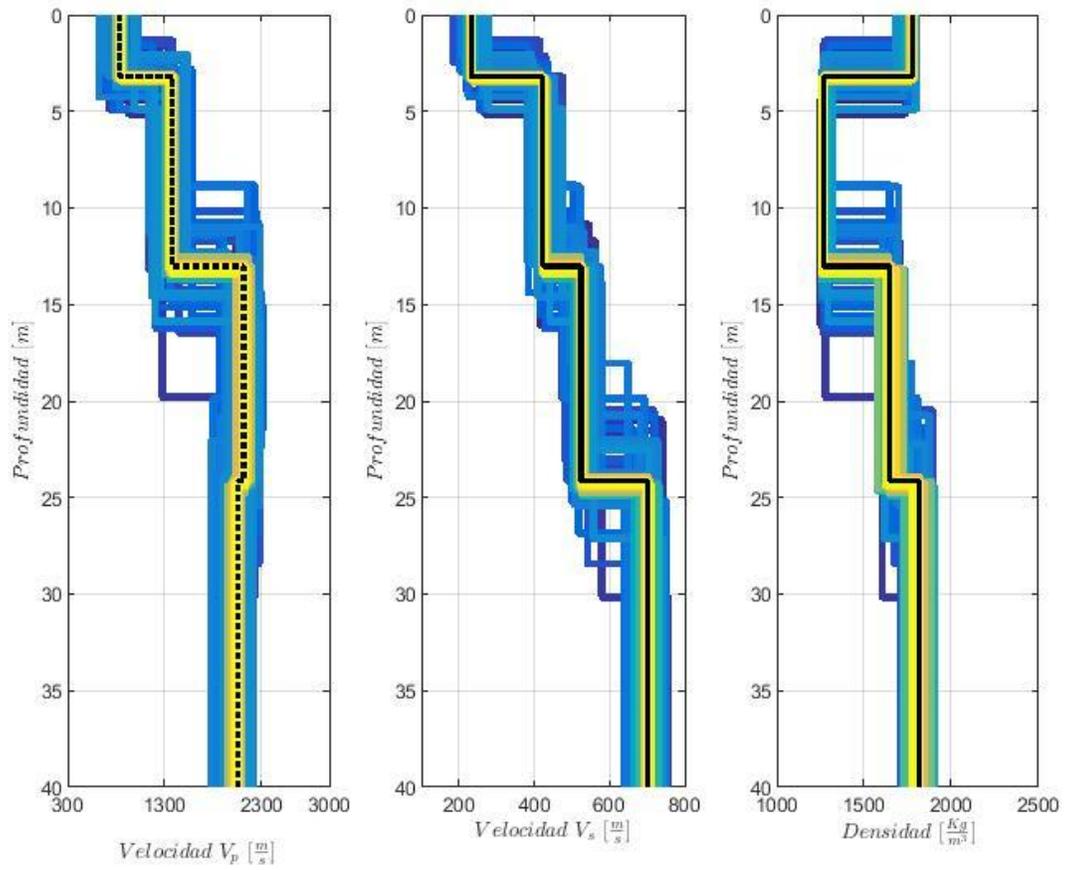
Perfiles 1-D del sector 8.



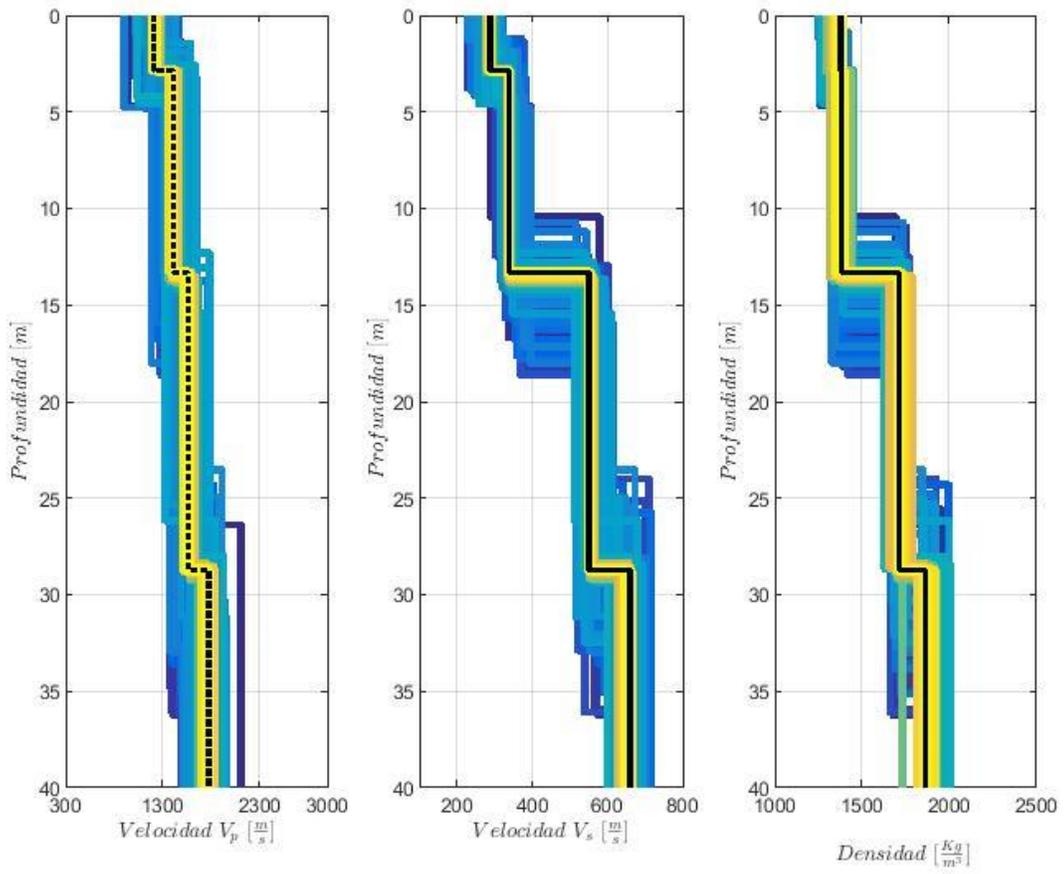
Perfiles 1-D del sector 9.



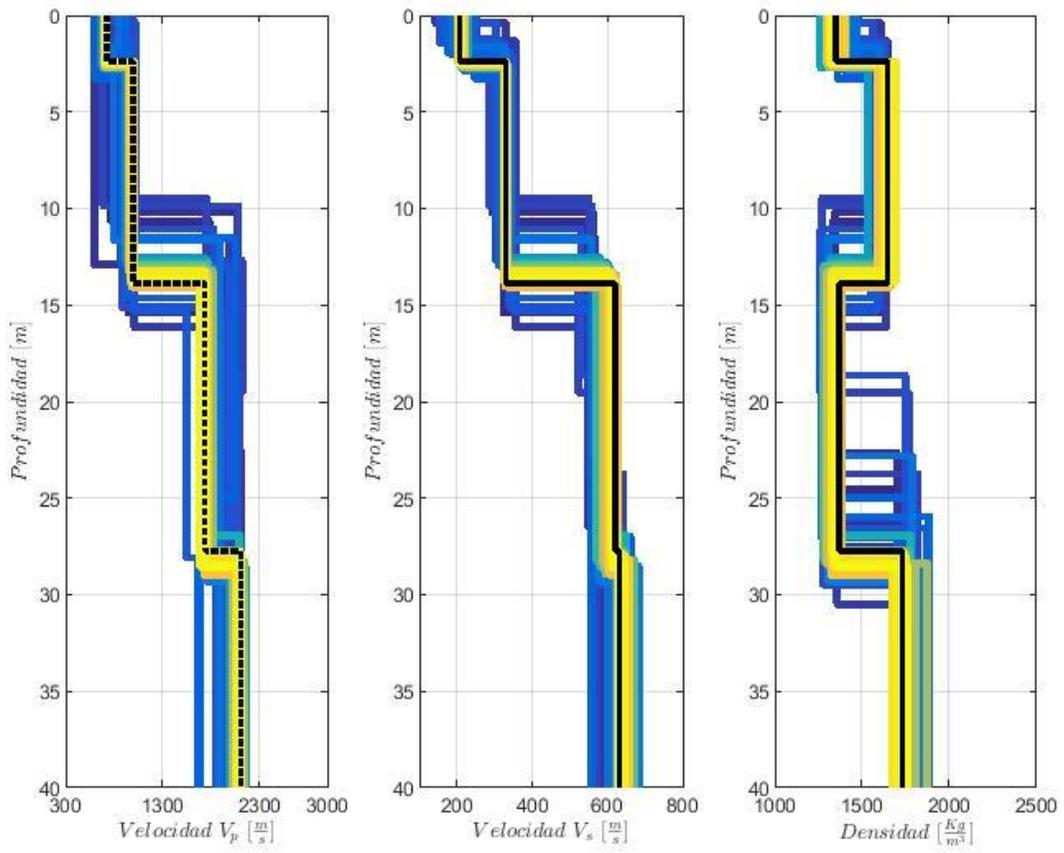
Perfiles 1-D del sector 10.



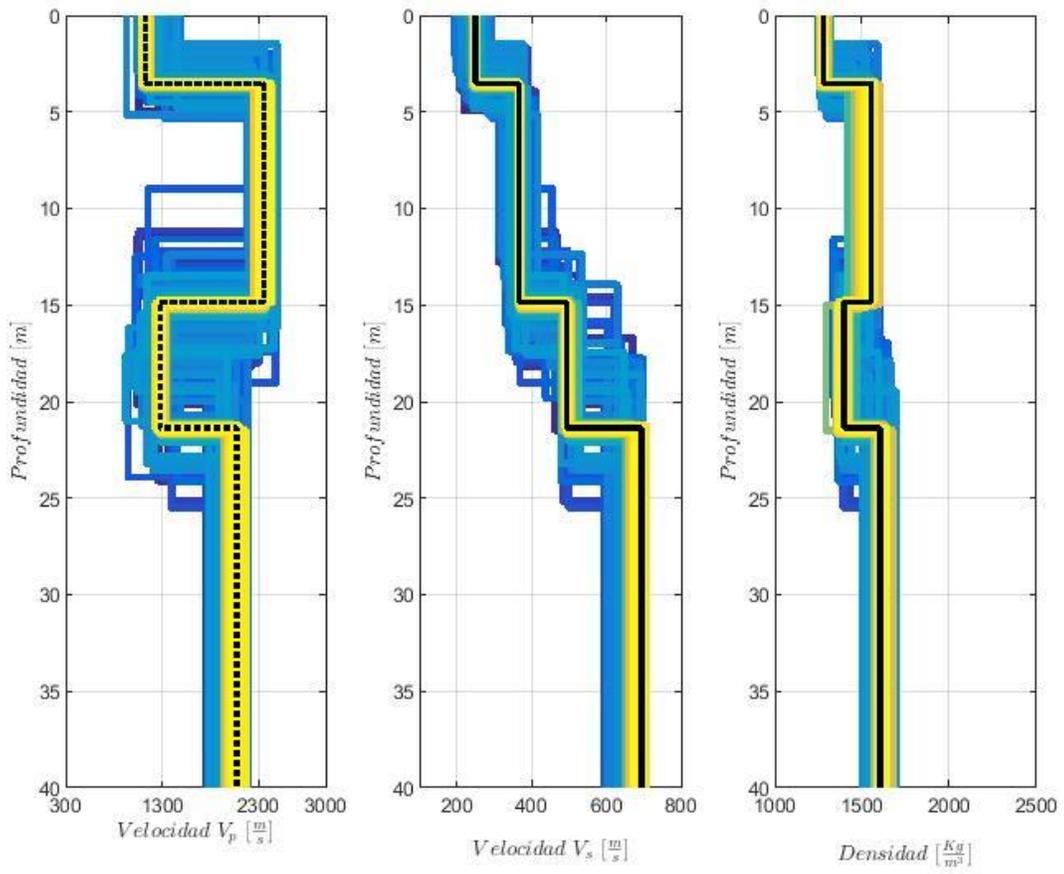
Perfiles 1-D del sector 11.



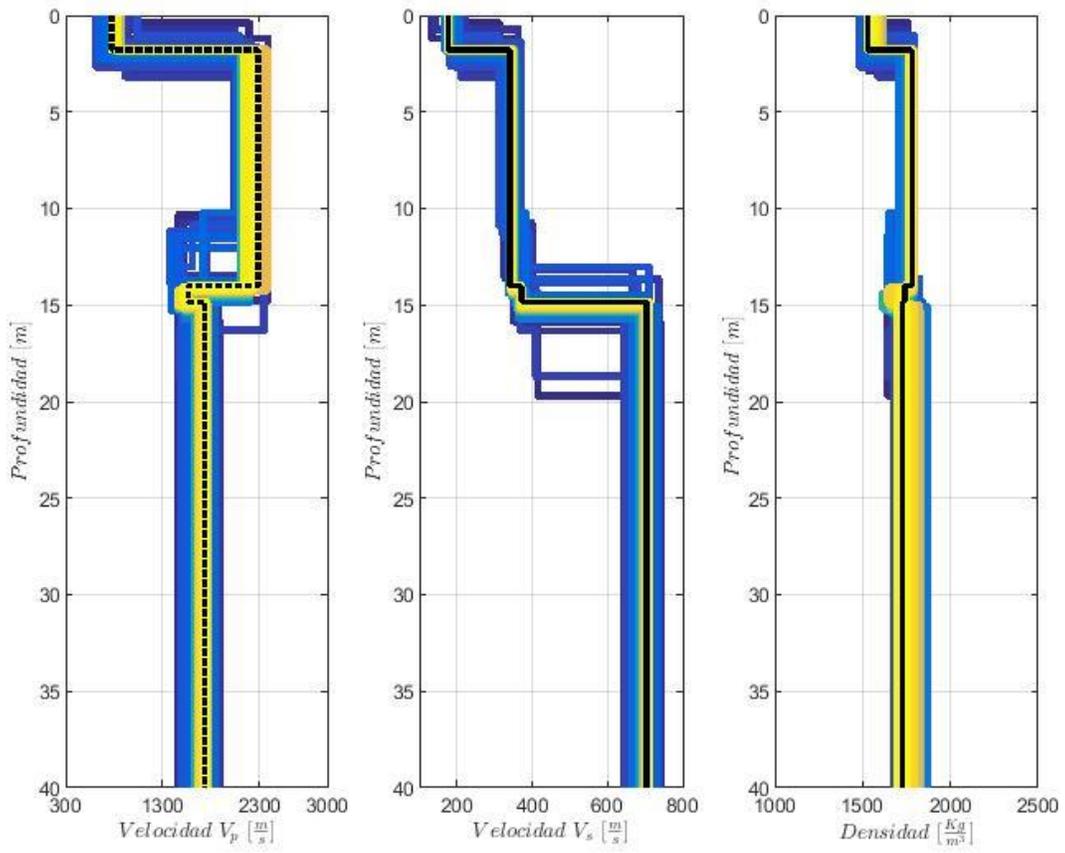
Perfiles 1-D del sector 12.



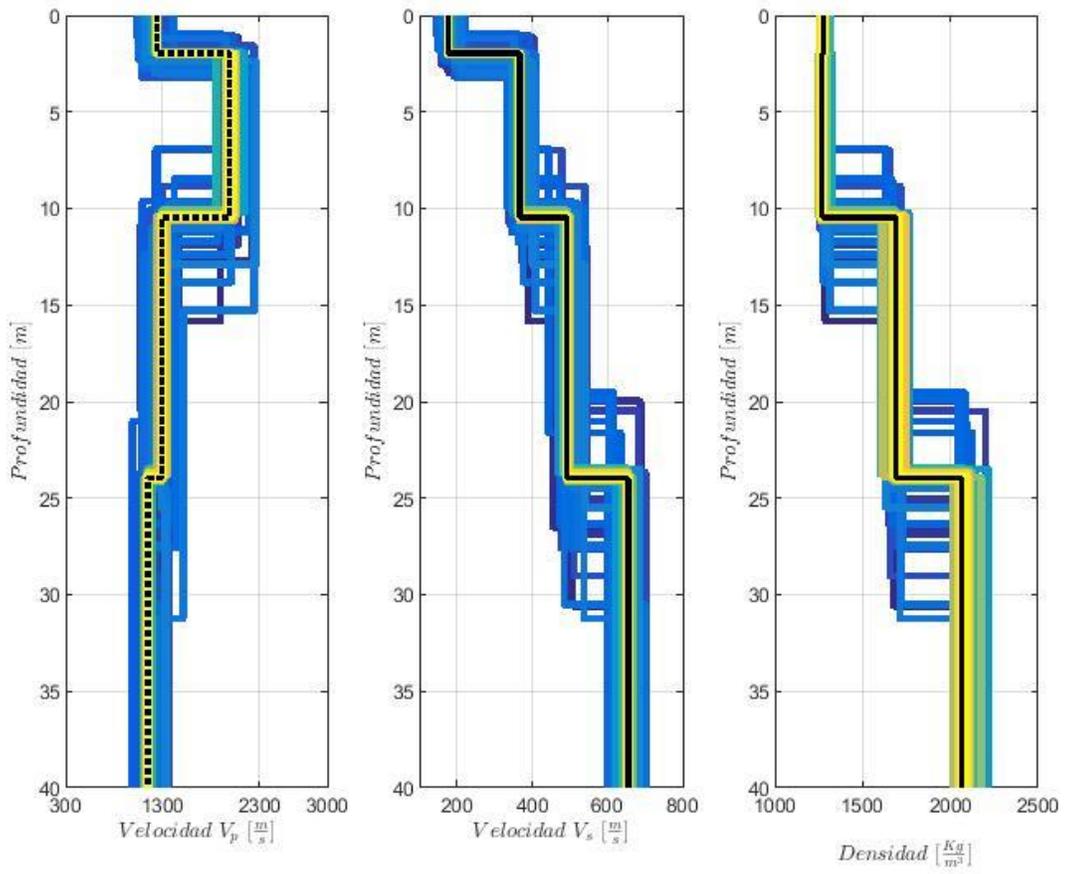
Perfiles 1-D del sector 13.



Perfiles 1-D del sector 14.



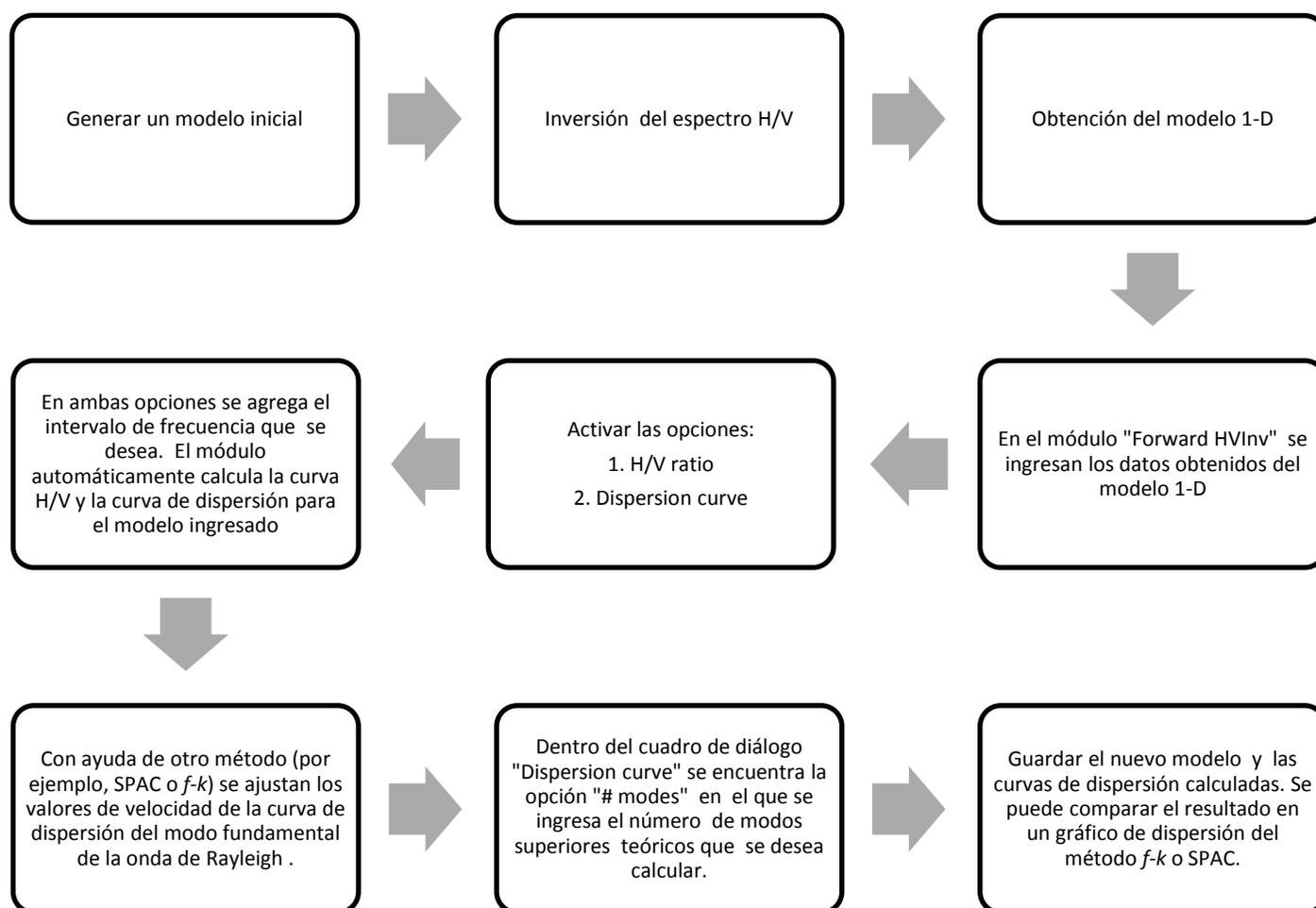
Perfiles 1-D del sector 15.



Apéndice 3: Diagrama de estimación de modos superiores a partir del espectro H/V

Uno de los problemas en la estimación de una estructura de Vs es la identificación correcta del modo fundamental, dado que en ocasiones se llega a confundir con modos superiores y esto conlleva a calcular datos erróneos en el perfil de ondas S. Recientemente se está introduciendo la idea de invertir considerando modos superiores, siempre y cuando estén claramente identificados (*e.g.*, Parolai *et al.*, 2005; Hurime *et al.*, 2015).

La obtención de las curvas de dispersión de modos superiores sintéticos es posible de calcular a partir de un espectro H/V. A continuación muestro un diagrama de los pasos realizados para la obtención de modos superiores con la paquetería HV-Inv v.2.5 (Piña-Flores y García-Jerez, 2014-2018).



Apéndice 4: Breviario sobre MASW

La técnica de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW) es una técnica basada en la propiedad de dispersión de ondas sísmicas de superficie (ondas de Rayleigh) para determinar el perfil de velocidad de ondas de corte (V_s) en 1D o 2D (Park et al., 2007). Los registros se realizan con 12 o más geófonos en distancias cortas y grandes desde una fuente impulsiva o vibratoria, que proporcionan una redundancia estadística para medir velocidades de fase (Louie, 2001).

En esta técnica se analiza la velocidad de fase, determinada por la velocidad de propagación de ondas de Rayleigh que depende de la frecuencia. Es un método activo no destructivo, de gran importancia en el área civil y geotécnica, cuyo procedimiento consiste en:

- a) Registro de campo (adquisición multicanal), permite recolectar los datos de forma más rápida y eficiente.
- b) Estimación de curvas de dispersión para cada registro.
- c) Extracción de modelos 1D de V_s a través de inversión de curva de dispersión.
- d) Generación de mapa 2D utilizando método de interpolación.

El método de grabación multicanal permite separación confiable de diferentes modos de vibración de ondas de Rayleigh (utilizando modo fundamental) y eliminación del ruido de forma efectiva. Recientemente, el método es aplicable a sísmica de fuente activa y pasiva (ver Park et al., 2007) donde la profundidad de investigación varía notablemente.

4.1. Modelo inicial

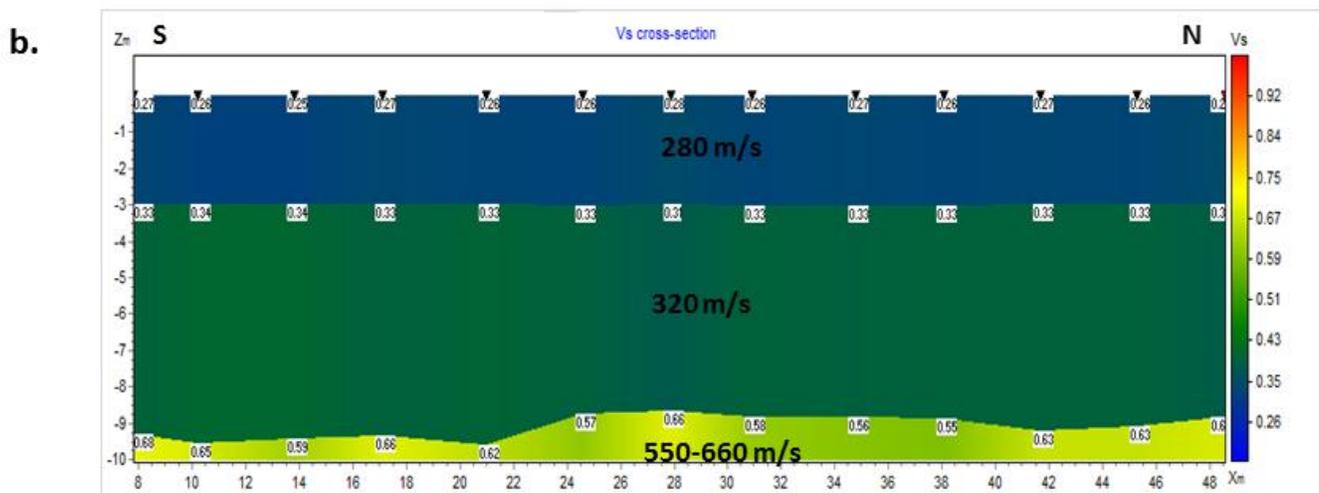
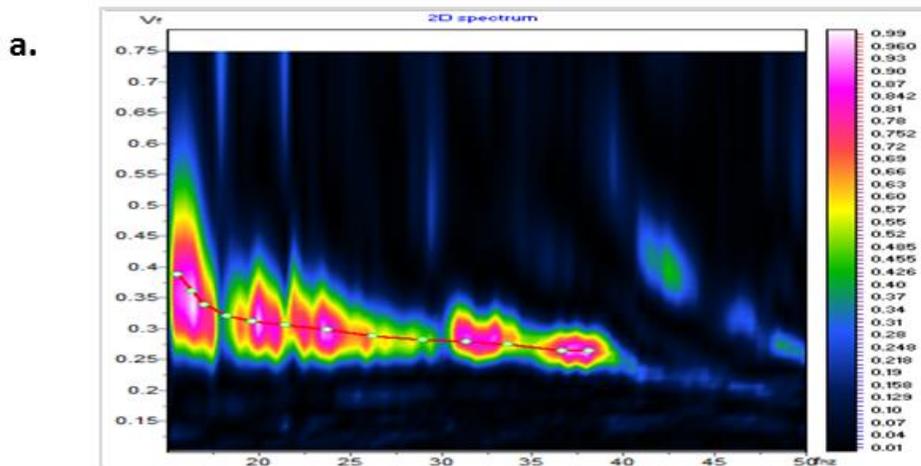
Los parámetros de entrada para inversión conjunta dependen de un procesamiento preliminar con el método MASW para un arreglo lineal de fuente activa con 48 sensores verticales de 4.5 Hz, espaciados cada 1.2 m. La ubicación de la línea se puede ver en la Figura 7.

La longitud de la línea es de 56.4 m con 13 fuentes y una distancia fuente a receptor de 50 cm. El modelo inicial es planteado a partir del método de MASW para estimar valores de velocidad de onda S.

El procesamiento del método MASW se realizó con la paquetería ZondST2D (Zond Geophysical software, 2001-2012) siguiendo esta metodología:

1. Eliminación de trazas ruidosas.
2. Selección de la curva de dispersión del modo fundamental para cada una de las fuentes.
3. Inversión de curvas de dispersión proponiendo un modelo de 2 capas y un semiespacio. Se realizaron 7 iteraciones en cada fuente para minimizar el error y obtener un mejor ajuste del modelo de velocidades.
4. Estimación de una sección 2D de V_s .

La siguiente figura muestra la sección V_s obtenida del arreglo lineal. La figura “a” es la curva de dispersión para la fuente 13, seleccionada entre 15 y 40 Hz. La figura “b” es el perfil 2-D de V_s donde se visualizan 2 capas y un semiespacio: la primera de 280 m/s, la segunda de 320 m/s y el semiespacio de 550-660 m/s.



Y para el cálculo de la onda P se utilizó una relación propuesta en Burger (1992),

$$V_S = 0.4 V_P$$

Obteniendo valores de onda P para la primera capa de 700 m/s, la segunda capa de 800 m/s y el semi-espacio de 1375-1650 m/s.