UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ESTIMACION DE UNA ESTRUCTURA TRIDIMENSIONAL DE VELOCIDAD DE ONDA S Y PERIODO FUNDAMENTAL EN LA CIUDAD DE COATZACOALCOS, VERACRUZ

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A:

LUIS EDUARDO ALBERTO PRADO MORALES

DIRECTOR DE TESIS:

DR. JORGE AGUIRRE GONZALEZ

2014

Agradecimientos

Gracias al Instituto de Ingeniería, por todo el apoyo y facilidades brindadas a lo largo de la realización de esta tesis. A mi profesor de mecánica del medio continúo, por su paciencia, ideas y enseñanzas a lo largo de mi estancia en el Instituto de Ingeniería, y quien fuera mi director de tesis, el Dr. Jorge Aguirre González.

Al Sistema Nacional de Protección Civil del estado de Veracruz por el apoyo a lo largo del proyecto para realizar los Estudios de Microzonificación Sísmica y Evaluación del Riesgo Sísmico en la Zona Sur del Estado de Veracruz.

Gracias a todos los profesores que contribuyeron a mi formación a lo largo de mis estudios en la Facultad de Ingeniería. Muchas gracias a Moy, Ricardo, mis sinodales. A mis compañeros de clases que sin su ayuda hubiese sido imposible cursar la carrera. A mis compadres Carlos, Daniel y Santiago. Y gracias a Mariana.

Y por último agradezco a la UNAM por permitirme pertenecer a la máxima casa de estudios de América Latina.

Contenido

Resumen 4
Abstract 5
Introducción 6
Objetivo 9
Capítulo 1 10
1.1 Fundamentos teóricos 10
1.1.1 Naturaleza del campo de ondas del ruido sísmico 10
1.1.2 Ondas superficiales en el ruido sísmico 12
1.1.3 Ondas Rayleigh 13
1.1.4 Elipticidad de las ondas Rayleigh 14
1.1.5 Dispersión de ondas 15
1.2 Método SPAC 18
1.3 Método H/V 24
1.3.1 Relación de la curva H/V con la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh. 24
1.3.2 Relación de la curva H/V con las ondas de cuerpo, interpretación de Nakamura 25
Capítulo 2 27
2.1 Zona de estudio y adquisición de datos 27
2.1.1 Localización de la ciudad de Coatzacoalcos 27
2.1.2 Geomorfología de la ciudad de Coatzacoalcos 28
2.1.3 Geología regional 29
2.1.4 Geotecnia de la ciudad de Coatzacoalcos 29
2.1.5 Sismicidad de la ciudad de Coatzacoalcos 31
2.1.6 Instrumentación 32
2.1.7 Sitio de estudio: Expo Feria Coatzacoalcos 33
2.1.8 Metodología para la adquisición de datos 33
Capítulo 3 35

3.1 Procesamiento de los datos 35
3.1.1 Pre-procesamiento de los datos 35
3.1.2 Aplicación del método SPAC 35
3.1.3 Inversión de la curva de dispersión 38
3.1.4 Aplicación del método H/V 40
3.1.5 Inversión de las curvas H/V 41
3.2.1 Comparación de los modelos de velocidad de onda sísmica 43
3.2.2 Comparación de la curva de elipticidad teórica (SPAC) y la curva de H/V 43
3.2.3 Comparación de la curva de dispersión de ondas Rayleigh (SPAC) y la curva de dispersión de ondas Rayleigh (H/V) 44
Capítulo 4 46
4.1 Modelo 3D 46
4.1.1 Interpolación del modelo 3D 46
4.1.2 Modelo 3D 46
4.1.3 Variación del periodo fundamental en función del basamento 50
Conclusiones y recomendaciones 51
Referencias bibliográficas 53
Apéndice I 56
Apéndice II 61
Apéndice III 67

Resumen

En este estudio se emplearon dos métodos que utilizan ruido sísmico o microtremores para evaluar una estructura de velocidad de propagación de onda sísmica S (V_S). Estos métodos son el método de cocientes espectrales del ruido sísmico de las componentes horizontal entre la vertical **H/V** (Nogoshi e Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 2000) y el método de autocorrelación espacial (**SPAC**) (Aki, 1957). El análisis de ruido sísmico se ha utilizado de manera exitosa para evaluar estructuras de velocidad de onda S, de capas planas en diferentes sitios del mundo. En este trabajo se decidió probar un enfoque diferente de los resultados obtenidos de ambos métodos con el fin de obtener una estructura 3D, en la cual se puedan observar variaciones laterales en la estructura de velocidad, esto con el objetivo de optimizar la información que brinda el análisis del ruido sísmico.

El estudio se realizó en la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz; éste consistió en la colocación de siete arreglos SPAC triangulares con un vértice en común, registrados con tres estaciones sísmicas temporales de banda ancha. Los triángulos variaron en tamaño de los 10 hasta los 100 metros. Con los diferentes arreglos se obtuvo una curva de dispersión de ondas Rayleigh y de la inversión de ésta se estimó una estructura de V_S. En una segunda etapa se calcularon los cocientes espectrales H/V de cada vértice de los arreglos triangulares y de estos cocientes se estimaron las frecuencias fundamentales de cada vértice. Las curvas H/V se invirtieron como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh y de esta inversión se obtuvieron una serie de estructuras V_S, una para cada vértice de cada arreglo. Por último utilizando los modelos estructurales calculados se determinó una malla a lo largo de los vértices de cada triángulo. Así se crea un modelo 3D, que ayuda a la interpretación del sitio.

Los resultados permitieron determinar un modelo tridimensional con una profundidad de exploración de 100 metros aproximadamente, con una rango de velocidades de onda S de 872 (m/s) en el basamento y una velocidad mínima de 210 (m/s) en la superficie. El modelo muestra variaciones en el espesor de las capas de baja velocidad con respecto al semi-espacio, resultado que es consistente con las variaciones de las frecuencias fundamentales encontradas a lo largo de los vértices de los arreglos SPAC.

Abstract

In this study two methods that use seismic noise or microtremores were used to estimate a S wave seismic velocity (VS) structure. The methods were the H/V spectral ratios (Nogoshi and Igarashi, 1971; Nakamura, 1989, 200) and the Spatial Autocorrelation method (SPAC) (Aki, 1957). Seismic noise analysis have been used to estimate S wave velocity for horizontal layered structures in many places all over the world. In the present work a different approach was used upon the results obtained from both methods with the intent of determining a pseudo-3D structure, in which lateral variations of the velocity structure can be assessed, this with the goal of optimizing the information provided by the analysis of the seismic noise.

The study was performed in the city of Coatzacoalcos, Veracruz; it consisted on seven triangular SPAC arrays with a common vertex, which were registered with three seismic broad band stations. The triangles varied in size from 10 to a 100 meters. By using the corresponding arrays, a Rayleigh wave velocity dispersion curve was esteemed and from it inversion a S-wave velocity structure, was obtained. In a second stage the H/V spectral ratios were calculated for each vertex of all the arrays, from this ratios the fundamental frequencies were obtained. Such H/V curves were inverted as a proxy for the Rayleigh wave ellipticity curve, and from this inversion a series of VS structures were esteemed, one for each vertex of each array. Finally by using the corresponding structural model, a grid along the vertex of the triangles was calculated, thus creating a pseudo-3D model that helped to better assess the study site.

The results obtained made it possible to estimate a three-dimensional model with a exploration depth of 100 meters approximately. The model's S wave velocities vary in a range of 210 (m/s) for the surface and 872 (m/s) for the half space. Such a model shows width variations for the first layers with respect the half space, which agrees with variations on the fundamental frequencies along the vertexes of the SPAC arrays.

Introducción

Los sismos han afectado en gran medida a los asentamientos humanos, prueba de esto son los daños estructurales provocados en diferentes edificaciones tras la ocurrencia de un sismo fuerte. Sin embargo se ha observado que estos daños, así como la intensidad del movimiento del suelo están relacionados con la geología, rigidez del suelo e inclusive la topografía del sitio afectado. Un ejemplo de este fenómeno es la ciudad de México, donde Singh *et al.* (1988) analizaron los registros de movimiento y observaron que durante el sismo de Michoacán de 1985, en la zona de lago se presentó una amplificación de 8 a 50 veces con respecto a la zona de loma.

Se ha observado, que la presencia de estratos blandos provoca ciertas variaciones en las ondas sísmicas que los transitan, tanto en la forma como en las características de las ondas. Las variaciones que sufren las ondas sísmicas desde la roca base, hasta la superficie, se conoce como efecto de sitio y es diferente e independiente del efecto de interacción suelo-estructura, ya que el efecto de sitio se presenta, esté o no un edificio. En general, la intensidad sísmica aumenta en los sitios en donde el terreno es blando y se ha observado que los daños producidos por los sismos de gran magnitud han sido sistemáticamente más graves en estos sitios que en los de terreno firme.

La ingeniería sísmica estudia la respuesta sísmica del suelo y se encarga de evaluar tanto el riesgo como el peligro sísmico para así crear normas para el diseño por sismos, contenidas en los diferentes reglamentos de construcción vigentes para cada sitio, esto con la finalidad de mitigar y reducir los daños provocados por un sismo.

Para el diseño y creación de un reglamento de construcción efectivo, es indispensable caracterizar los efectos de sitio. Para esto es necesario conocer tanto el periodo fundamental, así como la estructura de velocidades de onda S (V_S) del sitio. Esta información se puede estimar con métodos geofísicos y geotécnicos tradicionales tales como la refracción y reflexión sísmica o la perforación de pozos geotécnicos, por mencionar algunos métodos. Sin embargo en áreas urbanas utilizar estos métodos no siempre es posible debido a que se necesitan fuentes activas tales como explosivos o se requiere perforar lo cual podría dañar tuberías y cableado subterráneo, aparte de que estos métodos pueden resultar costosos económicamente.

Una alternativa práctica y económica es el registro y análisis de microtremores. Este tipo de mediciones pueden realizarse en la superficie del terreno a evaluar, sin necesidad de perforar o de alterar el entorno donde se realice el estudio.

Un método que determina los parámetros de respuesta de un sitio, que ha sido utilizado cada vez con mayor frecuencia en los últimos años, es el método de cocientes espectrales de las componentes horizontales entre la vertical, **H/V**, este método estima la frecuencia fundamental (f_0) del sitio; esto es la frecuencia más baja del espectro de frecuencias tal que las frecuencias dominantes pueden expresarse como múltiplos de esta frecuencia fundamental. Este método fue introducido por Nogoshi e Igarashi (1971), pero popularizado por Nakamura (1989).

Lermo y Chávez-García (1994) demostraron, para las ciudades de Acapulco, México y Oaxaca, la capacidad del método H/V para brindar información confiable de la respuesta del sitio. Tras utilizar diferentes técnicas para realizar el análisis del ruido sísmico, concluyen que los mejores resultados se obtuvieron al aplicar la técnica Nakamura. Sus resultados muestran que del análisis del

registro de microtremores, se puede determinar el periodo dominante y hasta una aproximación de la amplificación de un sitio de suelo blando.

Estudios más recientes han demostrado que es posible invertir la curva H/V como una aproximación a la curva de elipticidad de las ondas Rayleigh, con el fin de obtener una estructura V_S (Tokimatsu *et al.*, 1998; Fäh *et al.*, 2001; Arai y Tokimatsu, 2004).

Fäh *et al.* (2001) propone un esquema de inversión para los cocientes H/V obtenidos del registro de microtremores utilizando solamente una estación y así obtener la estructura V_S del sitio. Él relaciona la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh con el cociente espectral H/V y a partir de esta relación obtiene un perfil V_S. Dentro de los resultados de su investigación, Fäh *et al.*, determinan que las estructuras V_S obtenidas son satisfactorias para la evaluación del peligro sísmico del sitio.

Por otro lado se encuentran los métodos que disponen los sismómetros en forma de arreglos geométricos. Entre estos métodos se encuentran: el método **SPAC**, cuya teoría fue desarrollada por Aki (1957) y el método ***f-k*** (frecuencia - número de onda) que fue desarrollado a finales de la década de 1960 con el propósito de detectar explosiones nucleares. Este par de métodos utilizan el registro de microtremores como fuente.

El método SPAC hace uso de las características dispersivas de las ondas superficiales en un medio estratificado. Al utilizarse únicamente la componente vertical del registro del ruido sísmico se puede asumir fácilmente que la señal tiene un alto contenido de ondas Rayleigh. Para el registro del ruido sísmico el método SPAC utiliza arreglos instrumentales; estos arreglos son disposiciones geométricas de los sismómetros. La geometría no necesariamente debe ser circular, pero si debe procurarse mantener una distancia igual entre los sensores, es decir, arreglos en forma de polígonos regulares, registrando simultáneamente en diferentes estaciones

Casos de estudio como el de Kudo *et al.* (2002) han comprobado la eficiencia del método SPAC. En dicho estudio, realizado en Turquía, se estimaron los perfiles de velocidad de ondas sísmicas en tres sitios a partir del método SPAC. Después dichos perfiles se compararon con información obtenida del registro de pozos, concluyendo que el método SPAC resulta útil para determinar estructuras de V_S para profundidades someras e intermedias.

Flores-Estrella (2002) utiliza el método SPAC para estimar las curvas de dispersión de un arreglo triangular realizado en Ciudad Universitaria, D.F.; ella compara sus resultados con los obtenidos por Kagawa *et al.* (1996) en la misma zona de estudio y concluye que existe un buen acuerdo entre los modelos de velocidad obtenidos de ambos estudios.

Recrear estructuras 3D con datos sísmicos es bien conocido en la industria petrolera, sin embargo este tipo de estudios requieren, por lo general, fuentes activas tales como explosivos, mismas que no son viables en zonas citadinas. Este trabajo busca ayudar a crear métodos que generen modelos tridimensionales a partir del ruido sísmico para obtener mejores interpretaciones de los sitios. Así, aportando al ramo de la ingeniería geotécnica y sismológica, más y mejores herramientas para el desarrollo de estas ciencias.

El presente estudio utiliza tanto el método SPAC como el método H/V, con el fin de obtener una estructura V_S para un sitio de la ciudad de Coatzacoalcos, utilizando tanto las curvas de dispersión calculadas con el método SPAC, así como los cocientes espectrales H/V, considerando que el modo fundamental de las ondas Rayleigh es dominante en la composición del ruido sísmico. Los resultados de ambos métodos se comparan con la finalidad de observar si los resultados del método SPAC son

consistentes con los obtenidos a partir de la inversión de la curva H/V y analizar los beneficios de ambos métodos.

Este trabajo muestra en el capítulo I una síntesis del origen y composición de los microtremores, así como la teoría que respalda a los métodos SPAC y H/V. En el capítulo II se hace una breve descripción geológica de la ciudad de Coatzacoalcos, Veracruz, así como la descripción de la adquisición de los registros de microtremores utilizados en este estudio. En el capítulo III se describe la metodología utilizada para realizar el procesamiento de las señales y se muestran los resultados obtenidos. Finalmente en el capítulo IV se propone un modelo tridimensional de la estructura V_S y se discuten los resultados obtenidos, las conclusiones y recomendaciones de este trabajo.

Objetivo

- El presente trabajo tiene como objetivo aplicar el método H/V, así como el método SPAC, con el propósito de estimar los periodos dominantes, así como una serie estructuras 1D de velocidad de onda S, en el sitio de estudio. Y de los resultados obtenidos de cada método, calcular modelo tridimensional del subsuelo, en el cual se aprecien variaciones laterales en la estructura de velocidad de la propagación de la onda S.

CAPÍTULO 1

1.1 Fundamentos teóricos

1.1.1 Naturaleza del campo de ondas del ruido sísmico

Ruido es el término genérico utilizado para referirse a las vibraciones del suelo causadas por fuentes tales como la marea, el romper de las olas en la costa, tormentas, el efecto del viento en árboles y edificios, maquinaria industrial, vehículos terrestres y hasta pasos humanos, por mencionar algunos ejemplos. Esto provoca que identificar las fuentes del ruido sísmico no sea tarea fácil.

De acuerdo con "SESAME H/V User Guidelines", para comprender la naturaleza física, así como la composición del campo de onda del ruido sísmico, especialmente en áreas urbanas, se requieren responder dos tipos de preguntas:

- ¿Cuál es el origen de las vibraciones ambientales?, es decir, ¿Dónde se localizan las fuentes? y ¿Cuáles son?

- ¿Cuál es la naturaleza del tipo de ondas que componen al ruido sísmico?, ¿Cuál es la proporción de ondas de cuerpo con respecto a ondas superficiales? Refiriéndonos únicamente de ondas superficiales, ¿Cuál es la proporción entre ondas Rayleigh y ondas Love? ¿Cuál es la proporción entre el modo fundamental y modos más altos?

Con respecto al primer tipo de preguntas existe un consenso relativo, mientras que para las segundas preguntas (referentes a la composición del ruido sísmico) todavía permanece mucho por aclarar.

Las fuentes del ruido sísmico se pueden clasificar en dos categorías principales: *naturales* y *antropogénicas*, las últimas se presentan principalmente en áreas urbanas. A cada una le corresponde un rango de frecuencias particular.

- A bajas frecuencias (f < 1 Hz), el origen es esencialmente natural, con un particular énfasis en las olas oceánicas, la cuales emiten una energía máxima alrededor de los 0.2 Hz. Estas olas pueden ser identificadas fácilmente en islas o durante tormentas marinas. En frecuencias más altas (alrededor de los 0.5 Hz) la energía es generada a lo largo de las zonas costeras debido al romper de las olas. Ondas con frecuencias más bajas (f << 0.1 Hz) son asociadas variaciones en la presión atmosférica. Frecuencias mayores (f > 1 Hz) también pueden asociarse al viento o a flujos de agua.

- A altas frecuencias (f > 1 Hz), el origen está íntimamente relacionado con la actividad humana (tránsito vehicular, maquinaria); las fuentes se encuentran generalmente en la superficie terrestre (a excepción de fuentes tales como transportes subterráneos), y generalmente muestran una distinguida variabilidad entre el día y la noche, y durante los días laborales y el fin de semana.

El límite de 1 Hz entre microsismos y microtremores es meramente indicativo, y puede variar de una ciudad a otra. Pero puede ser estimado realizando un análisis de las variaciones de amplitud del ruido sísmico, analizando las variaciones durante el día y la noche, así como durante días laborales y días de descanso. Cierto tipo de trabajos de la ingeniería civil (construcción de carreteras o presas) que involucran maquinaria muy grande y cuyos motores generan energía de baja frecuencia, pueden crear ruido por debajo de 1 Hz. Razón por la cual el límite de 1 Hz puede ser no muy claro.

Las fuentes de energía de baja frecuencia se encuentran generalmente en los océanos más cercanos y la energía es transmitida desde la fuente hasta el sitio de estudio por ondas superficiales a través de la corteza terrestre. Sin embargo, estas ondas pueden (y generalmente lo hacen) interactuar con las estructuras locales (especialmente cuencas sedimentarias). Sus grandes longitudes de onda inducen una profundidad de penetración significativa, haciendo que el campo de ondas local sea más complejo, esto hace que: las heterogeneidades presentes en el subsuelo, sean excitadas por las ondas superficiales largas, y puedan actuar como puntos de difracción y generar ondas superficiales locales, e inclusive ondas de cuerpo. La energía de las frecuencias entre 0.1 y 1 Hz decae conforme aumenta la distancia del océano, es decir obtener información de los microsismos es entonces más sencillo en islas que zonas en continentales.

Las ondas de alta frecuencia generalmente corresponden a fuentes mucho más cercanas, las cuales, la mayor de las veces, se localizan muy cerca de la superficie (menos de unos cientos de metros) este tren de ondas incluye tanto ondas superficiales como de cuerpo, así como a distancias más grandes las ondas superficiales se vuelven dominantes.

A parte de esta información cualitativa, existe muy poca información cuantitativa acerca de la proporción entre ondas de cuerpo y superficiales, y de los diferentes modos de ondas Rayleigh o Love que constituyen al ruido sísmico. Los pocos resultados disponibles revisados por Bonnefoy-Claudet *et al.* (2006), muestran que los microsismos a bajas frecuencias consisten primordialmente del modo fundamental de ondas Rayleigh, mientras que para frecuencias más altas (f > 1 Hz) no existe un consenso claro.

Tabla 1. Diferencias entre el ruido sísmico natural y antropogénico (Adaptada de "SESAME H/V user guidelines").

	Natural	**Humano**
Denominación	Microsismo	Microtremor
Frecuencia	0.1 – 0.5 hasta 1 Hz	0.5 hasta 1 – 10 Hz
Origen	Océano	Tránsito, industria, actividad humana
Campo de ondas incidente	Ondas superficiales	Ondas superficiales y de cuerpo
Variabilidad de amplitud	Relacionada a tormentas oceánicas	Día/noche, semana/fin de semana
Rayleigh/Love	Campo de ondas constituido principalmente de ondas Rayleigh	Amplitud comparable, ligera indicación de las ondas Love contienen mayor energía
Modo fundamental o más alto	Principalmente modo fundamental	Posiblemente modos más altos en altas frecuencias (para el caso de dos capas)
Notas	Campo de ondas local puede variar del campo de ondas incidente	Algunas ondas monocromáticas relacionadas con maquinaria. La proximidad de las fuentes, así como la corta longitud de ondas, probablemente limitan la importancia cuantitativa de las ondas ocurridas por difracción en la profundidad.

Estos resultados, aunque parciales, indican que el campo de ondas del ruido sísmico es complejo, especialmente en altas frecuencias donde la fuente de los microtremores es debida principalmente a la actividad humana.

1.1.2 Ondas superficiales en el ruido sísmico

Las ondas sísmicas superficiales se distinguen por viajar a lo largo del límite aire/tierra en la corteza terrestre. Se les llama ondas superficiales porque se atenúan conforme se alejan de la superficie. Su velocidad es menor comparada con las ondas de cuerpo (*P* y *S*). Debido a su larga duración y gran amplitud, este tipo de ondas sísmicas pueden ser las ondas más destructivas en un evento sísmico.

Las ondas superficiales se clasifican en dos tipos básicos, ondas Rayleigh y ondas Love. Las ondas Rayleigh viajan de una manera longitudinal (el movimiento de la onda es paralelo a la dirección de propagación) con un movimiento elíptico retrogrado de la partícula. Las ondas Rayleigh son el resultado de la interacción entre ondas *P* y ondas *S* verticalmente polarizadas. Por otro lado las ondas Love viajan en forma transversa (el movimiento es perpendicular a la dirección de propagación), estas consisten principalmente de ondas *S* polarizadas horizontalmente (Figura 1).

En sismología las ondas superficiales son registradas junto con las ondas de cuerpo, pero tradicionalmente se les considera ruido ya que representan un obstáculo para interpretar información más profunda como la reflexión o refracción sísmica. Sin embargo varias investigaciones se ha demostrado que de estas ondas se puede obtener información substancial por medio de la teoría de inversión de ondas superficiales.

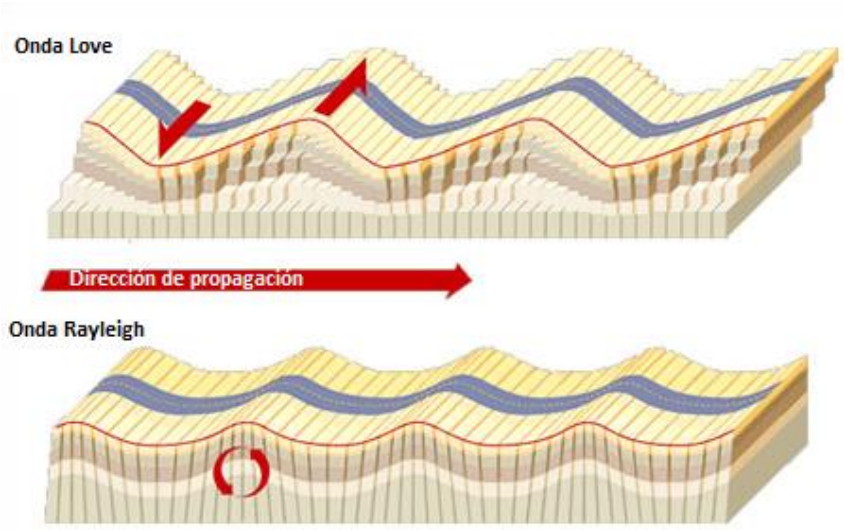


Figura 1. Modo fundamental del desplazamiento de ondas Love (arriba) y ondas Rayleigh (abajo) para una propagación a lo largo de la página. Se observa que las ondas Love presentan un movimiento puramente transverso, mientras que las ondas Rayleigh presentan un movimiento radial y vertical, en ambos casos la amplitud de la onda decae rápidamente con la profundidad, (Modificada de http://7bcore1.wikispaces.com/Glossary, último acceso 20 de septiembre de 2014).

Dado que el ruido sísmico se compone tanto de ondas de cuerpo (*P*, *SV*, *SH*) y ondas superficiales (Rayleigh y Love), teóricamente, se debería poder separar el campo de ondas del ruido sísmico en ondas de cuerpo y superficiales y así cuantificar la proporción de cada una, pero esto no es tarea fácil (Bonnefoy-Claudet, 2006). La dificultad estriba en que no se conoce la ubicación de cada fuente por lo que no es posible realizar la configuración fuente-estación, ni encontrar el sistema

de referencia radial-tangencial. Lo que se registra en cada momento corresponde a la composición de muchas fuentes ubicadas en diferentes direcciones, con diferentes distancias y energía. La interacción de todas fuentes hace muy difícil separar la contribución de cada una de ellas.

Bonnefoy-Claudet (2006) concluye que los microsismos a bajas frecuencias (menores a 1Hz) están compuestos principalmente del modo fundamental de las ondas Rayleigh. Sin embargo a frecuencias más altas no existe un acuerdo en el tipo de ondas que componen al ruido sísmico. Se supone que el campo de ondas del ruido sísmico es una mezcla de ondas de cuerpo y ondas superficiales, Rayleigh y Love (modo fundamental y modos más altos).

Aki (1957), Bard (1999), Nakamura (1989), Nogoshi e Igarashi (1971), Okada (2003) entre otros han mostrado el gran contenido de ondas superficiales en los microtremores, ellos han propuesto diferentes técnicas entre ellas el SPAC o H/V para procesar el ruido sísmico basándose en la suposición de que los microtremores consisten principalmente de ondas superficiales.

El análisis de microtremores considera que el campo de ondas del ruido sísmico en el rango de 0.5 a 20 Hz está constituido de ondas superficiales (Li *et al.*, 1984; Horike, 1985). Esta suposición se ha validado por la observación y comparación entre datos registrados en campo y pruebas de datos sintéticos, sin embargo la proporción relativa de cada tipo de ondas permanece inconclusa.

Bard (1999) deja claro que el buen éxito de las técnicas que utilizan microtremores para estimar estructuras geológicas de velocidad, es una prueba indirecta de la suposición de que el campo de ondas del ruido sísmico consiste principalmente de ondas superficiales.

1.1.3 Ondas Rayleigh

Los métodos utilizados en este trabajo utilizan ciertas propiedades (elipticidad y dispersión) de las ondas Rayleigh, razón por la cual resulta importante destacar algunas características importantes de este tipo de ondas.

Como previamente se mencionó las ondas Rayleigh viajan cerca de la superficie. Estas incluyen movimientos longitudinales y transversales lo que da pie a que exista una diferencia de fases entre las componentes de los movimientos. La amplitud de estas ondas decae exponencialmente conforme aumenta la profundidad, como se observa en la Figura (2).

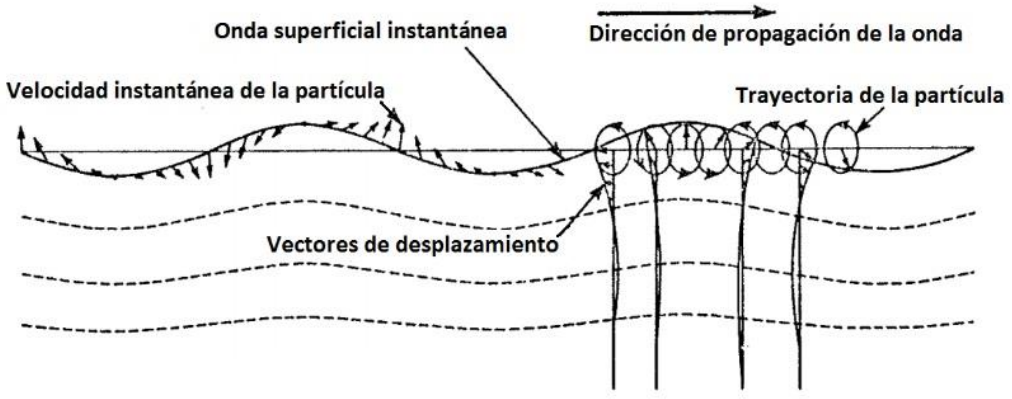


Figura 2. Ejemplo del efecto de las ondas Rayleigh en un medio estratificados 2-D (Modificada de http://www.mcise.uri.edu/sadd/mce565/Ch12.pdf , ultimo acceso 28 de julio del 2014).

La existencia de estas ondas fue estudiada Lord Rayleigh en 1885. Este tipo de ondas causan en un sólido isotrópico que las partículas en la superficie del mismo se muevan en elipses en un plano compuesto por la normal a la superficie y un vector paralelo a la dirección de propagación, cuyos ejes mayores coinciden con la dirección vertical. En la superficie y a profundidades someras el movimiento es retrogrado y a profundidades grandes el movimiento de la partícula se vuelve prograd, aunado a esto la amplitud del movimiento decae y la excentricidad cambia con el incremento de la profundidad (Figura 3).

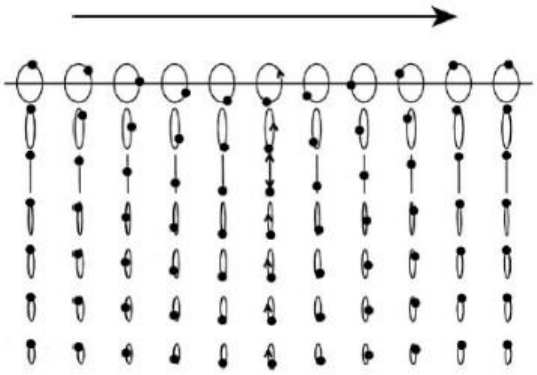


Figura 3. Movimiento de la partícula para el modo fundamental de Rayleigh en un semi-espacio uniforme, propagándose de derecha a izquierda. Se muestra una longitud de onda horizontal (Λ); los puntos se graficaron para un tiempo fijo. El movimiento es contrario a las manecillas del reloj (retrogrado) en la superficie, cambiando a movimiento vertical puro en Λ/5, se convierte en prograd a mayores profundidades. (Tomada de Shearer, 2009).

1.1.4 Elipticidad de las ondas Rayleigh

La elipticidad en geometría es una medida de la compresión de un círculo o una esfera a lo largo de un diámetro para formar una elipse o un elipsoide de revolución según sea el caso. Para las ondas Rayleigh esta variación de la elipticidad se refleja en la curva de elipticidad que es una medida del cambio del movimiento elíptico de las ondas Rayleigh con respecto a la profundidad.

La curva de elipticidad de las ondas Rayleigh depende de la frecuencia y muestra un pico alrededor de la frecuencia fundamental. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical del movimiento elíptico. Con este desvanecimiento ocurre un cambio en el sentido de rotación de la partícula en el modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Las ondas Rayleigh son las únicas ondas superficiales que pueden ocurrir en un semi-espacio homogéneo. Adicionalmente a las ondas Rayleigh del modo fundamental, existen soluciones en un espacio de capas planas que involucran ondas P y SV. Si la velocidad de la capa superficial es lo suficientemente baja, estas ondas P y SV pueden ser reflejadas por completo y pueden ocurrir modos de vibrar en placas como ocurre en el sistema SH. A estos modos se les conoce como modos altos de las ondas Rayleigh. En la Figura 4 se pueden observar diferentes modos de vibrar para una misma estructura de velocidades.

En este trabajo se analizó la sensibilidad de las curvas de elipticidad de diferentes modelos geológicos de velocidad, donde se variaron los parámetros: de 1) espesor de capas, 2) la velocidad de onda S y onda P, y 3) la configuración de los estratos en los diferentes modelos. Este análisis se puede apreciar en el Apéndice I.

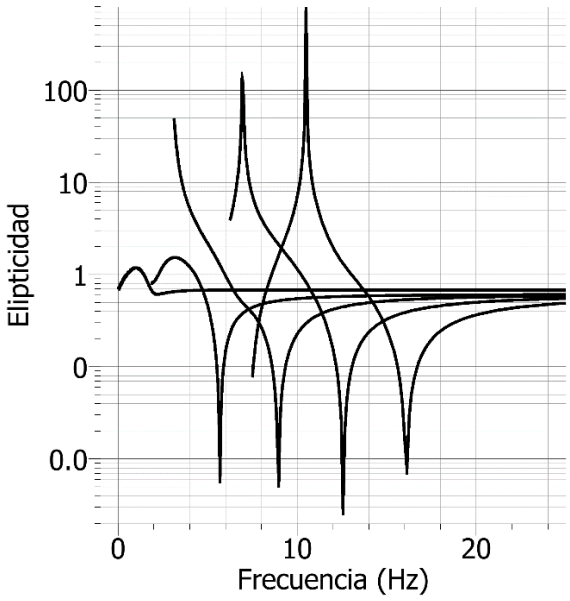


Figura 4. Curvas de elipticidad de ondas Rayleigh en un semi-espacio estratificado, para los primeros 5 modos de la onda Rayleigh. Los picos corresponden al desvanecimiento de la componente vertical, mientras que los valles pronunciados corresponden al desvanecimiento de la componente horizontal.

1.1.5 Dispersión de ondas

Las ondas superficiales de diferentes longitudes de onda penetran a diferentes profundidades y viajan a las velocidades características de los medios que estas atraviesan. La variación de las velocidades con respecto a la longitud de onda hace posible inferir información crítica acerca del subsuelo. Este incremento de la velocidad con la longitud de onda es notable para la velocidad de grupo así como para la velocidad de fase.

Un grupo de ondas consiste de ondas con diferentes longitudes de onda y frecuencias. Las ondas individuales de un grupo de ondas son usualmente generadas al mismo tiempo, pero tienden a esparcirse a lo largo del grupo porque cada onda viaja a diferente velocidad. La velocidad de grupo es básicamente la velocidad a la que viaja un grupo de ondas. Por otro lado la velocidad de fase es la velocidad a la que cada onda viaja, teniendo una longitud de onda y frecuencia característica, por ejemplo, la velocidad a la que viaja un pico de una onda monocromática.

Las ondas de periodo corto viajan a una velocidad ω/k (velocidad de fase), mientras que las ondas de periodo más largo que envuelven al grupo de ondas de periodo corto viajan a una velocidad $d\omega/dk$ o velocidad de grupo (Figura 5).

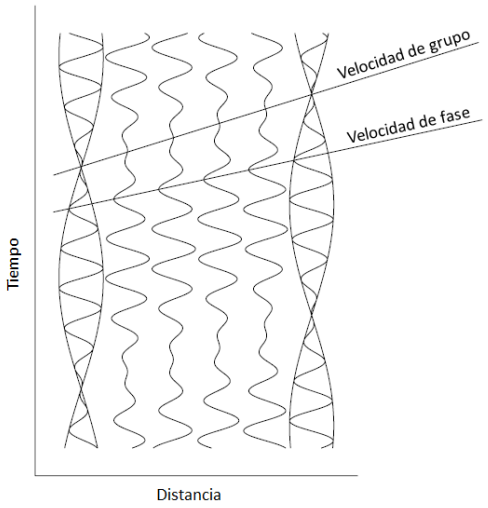


Figura 5. La suma de ondas con frecuencias ligeramente distintas resulta en una onda modulada. La velocidad de grupo es la velocidad los paquetes de onda; la velocidad de fase es la velocidad individual de los picos (Modificado de Shearer, 2009)

La dispersión ocurre cuando ondas de diferentes longitudes de onda tienen diferentes velocidades de propagación, de tal forma que el paquete de ondas tiende a esparcirse en el espacio.

La velocidad de una onda v es una función de la longitud de onda λ, *i. e.*

$$v = v(\lambda), \tag{1}$$

la velocidad de la onda v, longitud de onda λ y frecuencia f, están relacionadas por la identidad:

$$v(\lambda) = \lambda\, f(\lambda). \tag{2}$$

Así, la función $f(\lambda)$ expresa la relación de la dispersión en un medio. La dispersión es comúnmente expresada en términos de la frecuencia angular $\omega = 2\pi f$ y el número de onda $k = 2\pi/\lambda$. Rescribiendo la relación anterior y sustituyendo estas variables tenemos:

$$\omega(k) = v(k)k, \tag{3}$$

donde f es una función de k. El utilizar $\omega(k)$ para describir la relacion de dispersión se ha estandarizado debido a que tanto la velocidad de fase ω/k y la velocidad de grupo $d\omega/dk$ tienen una representación conveniente a través de esta función.

A groso modo, la dispersión relaciona la longitud de onda o número de onda con la frecuencia. De esta relación, se puede estimar la velocidad de fase y velocidad de grupo de la onda. Así obteniendo una curva de dispersión de velocidad de fase (Figura 6) es básicamente un gráfico de la velocidad contra la frecuencia. Realizando un proceso de inversión es posible a dicha es posible estimar las propiedades elásticas del medio.

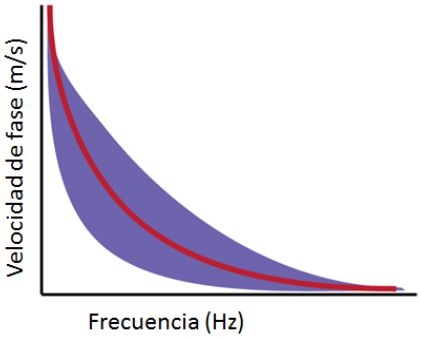


Figura 6. Ejemplo de una curva de dispersión donde la velocidad incrementa con la profundidad. El área azul representa datos registrados en campo, mientras que la curva roja representa la curva ajustada (Modificada de http://en.wikipedia.org/wiki/Surface_wave_inversion último acceso 28 de julio del 2014).

1.2 Método SPAC

El principio básico del método SPAC es el de detectar la forma de la dispersión de las ondas superficiales (Rayleigh para este trabajo) en los microtremores. Esto es determinar la relación que existe entre la velocidad de fase y frecuencia, para estimar una curva de velocidad de fase. Y finalmente utilizando esta curva de velocidad de fase, así como un algoritmo de inversión, estimar un modelo estructural de velocidad de ondas sísmicas (Figura 7).

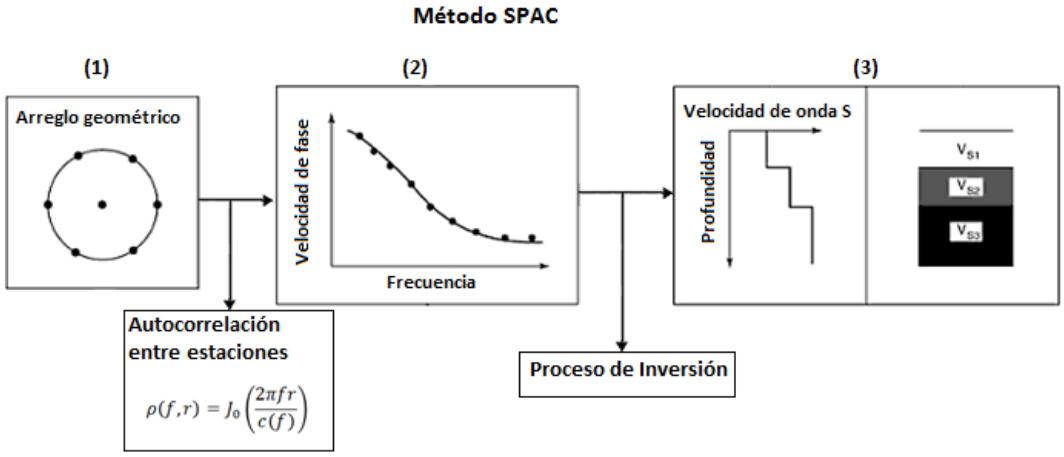


Figura 7. Procedimiento básico del método SPAC, (1) obtener el registro simultaneo del ruido sísmico en un arreglo geométrico, (2) calcular la curva de velocidad fase por medio de la autocorrelación de las trazas de microtremores, (3) estimar un modelo estructural de velocidades sísmicas por medio de la inversión de la curva de velocidad de fase (Modificada de Okada, 2003).

La teoría del método SPAC desarrollada por Aki (1957), trata al campo de ondas complejo como un fenómeno estocástico, tanto en dimensiones temporales como espaciales. Este concepto es fundamental cuando se considera un método para extraer la información necesaria del campo de onda del ruido sísmico.

De igual forma Okada (2003) propone que un registro de microtremores a lo largo de cierto tiempo finito se puede definir como una función muestra de un proceso estocástico estacionario, y que este proceso es función del tiempo, t , y del vector de posición, $\boldsymbol{\xi}(x, y)$. Este registro también se puede describir en su representación espectral.

Si una función muestra de microtremores definida por

$$X(x,\boldsymbol{\xi})(-\infty < t < \infty, -\infty < x < \infty, -\infty < y < \infty) \tag{4}$$

existe y es un proceso estacionario con media 0 y es continuo con respecto a t y a $\boldsymbol{\xi}$; entonces un doble proceso ortogonal $Z'(\omega,\mathbf{k})$ existe. Esto es construir, a partir de un conjunto de vectores linealmente independientes, otro conjunto ortonormal de vectores que genere el mismo subespacio vectorial. Entonces $X(t, \boldsymbol{\xi})$ se expresa en su representación espectral como:

$$X(t, \boldsymbol{\xi}) = \iiint_{-\infty}^{\infty} \exp(i\omega t + i\mathbf{k}\boldsymbol{\xi}) dZ'(\omega,\mathbf{k}) \tag{5}$$

donde $\omega = 2\pi f$ y $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$. En las expresiones, ω es la frecuencia angular, $\mathbf{k}$ es el vector número de onda, y k_x y k_y son las respectivas componentes en x y y.

Al analizar registros de microtremores utilizando el método SPAC, es conveniente usar un sistema coordinado polar. Esto implica utilizar las siguientes relaciones,

$$\boldsymbol{\xi} = r(cos\theta, sen\theta) \quad \text{y} \quad \mathbf{k} = k(cos\phi, sen\phi) \tag{6}$$

De aquí que la ecuación (5) se pueda rescribir como

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{0}^{\infty}\int_{0}^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk\cos(\theta-\phi)\}d\varsigma(\omega,k,\phi) \tag{7}$$

donde

$$\begin{aligned} d\varsigma(\omega,k,\phi) &= kd\varsigma'(\omega,k,\phi) \\ &= dZ'(\omega,\mathbf{k}) \end{aligned} \tag{8}$$

La ecuación (7) representa a los microtremores como un proceso estocástico estacionario, esta ecuación establece que estos pueden ser expresados como la suma continua de las ondas de varias frecuencias angulares ω y varios números de onda k, sin correlacionar y arribando independientemente de las distintas direcciones ϕ.

El término $d\varsigma(\omega,k,\phi)$ de la ecuación (7) satisface las siguientes relaciones

i) $\mathbf{E}[d\varsigma(\omega,k,\phi)] = 0$ (para todo ω,k,ϕ) (9)

ii) $\mathbf{E}[|d\varsigma(\omega,k,\phi)|^2] = dH(\omega,k,\phi)$ (para todo ω,k,ϕ) (10)

iii) Para cualquier ω y ω' (donde $\omega \neq \omega'$), y cualquier par (k,ϕ) y (k',ϕ') (donde $k \neq k'$ y $\phi \neq \phi'$)
$\mathbf{E}[d\zeta^*(\omega,k,\phi)d\zeta(\omega',k',\phi')] = dH(\omega,k,\phi)$ (11)

donde **E** es el valor esperado y * denota el complejo conjugado.

Dos consideraciones son necesarias para continuar con el análisis.

Consideración 1 Los microtremores consisten principalmente de ondas superficiales, y uno de sus modos es el dominante (por lo general el modo fundamental).

Consideración 2 De esto que ω y k estén relacionadas como función una de la otra, y Z o ζ, solo tienen significado en la curva $[\omega, k(\omega)]$.

Cuando se habla de la componente vertical de los microtremores, nos referimos a las ondas Rayleigh. En este caso, la representación espectral de la ecuación (7) se convierte en:

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_{0}^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk\,(\omega)\cos(\theta-\phi)\}d\varsigma(\omega,\phi) \tag{12}$$

En general, el espectro de los microtremores se considera continuo y diferenciable con respecto a la frecuencia y dirección, entonces el proceso estocástico $\zeta(\omega,\phi)$ satisface la siguiente relación:

$$\begin{aligned} \mathbf{E}[|d\zeta(\omega,\phi)|^2] &= dH(\omega,\phi) \\ &= h(\omega,\phi)d\omega d\phi, \end{aligned} \tag{13}$$

donde a $h(\omega,\phi)$ se le puede llamar "densidad espectral dirección-frecuencia", y $h(\omega,\phi)d\omega d\phi$ representa la contribución media al total de la potencia de las componentes de las ondas provenientes de las direcciones entre ϕ y $\phi + d\phi$ con frecuencias angulares entre ω y $\omega + d\omega$.

Cuando esta contribución media se suma, esto es, se integra con respecto a todas las direcciones, la función de densidad espectral de potencia (o simplemente espectro de potencia) de los microtremores en una estación se obtiene $h_0(\omega)$ definida como:

$$h_0(\omega) = \int_0^{2\pi} h(\omega,\phi)d\phi \tag{14}$$

Por simplicidad de aquí en adelante a las coordenadas en la superficie de la Tierra (x,y) se les denominará (r,θ) referido a un sistema polar coordenado.

Supongamos que existen dos registros de microtremores en un punto A y un punto B, y la distancia entre estos puntos es r. Ahora supongamos que A es el origen coordenado del sistema $(0,0)$, entonces las coordenadas del punto B serian (r,θ).

Utilizando la ecuación (12), el registro de microtremores en la estación A puede ser representado como

$$X(t,0,0) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_0^{2\pi} \exp(i\omega t)d\varsigma(\omega,\phi) \tag{15}$$

y el registro en B

$$X(t,r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty}\int_0^{2\pi} \exp\{i\omega t + irk\cos(\theta-\phi)\}d\varsigma(\omega,\phi) \tag{16}$$

La función de autocorrelación espacial entre A y B seria

$$S(r,\theta) = \mathbf{E}[X^*(t,0,0)X(t,r,\theta)]$$

$$= \lim_{T\to\infty}\frac{1}{2T}\int_{-T}^{T} X^*(t,0,0)X(t,r,\theta)dt \tag{17}$$

$$=\int_{-\infty}^{\infty}\int_0^{2\pi}\int_{-\infty}^{\infty}\int_0^{2\pi} \exp\{i(\omega'-\omega)t + irk'\cos(\theta-\phi')\}\times \mathrm{E}[d\zeta^*(\omega,\phi)d\zeta(\omega',\phi')] \tag{18}$$

Esta ecuación se reduce por las ecuaciones (11, 12 ,13 y 14) a

$$S(r,\theta) = \int_{-\infty}^{\infty}\left[\int_0^{2\pi} \exp\{irkcos(\theta-\phi)\}h(\omega,\phi)d\phi\right]d\omega \tag{19}$$

$$=\int_{-\infty}^{\infty} g(\omega,r,\theta)d\omega, \tag{20}$$

donde

$$g(\omega,r,\theta) = \int_0^{2\pi} \exp\{irkcos(\theta-\phi)\}h(\omega,\phi)d\phi \tag{21}$$

se le define como la función de covarianza de los microtremores a una frecuencia angular ω.

Esta ecuación es evaluada en el origen $(0,0)$ como

$$g(\omega,0,0) = \int_0^{2\pi} h(\omega,\ \phi)d\phi = h_0(\omega), \tag{22}$$

y proporciona la ecuación del espectro de potencia de la ecuación (14). De la misma manera, la función de autocorrelación espacial en el origen es:

$$S_0 \equiv S(0,0) = \mathbf{E}[|X(t,0,0)|^2] = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega)d\omega \tag{23}$$

Aquí, $h_0(\omega)d\omega$ es la contribución media al total de potencia de las componentes $X(t,r,\theta)$ con frecuencias angulares entre ω y $\omega + d\omega$ observadas en una estación (A o B) confinado al tamaño del arreglo. Es por esto que S_0 en la parte izquierda de la ecuación (23) da el total de la potencia del proceso estocástico (registro de microtremores) en una estación dentro del tamaño del arreglo.

Supongamos que se dispone un arreglo que consiste de varias estaciones en un círculo de radio r alrededor del origen A. Se define la función de autocorrelación espacial promedio y el coeficiente de autocorrelación espacial para los microtremores observados del arreglo circular.

Sea $g(\omega,r,\theta)$ la función de covarianza espacial entre el centro y un punto en la circunferencia del arreglo circular a una frecuencia ω. Se puede definir el *promedio direccional* de la función de covarianza espacial promediando $g(\omega,r,\theta)$ en todas las direcciones:

$$\bar{g}(\omega,r) = \frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi} g(\omega,r,\theta)d\theta \tag{24}$$

Substituyendo el integrando con la ecuación (21) se obtiene

$$\bar{g}(\omega,r) = \frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi}\int_0^{2\pi} \exp\{irk\cos(\theta-\phi)\}h(\omega,\phi)d\phi\, d\theta \tag{25}$$

Entonces en la ecuación (25) la integral a lo largo de θ es

$$\frac{1}{2\pi}\int_0^{2\pi} \exp\{irk\,\cos(\theta-\phi)\}d\theta = J_0(rk) \tag{26}$$

que es la función de Bessel de primer tipo y orden cero con $r\ k$ como variable. Por esto que la ecuación (25) es simplemente

$$\bar{g}(\omega,r) = \int_0^{2\pi} J_0(rk)\ h(\omega,\phi)d\phi \tag{27}$$

$$= J_0(rk)\ \int_0^{2\pi} h(\omega,\phi)d\phi \tag{28}$$

Utilizando las ecuaciones (14) o (22), la ecuación (28) se simplifica aún más

$$\bar{g}(\omega,r) = h_0(\omega)J_0(rk) \tag{29}$$

$$\bar{g}(\omega,r) = g(\omega,0,0)J_0(rk) \tag{30}$$

De manera similar, el promedio direccional de la función de autocorrelación espacial definida por la ecuación (18) se reduce a

$$\bar{S}(r) = \int_{-\infty}^{\infty} h_0(\omega) J_0(rk) d\omega \tag{31}$$

Los términos a integrar en las ecuaciones (29) o (31) quieren decir que, para la potencia total de los microtremores en el espacio del arreglo, la contribución promedio de las componentes de las ondas entre ω y $\omega + d\omega$ están siempre pesadas por el coeficiente $J_0(rk)$, que se encuentra relacionado con la estructura subterránea. Es por esto que $\bar{S}(r)$, la parte izquierda de la ecuación (31) proporciona la potencia total de todos los microtremores propagándose bajo la influencia de la estructura que subyace al arreglo circular de radio r.

El "coeficiente de autocorrelación espacial a una frecuencia angular ω",$\rho(\omega, r)$, o simplemente "el coeficiente de autocorrelación", $\rho(f, r)$, se define como el espectro de potencia de los microtremores en una estación dentro del arreglo espacial (el centro del círculo) se normaliza con respecto a $h_o(\omega)$

$$\rho(\omega, r) \equiv \bar{g}(\omega, r)/h_0(\omega) \tag{32}$$

Utilizando la ecuación (29)

$$\rho(\omega, r) = J_0(rk), \tag{33}$$

de $k = \omega/c(\omega)$ (donde $c(\omega)$ es la velocidad de fase),

$$\rho(\omega, r) = J_0(r\omega/c(\omega)), \tag{34}$$

y siendo que $\omega = 2\pi f$,

$$\rho(f, r) = J_0(2\pi f r/c(f)). \tag{35}$$

Por lo tanto el coeficiente de autocorrelación espacial a una frecuencia f esta relacionado con la velocidad de fase $c(f)$ por medio de la función Bessel del primer tipo y orden cero. La Figura (8) muestra un diagrama esquemático del coeficiente de autocorrelación espacial controlado por las dos variables f (frecuencia) y r (tamaño del arreglo).

Esta derivación teórica deja claro, que el coeficiente de velocidad a una cierta frecuencia puede ser calculada por el coeficiente de autocorrelación espacial de la componente de la onda cuya frecuencia es ω, de un registro de microtremores con forma de arreglo circular de radio r.

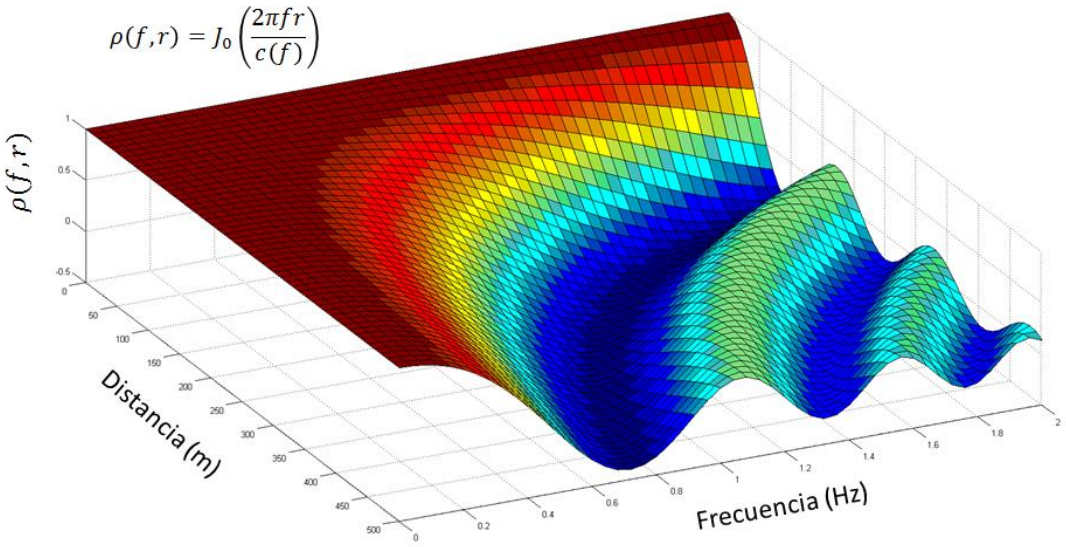


Figura 8. Gráfica esquemática del coeficiente de autocorrelación espacial, en función de la frecuencia y del tamaño del arreglo.

El coeficiente de autocorrelación espacial es una cantidad única del sitio de estudio, y este refleja la estructura de velocidad que subyace al arreglo directamente por debajo de este.

1.3 Método H/V

1.3.1 Relación de la curva H/V con la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

La idea de observar el cociente espectral de las componentes horizontales entre la componente vertical del registro de ruido sísmico de una sola estación fue introducido por Nogoshi e Igarashi (1971). Ellos mostraron la relación que existe entre el cociente H/V y la curva de elipticidad del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Konno y Ohmachi (1998), estudiaron el movimiento de la partícula para un sistema de una sola capa y un semi-espacio, y observan que la variación del movimiento de rotación de la partícula de retrogrado a prógrado ocurre con respecto al periodo, también observaron variaciones en los periodos pico, así como en los valles conforme aumenta o disminuye el contraste de velocidad entre la capa superficial y el semi-espacio (Figura 9).

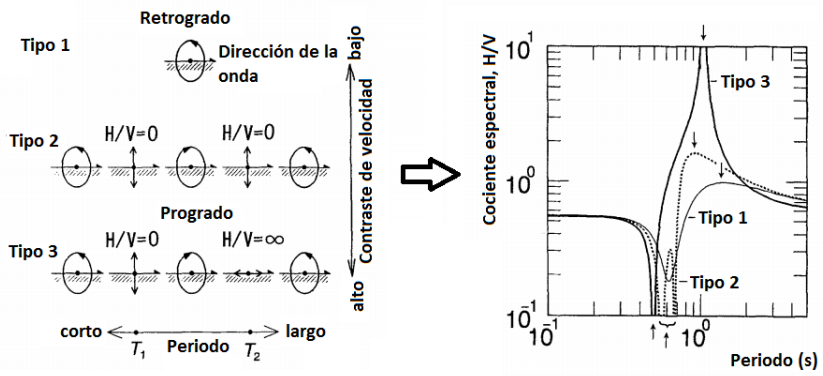


Figura 9. De lado izquierdo la órbita del movimiento de la partícula de ondas Rayleigh en tres tipos de modelos con distintos contrastes de velocidad, de lado derecho tres tipos de H/V, las flechas hacia abajo muestran periodos pico, mientras que las flechas para arriba muestran los valles de la curva (Modificada de Konno y Ohmachi, 1998).

Así mismo Konno y Ohmachi (1998), compararon los cocientes espectrales H/V del ruido sísmico registrado en varios sitios de Tokyo donde se tenía información de la estructura de velocidades sísmicas y observaron un buen acuerdo de los picos de las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh con las crestas de los cocientes calculados.

Por otro lado Bard (1998), considera que el ruido sísmico se compone principalmente de ondas superficiales. Bajo esta premisa se podría decir, que:

- El cociente H/V está relacionado con la elipticidad de las ondas Rayleigh, esto debido a la predominancia de las ondas Rayleigh en la componente vertical.

- La elipticidad es dependiente de la frecuencia y exhibe un pico alrededor de la frecuencia fundamental para sitios que muestren un contraste lo suficientemente grande entre el material superficial y los materiales profundos. Este pico está relacionado con el desvanecimiento de la componente vertical, correspondiendo al cambio de sentido de rotación de las ondas fundamentales de Rayleigh, de un sentido prógrado a bajas frecuencias, a un sentido retrogrado a frecuencias intermedias.

En otras palabras los cocientes espectrales tienen más que ofrecer que el simple cálculo de la frecuencia fundamental. En este caso, el cociente espectral H/V puede asumirse como un medida de la elipticidad de las ondas Rayleigh en la superficie de un medio estratificado y de ahí que pueda ser utilizado para determinar un perfil de V_S (e.g. Arai y Tokimatsu, 2004; Fäh *et al.* 2001).

Yamanaka *et al.* (1994) estudió registros continuos de ruido sísmico en la parte noroeste de la planicie de Kanto (Japón) y mostro la relación entre las curvas de H/V observadas con las curvas de elipticidad del modo fundamental de ondas Rayleigh en sitios de carácter sedimentario. El buen ajuste entre las curvas de H/V y elipticidad lo lleva sugerir que los microtremores por encima de las frecuencias de 0.1 – 1 Hz consisten principalmente del modo fundamental de ondas Rayleigh.

1.3.2 Relación de la curva H/V con las ondas de cuerpo, interpretación de Nakamura

Nakamura en 1989 retomo la técnica H/V, popularizándola pero recibió críticas de la comunidad científica debido a que afirmaba que el cociente H/V era una estimación confiable de la función de transferencia para las ondas S esto lo llevo a acuñar el término función de cuasi-transferencia (QTS por sus siglas en inglés). A pesar de la teoría semi-cualitativa de la técnica, esta técnica resulto atractiva, ya que el método es tan simple y económico que logro una gran difusión, ya sea para verificar la información con las que se contaba o hasta para la aplicación directa del método (Bard, 1998).

Nakamura (2000) revisó y propuso una explicación detallada de la teoría de la función de cuasi-transferencia de la onda S. El propone dividir la señal de los microtremores en dos partes, considerando que esta contiene ondas de tipo Rayleigh y ondas de cuerpo y suponiendo que el registro del ruido se realiza en una cuenca sedimentaria (Figura 10).

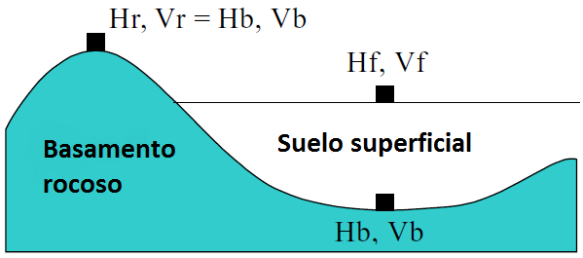


Figura 10. Estructura geológica típica de una cuenca sedimentaria, donde cada cuadrado negro representa registros sísmicos, de las cuales H es la componente horizontal del registro y V la componente vertical. Para el registro de la zona de loma, así como para el registro en el basamento, se observa que, las componentes son las mismas, mientras que para el registro en la zona de depósito las componentes del movimiento son distintas.

Así el espectro de la componente horizontal (H_f) y el de la componente vertical (V_f) de la cuenca sedimentaria pueden ser escrito como:

$$H_f = A_h * H_b + H_s \qquad V_f = A_v * V_b + V_s \tag{36}$$

$$T_h = \frac{H_f}{H_b} \qquad T_v = \frac{V_f}{V_b} \tag{37}$$

Donde A_h y A_v son los factores de amplificación horizontal y vertical, de la onda de cuerpo incidente respectivamente y H_b y V_b son los espectros de las componentes horizontal y vertical en el

basamento por debajo del relleno sedimentario. Mientras que, H_s y V_s son los espectro de las componentes horizontal y vertical de las ondas Rayleigh. T_h y T_v son el factor de amplificación del movimiento horizontal y vertical de la superficie sedimentaria basado en el movimiento sísmico de la roca expuesta colindante a la cuenca. En general la velocidad de las ondas P es de 3 a 4 veces grande que la velocidad de ondas S. En dicho medio sedimentario, la componente vertical no puede ser amplificada ($A_v = 1$) alrededor del rango de frecuencias donde las componentes horizontales reciben una gran amplificación. Si no existe efecto de las ondas Rayleigh, $V_f \cong V_b$. Por otro lado, si V_f es mas grande que V_b, se le considera efecto de ondas superficiales. Entonces estimando el efecto de las ondas Rayleigh por medio de $V_f/V_b (= T_v)$, la amplificación horizontal puede ser rescrita como,

$$T_h^* = \frac{T_h}{T_v} = \frac{\frac{H_f}{V_f}}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{QTS}{\frac{H_b}{V_b}} = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b}\right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b}\right]} \tag{38}$$

donde

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h * H_b + H_s}{A_v * V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b}\right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b}\right]} \tag{39}$$

En la ecuación (38) $H_b/V_b \cong 1$. H_s/H_b y V_s/V_b se encuentran relacionadas con la ruta de las ondas Rayleigh. Si no existe influencia de ondas Rayleigh, $QTS = A_h/A_v$. Si la cantidad de ondas Rayleigh es alta, entonces el segundo término en la formulación anterior se vuelve dominante y $QTS = H_s/V_s$ y la frecuencia en H_s/V_s es casi igual a la frecuencia fundamental f_0 de A_h. En el rango de f_0, A_v=1. QTS muestra un pico estable en la frecuencia f_0.

Sin embargo, hay varios detalles que Nakamura (2000) no menciona, como por ejemplo:

- ¿Qué componente horizontal considerar para calcular los cocientes espectrales?
- ¿Cómo disminuir el efecto multidireccional de las fuentes de microtremores que impide conocer la dirección de máximo movimiento?

Aun así el método Nakamura es sumamente utilizado para estudios de microzonificación, obteniendo, en la mayoría de los casos, información de la frecuencia fundamental, pero amplificaciones subestimadas.

Uno de los puntos a favor del método Nakamura es que la frecuencia fundamental se puede obtener con cierta confiabilidad; esta frecuencia es de suma importancia porque, conociéndola se puede evitar la construcción de edificaciones con frecuencias similares.

Considerando la relación de la curva de H/V con la curva de elipticidad de ondas Rayleigh y tomando en cuenta que el método SPAC estima la curva de dispersión de ondas Rayleigh. Uno podría asumir cierta relación entre estas dos curvas. Este trabajo explora la relación entre una serie de perfiles de ondas S obtenido a partir de la inversión de la curva H/V y el perfil obtenido de la inversión de la curva de dispersión de velocidad de ondas Rayleigh obtenida del método SPAC.

CAPÍTULO 2

2.1 Zona de estudio y adquisición de datos

2.1.1 Localización de la ciudad de Coatzacoalcos

La ciudad de Coatzacoalcos se encuentra en la parte limítrofe del Estado de Veracruz; ubicada en la zona norte del Istmo de Tehuantepec, junto al río Coatzacoalcos el cual desemboca en el Golfo de México. En las coordenadas, 18.1323°N, -94.4793°O y con una altura media de 10 metros sobre el nivel del mar (Figura 11).

Esta ciudad limita con los municipios de: Chinameca, Moloacán, Oteapan, Minatitlán, Cosoleacaque, Las Choapas, Agua Dulce, Nanchital, e Ixhuatlán del Sureste; y alberga a los Ejidos de: 5 de mayo, Francisco Villa, La Esperanza, Lázaro Cárdenas, Manuel Almanza, Paso a Desnivel, Colorado y Guillermo Prieto. También contiene las congregaciones de: Villa Allende, Las Barrillas y Mundo Nuevo.

La ciudad de Coatzacoalcos se encuentra en la sub-provincia fisiográfica de la Planicie o Llanura Costera Veracruzana. La Planicie Costera Veracruzana es una planicie de gruesos depósitos aluviales, donde abundan suelos de grueso espesor, formados por materiales depositados por el rio Coatzacoalcos.

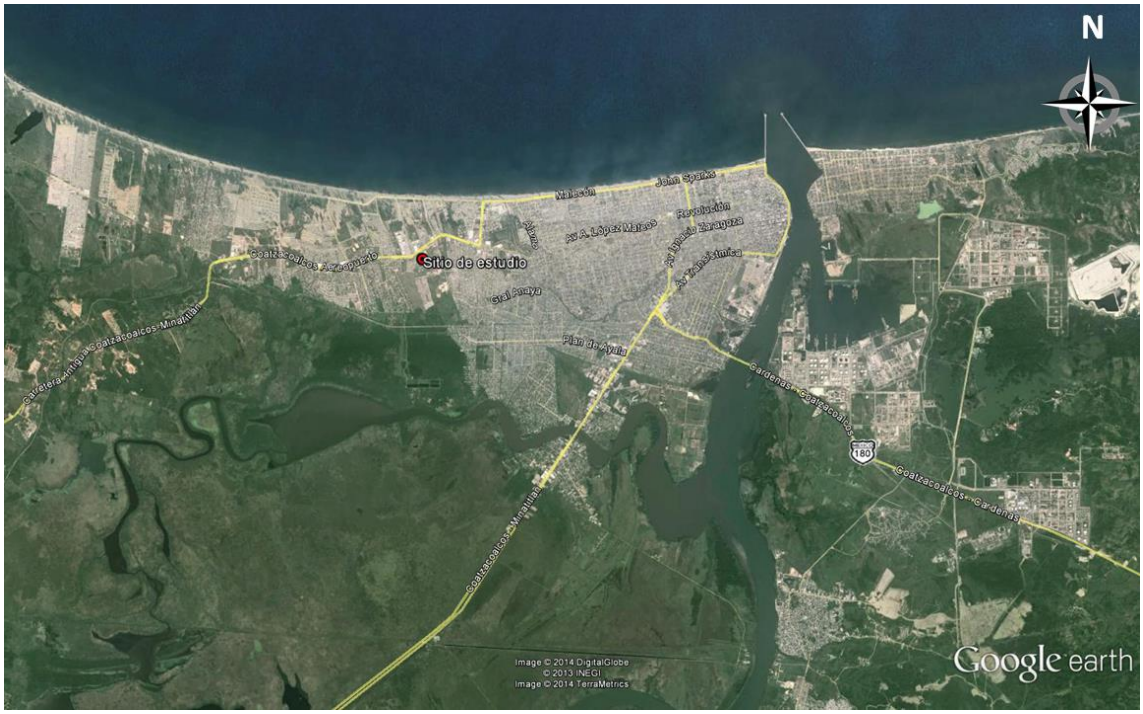


Figura 11. Imagen de la Ciudad de Coatzacoalcos. El punto rojo designa el sitio de estudio de coordenadas 18.139075°N, -94.483864°O. Google Earth 2013.

2.1.2 Geomorfología de la ciudad de Coatzacoalcos

Geissert (1999) ubica a la ciudad de Coatzacoalcos dentro de la unidad geomorfológica denotada como Planicie baja acumulativa (Figura 12).

Coatzacoalcos se encuentra en la sub-provincia fisiográfica de la Planicie o Llanura Costera Veracruzana. La Planicie Costera Veracruzana es una planicie de gruesos depósitos aluviales, donde abundan suelos de grueso espesor, formados por materiales depositados por el rio Coatzacoalcos.

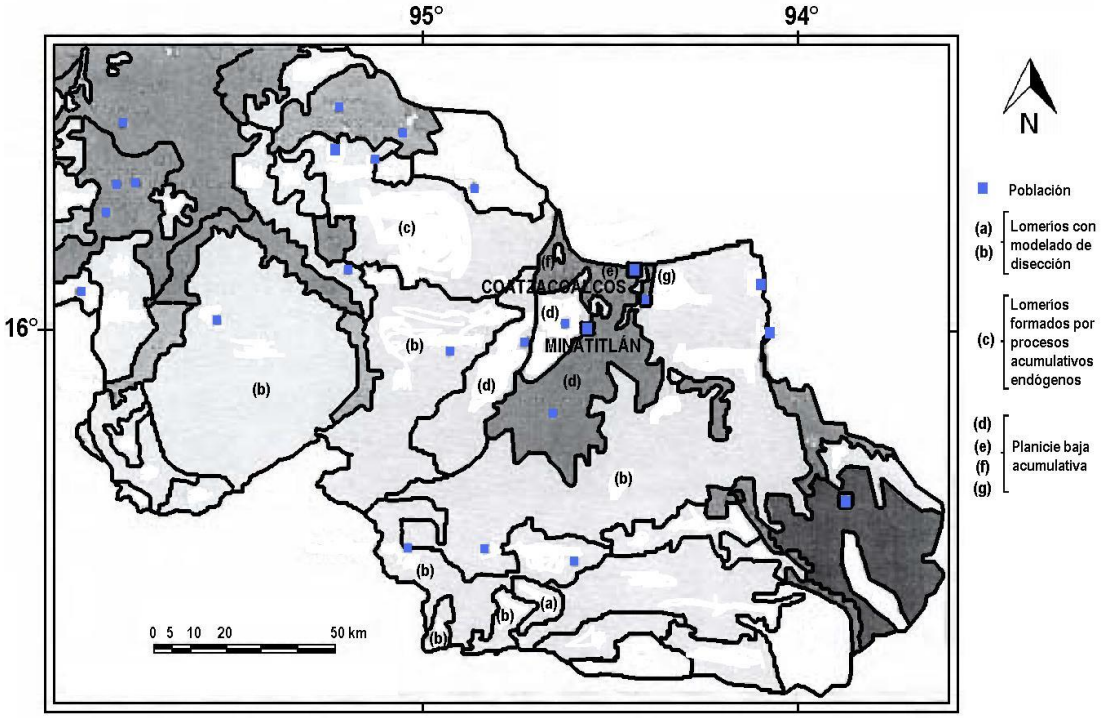


Figura 12. Unidades geomorfológicas del sector sur del estado de Veracruz (Geissert, 1999).

Las unidades geomorfológicas que se distinguen en la zona del sureste del estado de Veracruz son:

- **Planicie de acumulación eólico-marina**: Se caracteriza por el predominio de la acción del oleaje que produce formas litorales, en ocasiones esta zona es modelada posteriormente por el viento, y transformadas en dunas. Se ubica entre la laguna del Ostión y la desembocadura del río Tonalá. Las dunas se presentan de manera discontinua, y en su mayoría son de forma parabólica.

- **Planicie de acumulación fluvio-lacustre**: Se ubica en la planicie inundable del sistema fluvial Coatzacoalcos-Uxpanapa, desde la población de Hidalgotitlán hasta la desembocadura de estos ríos en el Golfo de México. Se manifiesta por formas fluviales asociadas con el cauce permanente (meandros activos, meandros abandonados, brazos muertos, terrazas, etc.), así como numerosas lagunas permanentes, separadas por islas de tierra firme y pantanos.

- **Planicie de acumulación fluvio-marina**: Constituida por una pequeña planicie que termina en una pequeña duna y playa en la laguna del Ostión al oeste del Coatzacoalcos, formada por depósitos recientes arcillo-limo-arenosos.

- **Planicie de acumulación fluvial**: Son planicies formadas por los aluviones de los grandes ríos procedentes de las montañas. En la zona se encuentra la pequeña planicie del río Huazuntal y sus afluentes, detrás de la laguna del Ostión.

2.1.3 Geología regional

El subsuelo de la ciudad de Coatzacoalcos se caracteriza por depósitos cuaternarios: 1) aluviales (Qhoal) formados por grava y limo, 2) eólicos (Qhoeo) constituidos por arenas de cuarzo, 3) litorales (Qholi) compuestos de cuarzo y magnetita y 4) de pantanos (Qhopa) compuestos por limo y arcilla de color oscuro con olor fétido (Carta Geológico-Minera Coatzacoalcos E15-1-4, 2004).

El sitio de estudio de este trabajo pertenece a la zona de depósitos de origen eólico (Qhoeo), (Figura 13), estos depósitos cuaternarios recientes consisten de sedimentos de playas y cordones litorales de playas antiguas que son reelaboradas por los vientos, principalmente con las tormentas de los Nortes, propiciando el avance de los campos de dunas tierra adentro. Los depósitos en cuestión se distribuyen a todo lo largo de la franja costera desde la Laguna del Ostión, en el extremo poniente, hasta la desembocadura del rio Tonalá (Ortiz, 2010).

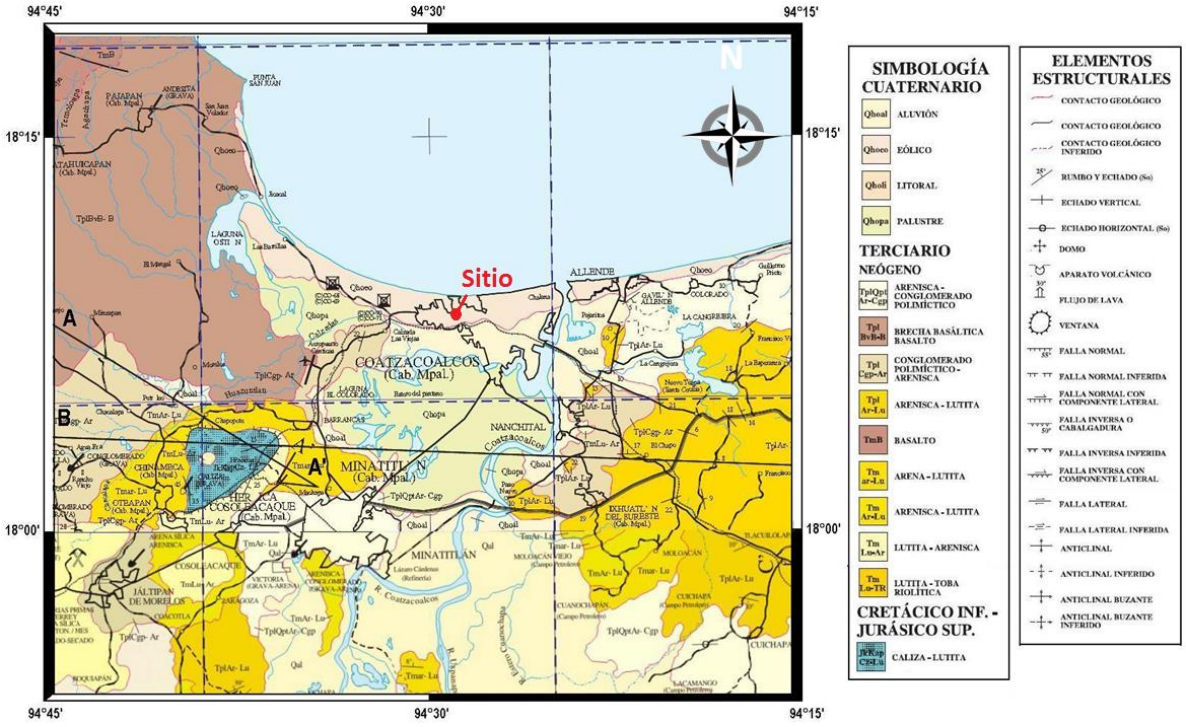


Figura 13. Mapa de las unidades geológicas de la zona de Coatzacoalcos, el sitio de estudio está demarcado con un punto rojo. (Modificado de la carta geológico-minera Coatzacoalcos E15-1-4 del Servicio Geológico Mexicano, SGM, 2004).

2.1.4 Geotecnia de la ciudad de Coatzacoalcos

De acuerdo con Guzmán (2010), la zona urbana de la ciudad de Coatzacoalcos se puede dividir en cuatro zonas geotécnicas (Figura 14); Zona Geotécnica Alta (ZGA), Zona Geotécnica Baja (ZGB), Zona Geotécnica de Transición (ZGT) y Zona Geotécnica Costera (ZGC) (Figura 14).

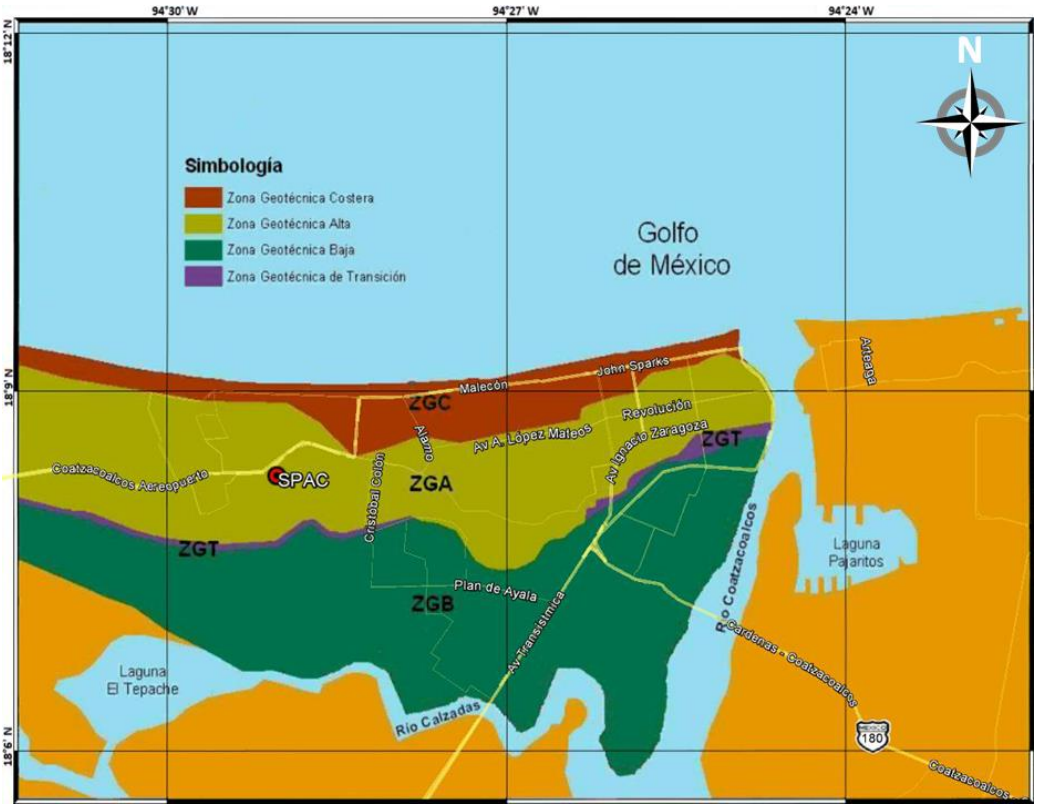


Figura 14. Zonas Geotécnicas de la ciudad de Coatzacoalcos, punto rojo con las siglas SPAC denota el sitio de estudio (Modificada de Bosquez y Ceballos, 2010).

A continuación se describirán las zonas geotécnicas según Guzmán (2010).

Zona Geotécnica Alta (ZGA). Esta zona corresponde al sitio de estudio y está formada por arenas de dunas y médanos con espesores que van de los 15 a 30 m, cuya compactación es característica debido a su origen eólico, aumenta con la profundidad. La compactación varía de muy suelta a suelta desde la superficie hasta aproximadamente 4 a 6 m de profundidad, después se incrementa hasta adquirir una compactación mediana con un espesor de aproximadamente 10 m, para llegar alrededor de 15 m de profundidad. Finalmente la compactación es alta entre los 15 a 30 m. Es escasa la información de los suelos que subyacen a estas arenas. Sin embargo se infiere que subyacen los suelos arcillosos y limosos de origen marino o aluvial a partir de los 20 m de profundidad.

Zona Geotécnica Baja (ZGB). En esta zona se tiene una secuencia de depósitos principalmente de origen fluvial, constituidos en la parte superficial por arenas uniformes, muy sueltas a medianas, con espesores pequeños (2 a 4 m), a las que subyacen arenas pocos limosas, limos arenosos de baja plasticidad, arenas limpias, medias a finas de compactación media a compacta y arcillas limosas de plasticidad media a alta con apreciable cantidad de materia orgánica; abajo y a profundidades del orden de 18 m se encuentran arenas limpias y arenas pocos limosas con bolsas de arcilla; esta secuencia se encuentra en los sondeos hechos a lo largo de la margen izquierda del río Coatzacoalcos. El origen fluvial de estos depósitos es evidente ya que esta zona forma parte de la zona de inundación de los ríos “Calzadas” y “Coatzacoalcos”.

Zona Geotécnica de Transición (ZGT). En esta zona, el espesor de arenas de origen eólico existente también en la ZGA se reduce entre 2 y 4 m, suprayaciendo a estratos cohesivos muy blandos o arenosos sueltos que se alternan hasta llegar a los 20 m de profundidad; a partir de la cual la resistencia

del suelo se incrementa, a diferencia del incremento significativo de resistencia en la ZGB que ocurre a los 35 m de profundidad aproximadamente.

Zona Geotécnica Costera (ZGC). Esta zona igualmente está formada por dunas y médanos al igual que la ZGA, solo que aquí se aprecian claramente que las arenas sueltas tienen un espesor menor (entre 2 y 4 m). Para profundidades mayores la compacidad del suelo se incrementa rápidamente. Este incremento en la compactación del suelo, se atribuye a la cercanía y el efecto dinámico de las aguas del mar.

2.1.5 Sismicidad de la ciudad de Coatzacoalcos

El estado de Veracruz se encuentra ubicado en una región donde existe una sismicidad importante y donde históricamente han ocurrido sismos de magnitud grande (Figura 15). Eventos como el terremoto de Jáltipan de 1959 de 7.0 M_W, con un epicentro a unos 32 km de la ciudad de Coatzacoalcos con un saldo de 20 muertes y grandes daños. Este sismo es considerado como uno de los más costosos para el estado de Veracruz.

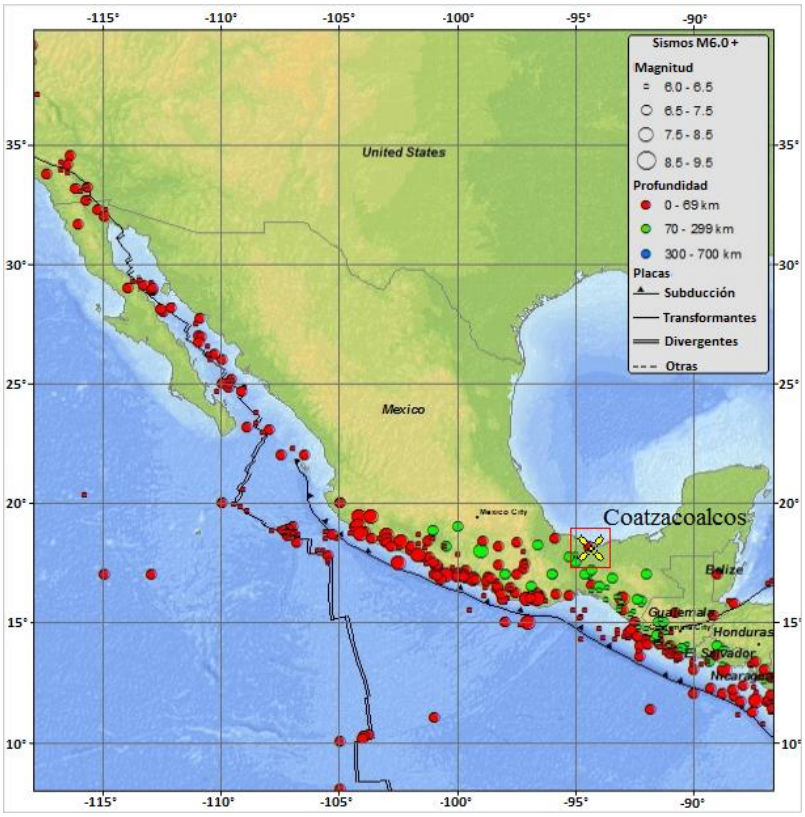


Figura 15. Mapa de la sismicidad en México de 1900 a marzo del 2012. Coatzacoalcos está representado por una cruz amarilla (Modificado de USGS, Earthquake Hazards Program).

De igual forma el sismo del 28 de agosto de 1973 marcó al estado de Veracruz con el evento más fuerte que haya tenido lugar en dicho estado y el segundo más mortífero para el país. También conocido como el Terremoto de Orizaba, con una magnitud de 8.7 M_W, este evento provoco alrededor de 1200 muertes y más de 4000 heridos.

Afortunadamente estos sismos ocurrieron antes de que se diera el crecimiento industrial y poblacional que hoy tiene la región de Coatzacoalcos. Es justamente este crecimiento de la población el que hace más relevante el tener una evaluación tanto del peligro como del riesgo sísmico de la región.

Si bien la actividad sísmica que ocurre en Veracruz no es comparable con la actividad sísmica a lo largo de la costa del Pacífico mexicano, tanto en magnitud como en la ocurrencia de sismos, estos temblores locales pueden tener un efecto importante en la región, particularmente considerando el reciente desarrollo industrial de la zona. Es importante señalar que la ciudad de Coatzacoalcos se encuentra ubicada sobre sedimentos recientes que probablemente producen una amplificación importante de las ondas sísmicas. Ha quedado claro que estas amplificaciones en cuencas sedimentarias han producido daños importantes en varias ciudades del mundo.

2.1.6 Instrumentación

Para el registro del ruido sísmico se utilizaron tres estaciones temporales, cada una consistió de un sismómetro Trillium Compact, un registrador RefTek modelo 130S-01, una antena GPS esta antena aparte de darnos la posición del sismómetro ayuda para obtener el tiempo de comienzo de la grabación, una batería de 12 volts, cables de comunicación y una computadora portátil. Esta última con el propósito de verificar la señal en tiempo real. En la Figura (16) se puede observar una fotografía de la configuración de una estación temporal.

Especificaciones generales del equipo:

Sismómetro: Trillium Compact de Nanometrics

Tabla 2. Características del sismómetro Trillium

Sensibilidad	749.1 $(V \cdot s/m)$ nominal $\pm$ 0.5% de precisión
Ancho de banda	-3 puntos de dB a 120.2 (s) y 108 (Hz)
Voltaje	9 a 36 (V) DC
Nivel de corte de la señal	26 (mm/s) de 0.1 a 10 (Hz)
Temperatura de operación	-40 a 60 (°C)

Registrador: 130S-01 de RefTek

Tabla 2. Características del registrador RefTek

Rango dinámico	138 (dB) a 100 (mps)
Precisión de GPS	$\pm$10 (μsec) (con posición 3D fija y validada)
Tipo de Muestreo	1000, 500, 250, 125, 100, 50, 40, 25, 10, 5, 1 (mps)
Temperatura de operación	-20 a 70 (°C)

Figura 16. Configuración de una estación temporal para la medición de ruido sísmico en la ciudad de Coatzacoalcos, de izquierda a derecha se pueden apreciar, sismómetro Trillium Compact, batería de 12 Volts, registrador Reftek 130S y antena GPS.

2.1.7 Sitio de estudio: Expo Feria Coatzacoalcos

El sitio de estudio es el terreno comprendido entre la Av. Universidad Veracruzana y el Centro de Convenciones de Coatzacoalcos, a un costado de una cancha de futbol de la Universidad Istmo Americana. Este terreno es sede de la Expo Feria Coatzacoalcos. Se escogió este lugar debido a que cuenta con el espacio suficiente para realizar los arreglos y las pocas vibraciones antropogénicas (tránsito vehicular, peatones, etc.), que afectarían la señal registrada.

2.1.8 Metodología para la adquisición de datos

Para realizar las mediciones de ruido sísmico se dispusieron estaciones temporales en forma de triángulos equiláteros, con un vértice en común, la estación colocada en este vértice permaneció inmóvil durante toda la adquisición. Los triángulos equiláteros se realizaron con las siguientes dimensiones 10 ,15 ,30 ,45 ,60 ,80 y 100 metros. Para cada uno de los arreglos se realizaron registros de aproximadamente 30 minutos, a 100 muestras por segundo.

Con la finalidad de facilitar el análisis de los datos registrados, se utilizó un código de colores para cada estación de registro, de tal forma que la estación que se fijó en el vértice inferior izquierdo en todos los triángulos (punto rojo de coordenadas 18.139075°N, -94.483864°O) era la estación A (rojo) (Figura 17). A partir de esta estación se dispusieron los dos vértices restantes de cada triangulo del tamaño correspondiente. Para el lado de orientación norte–sur se utilizó la estación B (verde) y en el lado restante se usó la estación C (azul).

En total se registraron 7 arreglos SPAC, cada uno con diferentes aperturas para las estaciones B y C. Por ejemplo para el arreglo de 10 metros, las tres estaciones utilizadas se nombraron A-10, B-10 y C-10, A-10 permaneció en el mismo sitio, mientras que B-10 y C-10 se dispusieron a 10 metros entre ellas y con respecto a la estación A-10. Utilizando la misma lógica se nombraron cada uno de los vértices de cada arreglo.

Figura 17. Los diferentes arreglos triangulares SPAC y la localización relativa de las estaciones temporales A, B y C.

CAPÍTULO 3

3.1 Procesamiento de los datos

3.1.1 Pre-procesamiento de los datos

Para aplicar ambos métodos (SPAC y H/V) se realizó el mismo pre-procesamiento, este consistió en: 1) convertir a formato ASCII, utilizando el programa de computadora *RT_ASC* (software desarrollado por Ref Tek). 2) Utilizando el software Matlab se graficaron las trazas del ruido sísmico, estas se cortaron y se les removió la media. Este corte se realizó con la finalidad obtener el mismo tiempo de inicio t_0 en todas las señales; ya que al momento de comenzar los registros, cada sensor comenzó a grabar con algunos segundos, o décimas de segundo de diferencia. Resulta importante tener un mismo t_0 ya que en esto se basa la correlación entre las señales y la estimación de velocidades.

3.1.2 Aplicación del método SPAC

El procesamiento del método SPAC se realizó con el software de uso libre Geopsy (Wathelet, 2002). Este programa calcula los coeficientes de autocorrelación entre las estaciones, así como la curva de dispersión de velocidad de ondas Rayleigh. Esta curva de dispersión se invierte utilizando el software dinver (parte del software Geopsy) y se estima una estructura geológica de velocidades. El procesamiento se realizó como a continuación se describe:

- Se cargan las tres señales de la componente vertical de cada arreglo.

- Se calculan los coeficientes de autocorrelación para cada ventana de cada arreglo y se grafican como un histograma. En este caso se utilizaron ventanas de 120 segundos y se traslaparon un 50% (Figura 18).

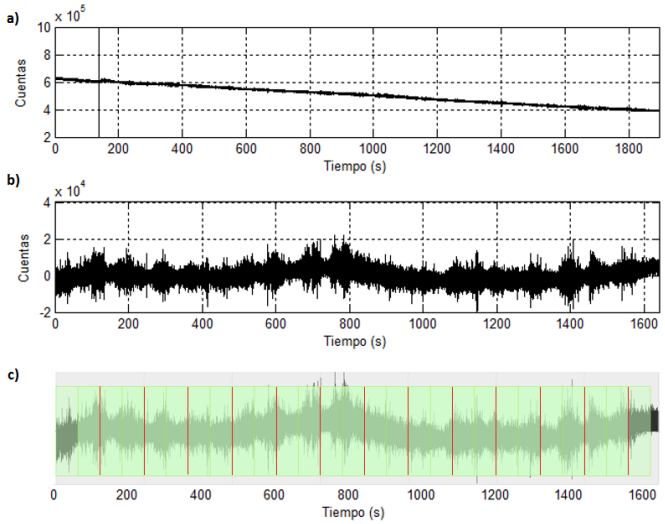


Figura 18. Registro de ruido de la estación C para el arreglo de 100 metros, en el inciso a) se observan los datos crudos, en el inciso b) se observa la traza truncada, sin media y sin tendencia lineal, en el inciso c) se observan las ventanas 120 (s) con un traslape del 50%.

De acuerdo con “SESAME H/V Guidelines”, se deben utilizar ventanas que satisfagan la siguiente relación $f_0 = 10/l_v$, (donde f_0 es la frecuencia fundamental y l_v es el largo de la ventana). Esto con el fin de que cada ventana contenga por lo menos 10 ciclos significativos en la frecuencia de interes

- Se calculan los coeficientes de autocorrelación para cada ventana y de cada ventana se calculan la curvas promedio del coeficiente de autocorrelación y la desviación estándar para cada arreglo (Figura 19).

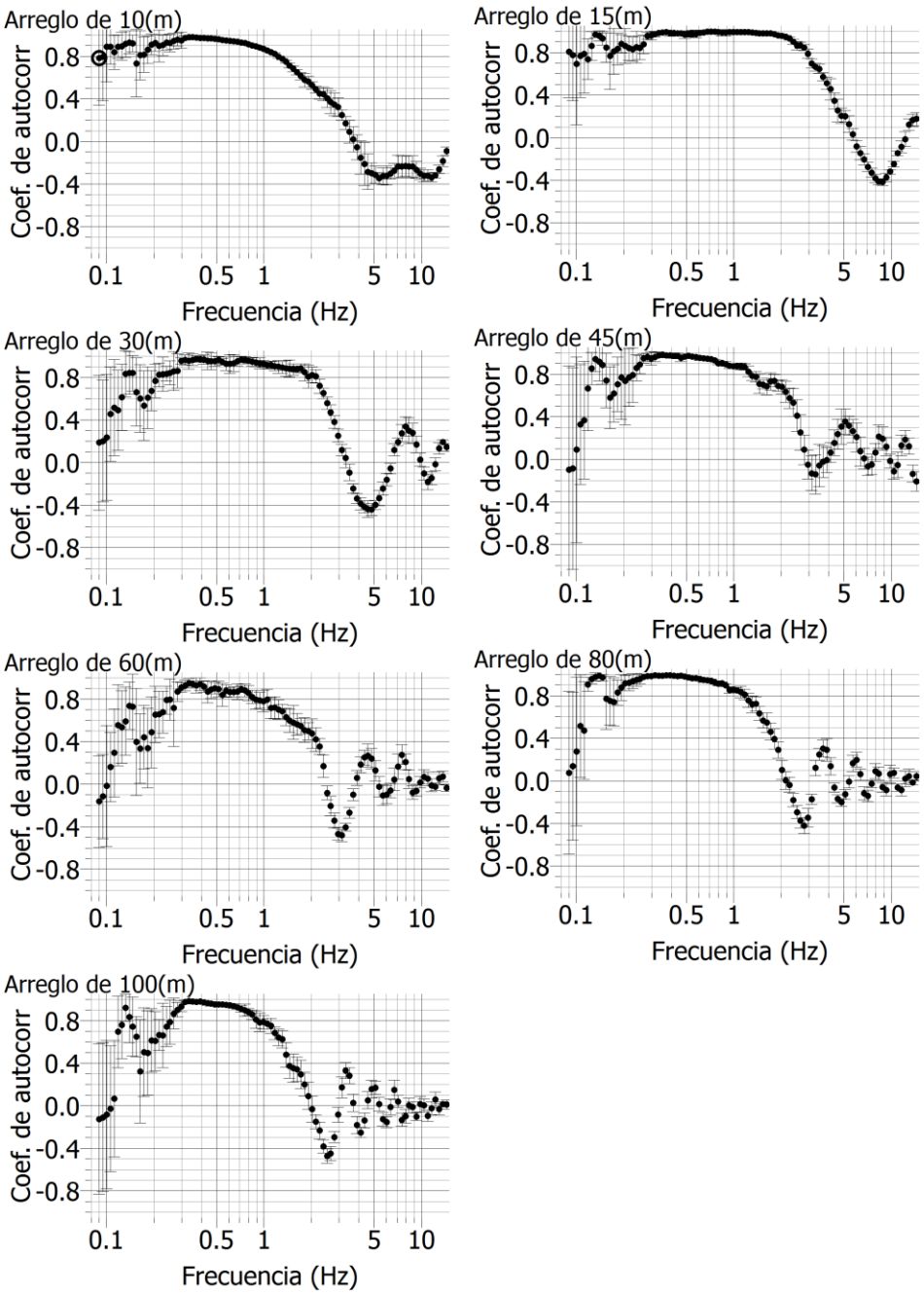


Figura 19. Coeficientes de autocorrelación promedio y desviación estándar.

De las curvas de coeficientes de autocorrelación espacial promedio se calcula un histograma de velocidad de fase para las ondas Rayleigh, sobre este histograma se realiza el picado de la curva de dispersión de velocidad de las ondas Rayleigh (Figura 20).

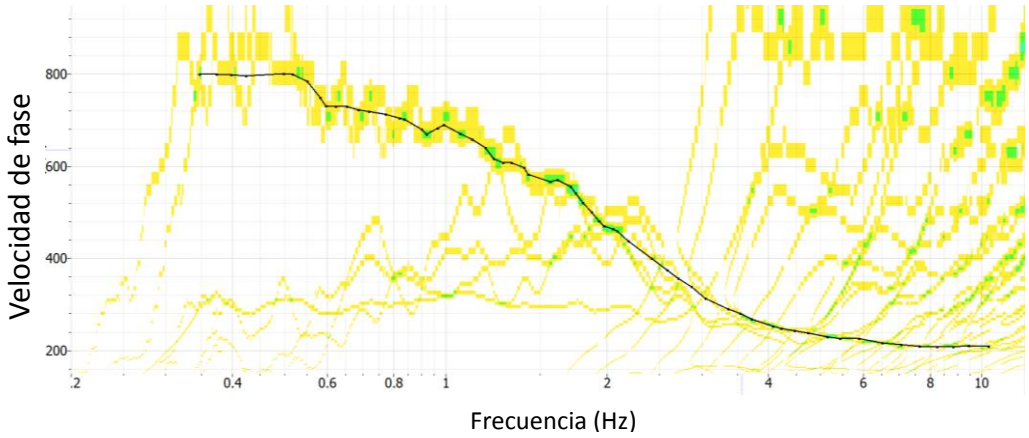


Figura 20. Histograma de velocidad de fase derivado de los coeficientes de autocorrelación espacial para los arreglos de 10, 15, 30, 45, 60, 80 y 100 metros (en color amarillo y verde) y curva picada manualmente (en color negro).

Una vez seleccionada la curva de dispersión se obtiene la zona de confiablidad de la curva, para esto se utiliza el abanico de confiabilidad de Miyakoshi (1995).Como se puede apreciar en la figura (21), este abanico consiste en un par de líneas en función del tamaño de los arreglos utilizados y la frecuencia. Estos abanicos están definidos de manera semi-empírica y se denotan como $C_S = r * 10 * f$ (limite superior) y como $C_I = r * 2 * f$ (límite inferior); donde r es la distancia entre estaciones y f es la frecuencia.

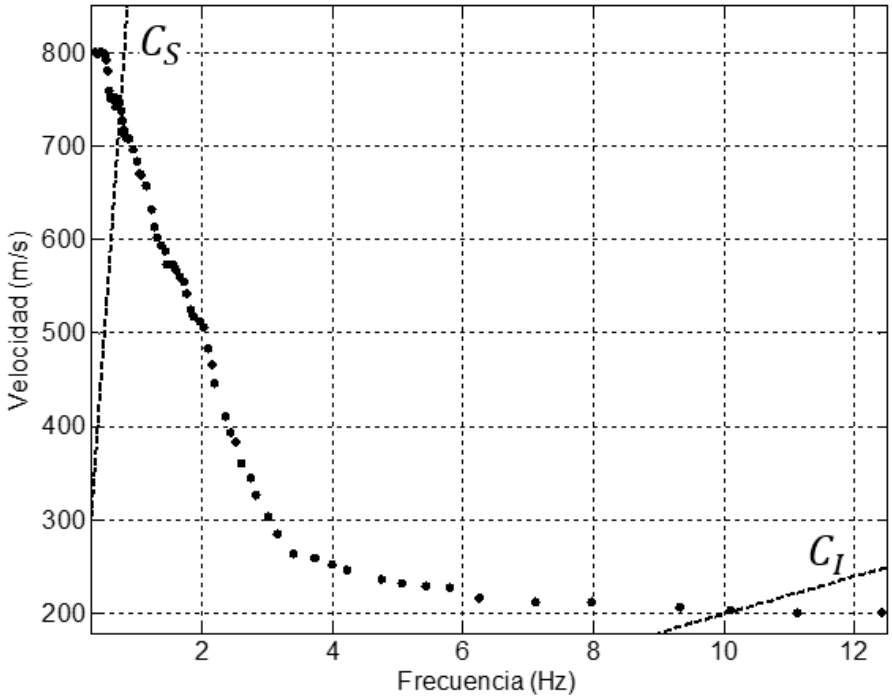


Figura 21. Curva de dispersión de velocidad de las ondas Rayleigh y abanico de confiabilidad. Las líneas punteadas indican los abanicos de confiabilidad de la curva.

3.1.3 Inversión de la curva de dispersión

Para realizar la inversión de la curva de dispersión se utilizó el software dinver (incluido en Geopsy). De acuerdo con Guzmán (2010), el sitio de estudio pertenece a la Zona Geotécnica Alta, razón por la cual se propuso un modelo de por lo menos capas dos capas y un semi-espacio. Mavko propone un rango de velocidad sísmicas para arenisSe utilizó un rango de velocidades de ondas sísmicas de acuerdo dicho material.

- A las propiedades, V_P, V_S y h, del modelo se les permite variar en un rango delimitado, como se ilustra en la Figura (22), para realizar la inversión de la curva de dispersión.

1	h_1, V_{P_1}, V_{S_1}
2	h_2, V_{P_2}, V_{S_2}
N	∞, V_{P_n}, V_{S_n}

$$1(m) < h_n < 100(m)$$
$$200(m/s) < V_{P_n} < 1800\ (m/s)$$
$$120(m/s) < V_{S_n} < 900(m/s)$$

Figura 22. Modelo propuesto para el ajuste de la curva de dispersión, cada capa se caracteriza por un espesor (h), una velocidad de onda S (V_s), velocidad de onda P (V_P).

Utilizando los parámetros de este modelo se realiza un ajuste de la curva de dispersión. En la Figura (23) se observa el ajuste obtenido para la curva de dispersión del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

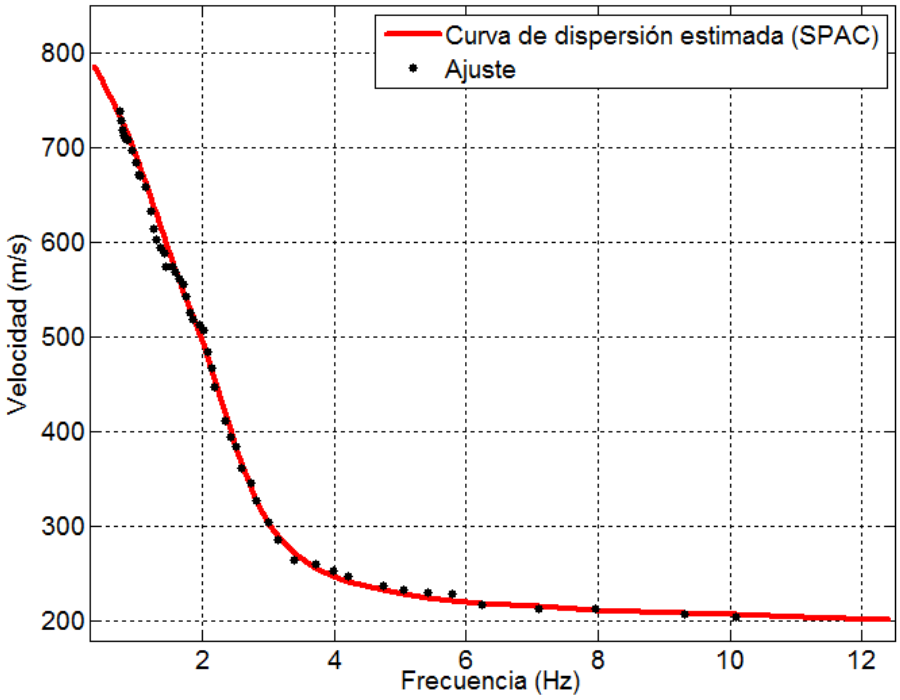


Figura 23. Curva de dispersión de velocidad de fase del modo fundamental de ondas Rayleigh picada (puntos) y curva ajustada (línea roja), se tiene un desajuste del 0.0206, que es aproximadamente el 2%.

Una vez obtenido dicho ajuste se estima una estructura de velocidades de onda P y S, dicha estructura se muestra en la Figura (24). Este modelo es el resultado de los 7 arreglos triangulares, este modelo se describe en la Tabla (3).

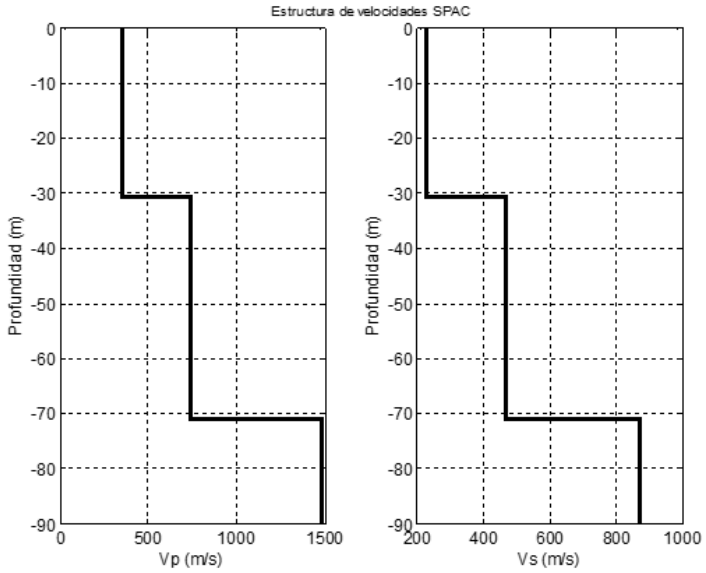


Figura 24. Modelos estructurales de velocidad de onda P y onda S obtenidos de la inversión de la curva de dispersión del método SPAC.

Tabla 3. Modelo estructural de velocidades de onda P, S para el método SPAC.

Núm. de capa	**Espesor (m)**	**V_P (m/s)**	**V_S (m/s)**
1	30.66	350	227
2	40.43	740	464
Semi-espacio	∞	1480.2	872

- Se calcula la curva de elipticidad de ondas Rayleigh teórica para el sitio de estudio, utilizando el software gpell (parte del software Geopsy) y el modelo estructural estimado del método SPAC, y se obtiene una curva de elipticidad teórica, con una f_0=1.3863 Hz (Figura 25).

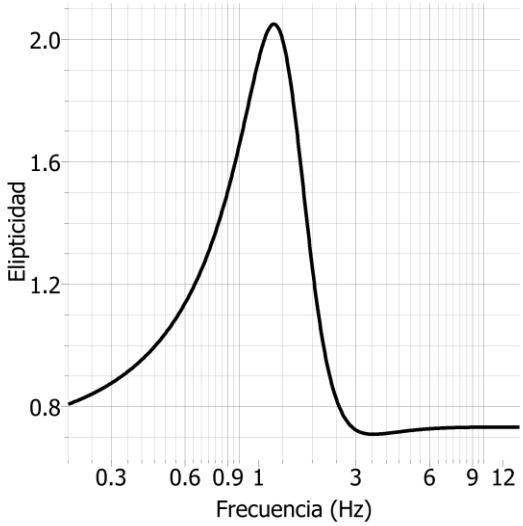


Figura 25. Curva de elipticidad teórica para el modelo estructural obtenido del método SPAC, cuya f_0=1.3863 Hz.

3.1.4 Aplicación del método H/V

El procesado de los datos para la obtención de los coeficientes H/V se realizó utilizando Geopsy. Los parámetros y procedimientos utilizados para realizar el cálculo de los cocientes H/V fueron los siguientes:

- Se utilizaron ventanas de 120 (s) traslapadas un 50%. El programa calcula los espectros de potencia de las tres componentes y los suaviza utilizando la ecuación de suavizado de Konno y Ohmachi (1998).

$$\left(\frac{sen\left(b\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)\right)}{b\log_{10}\left(\frac{f}{f_c}\right)}\right)^4 \tag{40}$$

  donde b es el coeficiente de ancho de banda, f es la frecuencia y f_c es la frecuencia central. Un valor pequeño de b daría como resultado un suavizado fuerte, mientras que un valor pequeño se asocia a suavizados bajos. Wathelet (2002), sugiere utilizar b=40.

- El cálculo de los cocientes H/V se realizó utilizando el promedio cuadrado de las señales horizontales entre la vertical es decir:

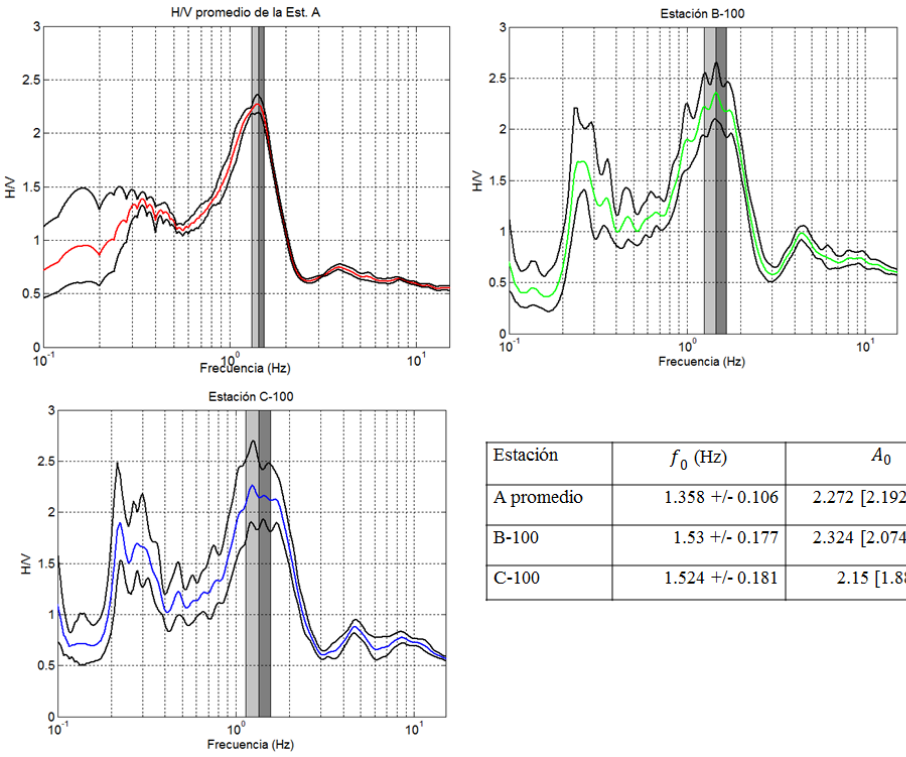
$$H(f) = \sqrt{\frac{N^2(f) + E^2(f)}{2}} \tag{41}$$

$$H/V = \frac{H(f)}{V(f)} \tag{42}$$

- Se calcularos los cocientes espectrales H/V de cada ventana de cada estación y de estas ventanas se calcula el promedio, y se estima la frecuencia fundamental (f_0) y su desviación estándar, así como el rango en que se encuentra A_0, que es la amplitud a la que corresponde f_0.

Este procedimiento se aplicó a todas las estaciones contenidas a lo largo de las líneas **A**-**B** y **A**-**C**. Dado que la estación **A** permaneció fija, entonces el cociente espectral obtenido para **A** fue el valor promedio de todas las ventanas del registro de los 7 arreglos, mientras que para las estaciones **B** y **C** se utilizaron los registros grabados en cada vértice del arreglo, esto es cada vértice tiene un f_0 y una curva H/V particular.

En la Figura (26), se muestran las curvas H/V de las estaciones A, B-100 y C-100. En esta imagen las barras grises paralelas denotan la desviación estándar de f_0 y las líneas negras denotan la desviación estándar con respecto a la amplitud. En los Apéndices II y III se encuentran las curvas H/V correspondientes a cada registro de cada estación, así como los modelos de las curvas de elipticidad ajustas y las estructuras de velocidad de onda sísmica respectivamente.



Estación	f_0 (Hz)	A_0
A promedio	1.358 +/- 0.106	2.272 [2.192 , 2.354]
B-100	1.53 +/- 0.177	2.324 [2.074 , 2.603]
C-100	1.524 +/- 0.181	2.15 [1.88, 2.457]

Figura 26. Curvas H/V promedio. Arriba izquierda curva promedio para la estación A. Arriba derecha curva promedio de la estación B-100. Abajo curva promedio de la estación C-100.

Para las curvas H/V de B-100 y C-100 (Figura 26), se observa un pico alrededor de los 0.2 – 0. 3 (Hz). En algunos casos las curvas H/V pueden exhibir dos picos. Sin embargo investigaciones teóricas y numéricas han mostrado que esto suele ocurrir cuando existen dos contrastes de impedancia, a dos escalas diferentes: una para una estructura gruesa, y la otra para una estructura somera (SESAME H/V Guidelines).

3.1.5 Inversión de las curvas H/V

La inversión de las curvas H/V se realizó utilizando el mismo modelo y parámetros de la Figura (22). Se invirtieron las curvas H/V como una aproximación a las curvas de elipticidad, y se obtuvieron los resultados mostrados en la Figura (27).

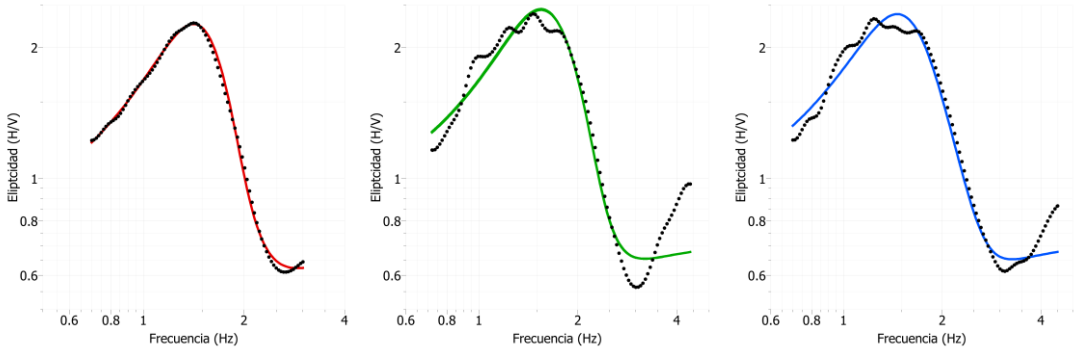
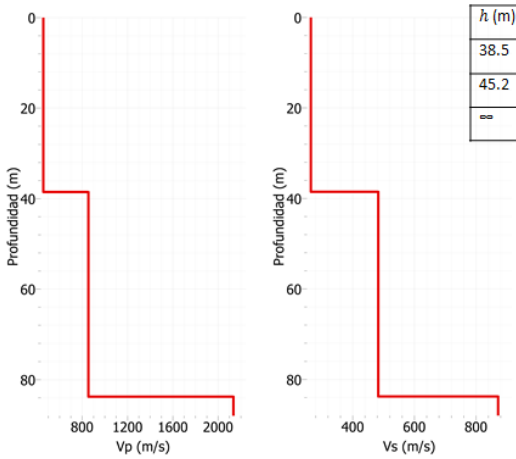


Figura 27. Ajuste de las curvas de elipticidad a las curvas H/V. De izquierda a derecha se observan la curva H/V promedio de la estación A (puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea roja); la curva H/V promedio de la estación B (puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea verde); y por último la curva H/V promedio de la estación C (puntos) y el ajuste a la curva de elipticidad (línea azul).

De cada ajuste de las diferentes curvas H/V se obtuvieron los respectivos modelos estructurales de velocidad de ondas sísmicas. Estos modelos se utilizaron para realizar un modelo 3D para evaluar la variaciones laterales de los depósitos del sitio (Figuras 28, 29 y 30).

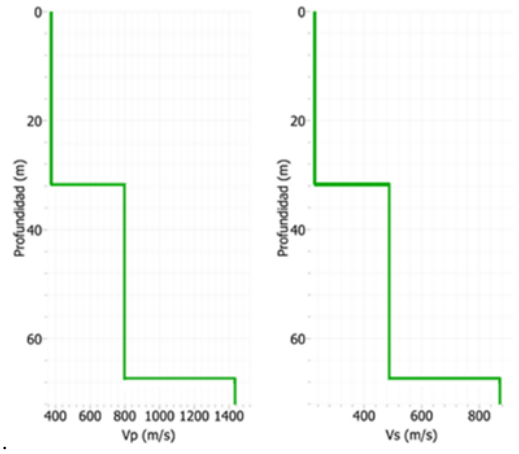
Estructura de velocidades para la estación A-promedio



h (m)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
38.5	456.8	264.5
45.2	855	483
∞	2135.6	872

Figura 28. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación A-promedio.

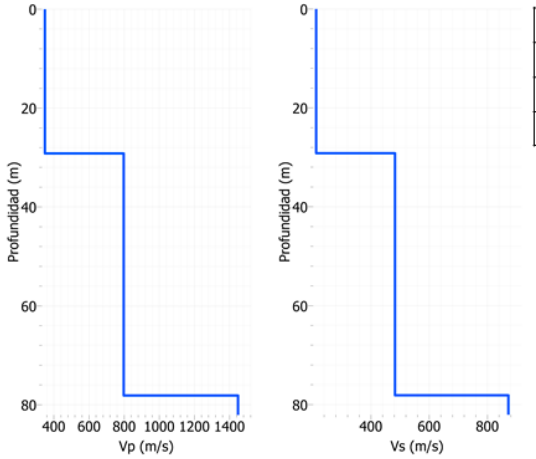
Estructura de velocidades para la estación B-100



h (m)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
31.6	374.9	227.8
37.4	797.4	488.1
∞	1434.4	872

Figura 29. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación B-100.

Estructura de velocidades para la estación C-100



h (m)	V_P (m/s)	V_S (m/s)
29.2	349.2	212.5
49	797.4	483.2
∞	1448.7	872

Figura 30. Modelo estructural de velocidades sísmicas para la curva H/V de la estación C-100.

3.2.1 Comparación de los modelos de velocidad de onda sísmica

Los perfiles de velocidad 1D se compararon en una misma grafica para observar las variaciones entre ellos (Figura 31).

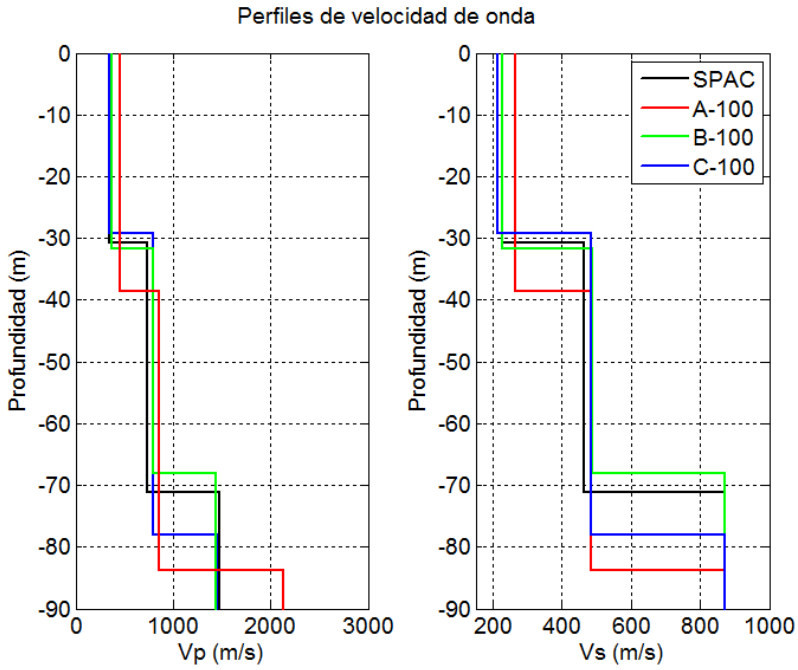


Figura 31. Comparación de las estructuras de velocidades sísmicas.

Se observa una misma tendencia entre los modelos de las estaciones B-100 y C-100, de igual forma estas estaciones mantienen cierta similitud con el perfil obtenido del método SPAC. Se observan variaciones mayores con respecto a la estación A-promedio. Esta estación no se movió durante la adquisición de los datos.

3.2.2 Comparación de la curva de elipticidad teórica (SPAC) y la curva de H/V

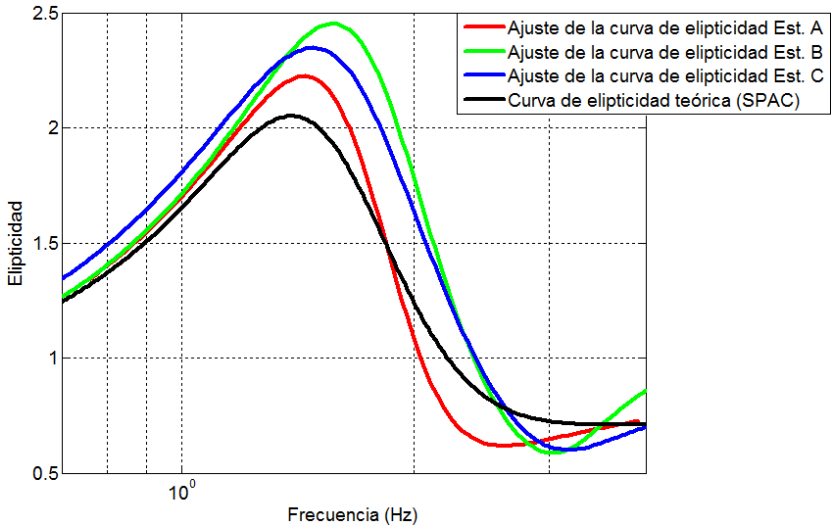


Figura 32. Comparación de las curvas H/V y ajustes.

En la Figura (32) se observan las curva elipticidad ajustadas, es apreciable un ligero corrimiento de la frecuencia fundamental de las estación B-100 y C-100 con respecto a la estación A-promedio. Esto podría ser reflejo del mayor espesor en las capas de baja velocidad en el modelo estructural de la estación A.

3.2.3 Comparación de la curva de dispersión de ondas Rayleigh (SPAC) y la curva de dispersión de ondas Rayleigh (H/V)

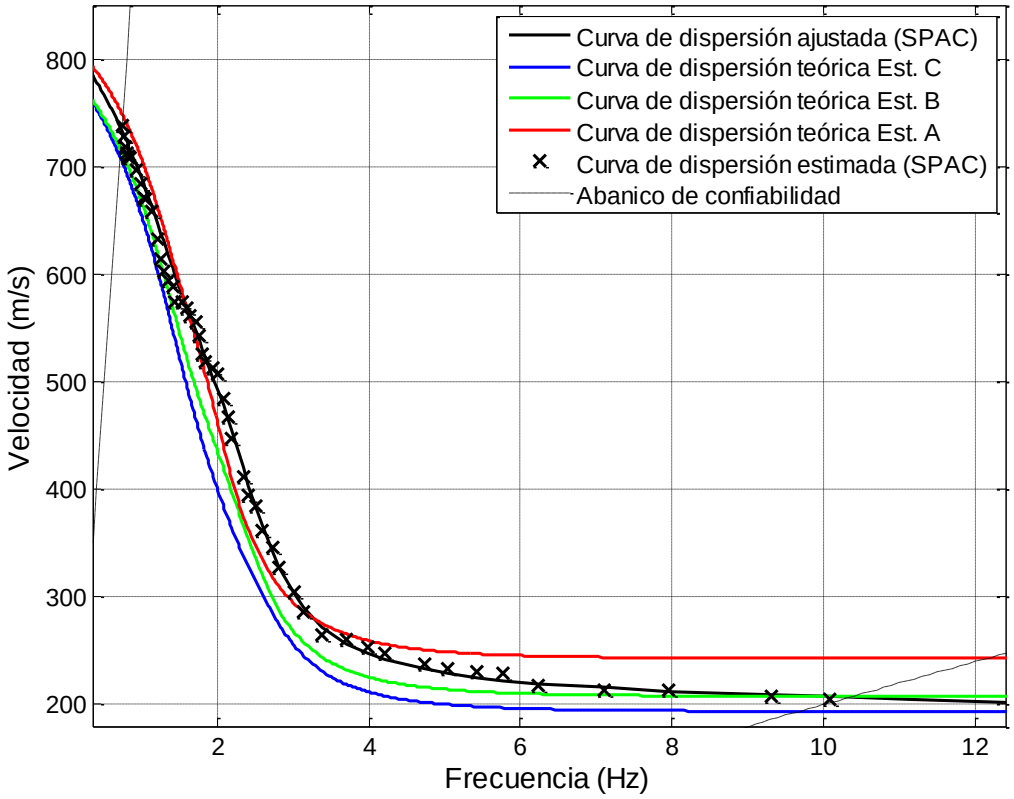


Figura 33. Comparación del ajuste de las curvas de dispersión.

En la Figura (33) se observa una misma tendencia de las curvas de dispersión de velocidad. Obteniendo resultados similares al comparar el ajuste de las curvas de elipticidad, es decir las estaciones B y C mantienen buen ajuste con la curva obtenida del método SPAC, mientras que la estación A difiere de las demás a partir de los 3.5 Hz aproximadamente.

Este ligero desajuste de la estación A, podría implicar una inclinación de los estratos buzando hacia la estación A. Es decir la capa de velocidad de 870 (m/s) se está presentando cada vez a menos profundidad a lo largo de las líneas A-B y A-C.

CAPÍTULO 4

4.1 Modelo 3D

4.1.1 Interpolación del modelo 3D

El modelo 3D se obtuvo, interpolando los perfiles VS obtenidos de la inversión de las curvas H/V, para cada vértice de los arreglos triangulares. Para el cálculo del modelo se empleó el software Voxler, este programa utiliza el método de distancia inversa ponderada (inverse distance weighting, IDW) para realizar la interpolación.

A grandes rasgos el método de distancia inversa ponderada consiste en: la interpolación del punto problema asignando un peso a los datos del entorno en función inversa de la distancia que los separa.

La fórmula general es:

$$\hat{z}_j = \sum_{i=1}^{n} k_{ij} \cdot z_i \tag{43}$$

donde $\hat{z}_j$ es el valor estimado para el punto j, n es el numero de puntos usados en la interpolación, z_i el valor en el punto i-ésimo y k_{ij} el peso asociado al dato i en el cálculo del nodo j. Los pesos k varían entre 0 y 1 para cada dato y la suma total de ellos es la unidad.

Para establecer una función de proporcionalidad entre el peso y la distancia, la formula general queda como sigue:

$$\hat{z}_j = \frac{\sum_i \frac{z_i}{d_{ij}^{\beta}}}{\sum_i \frac{1}{d_{ij}^{\beta}}} \tag{44}$$

donde, $k_{ij} = 1/d_{ij}^{\beta}$ y β es un exponente de ponderación que controla la forma en la que el peso disminuye con la distancia.

4.1.2 Modelo 3D

El modelo reveló que en efecto existen variaciones de inclinación en las capas de la estructura V_S, este hecho se ve reflejado en la f_0, existiendo un corrimiento hacia frecuencias más altas en los cocientes espectrales H/V, es decir que la posición del basamento provoca variaciones en el valor de los periodos dominantes.

En las Figuras (34, 35, 36 y 37) se puede observar la variación de velocidad de onda S. Por ejemplo en la estación A se observa un espesor 83.7 (m) antes de llegar a los 870 (m/s), que para este

estudio dicha capa es el semi-espacio. Y en cuanto a la estación B-100 se tiene un espesor 69 (m) antes de llegar a la capa de 870 (m/s), esto se refleja en un incremento de f_0 hacia frecuencias más altas, este análisis se puede observar con más detalle en el Apéndice I.

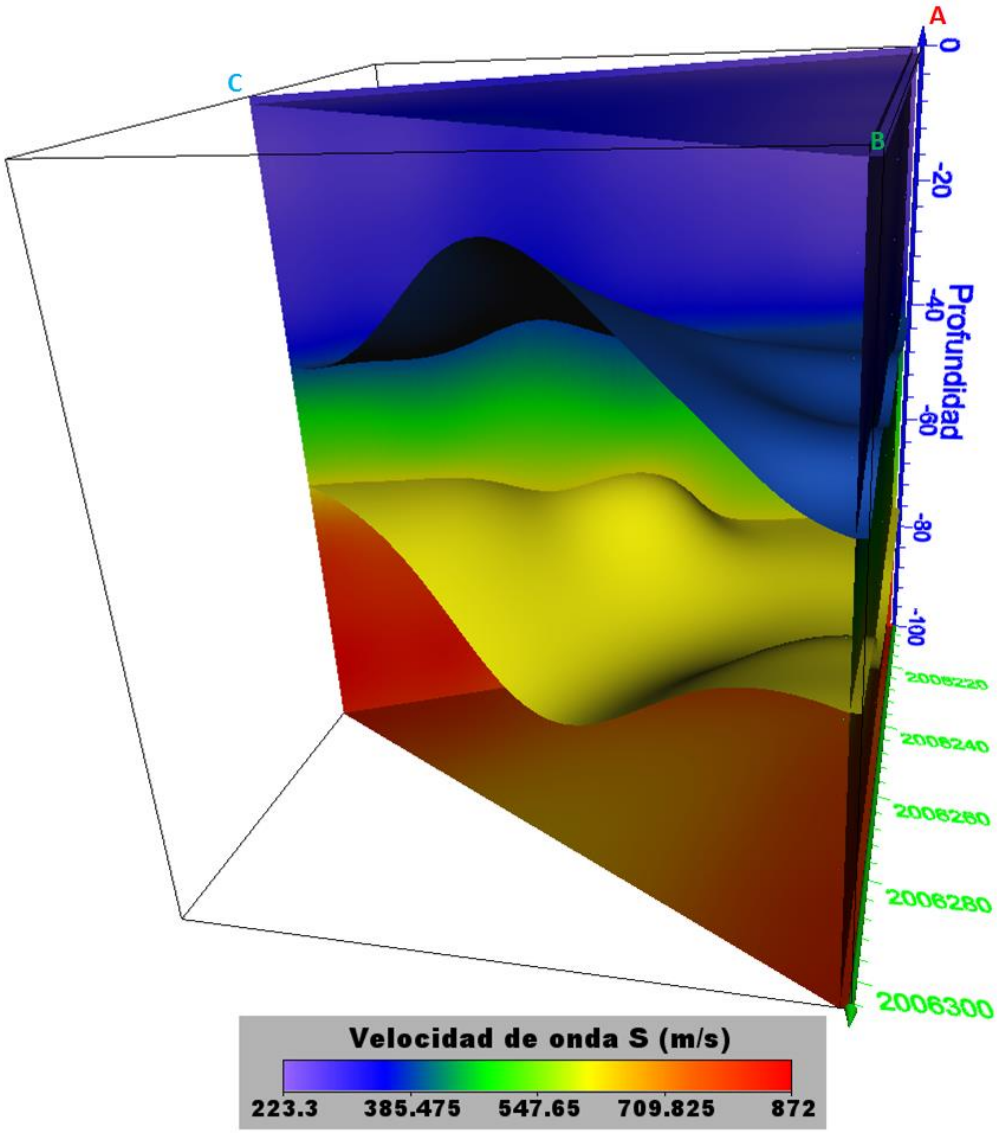


Figura 34. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S, vista isométrica.

En la Figura (34) se observa el modelo creado, se aprecia la inclinación del contacto entre estratos de diferente velocidad que provocan un cambio en el periodo fundamental de los cocientes espectrales.

A continuación se muestran diferentes vistas del modelo generado.

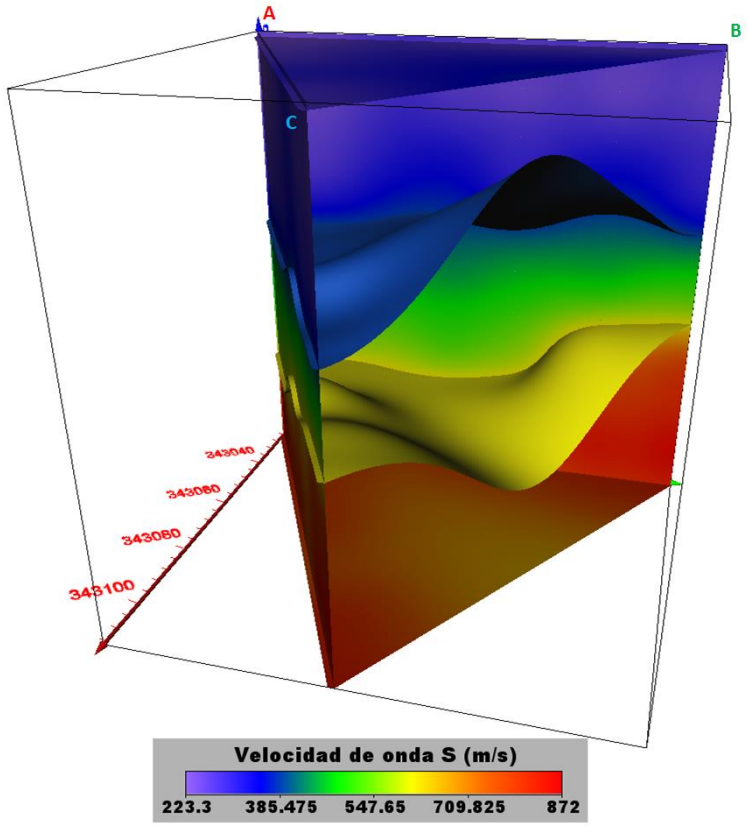


Figura 35. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo del arreglo SPAC, sobre la línea A-B.

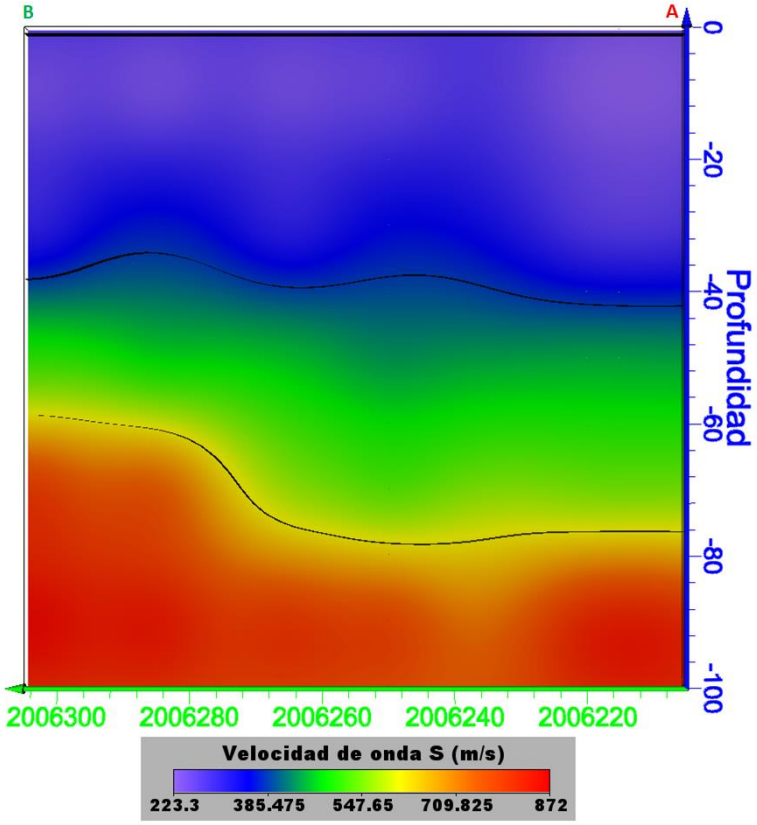


Figura 36. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo de la línea A-B.

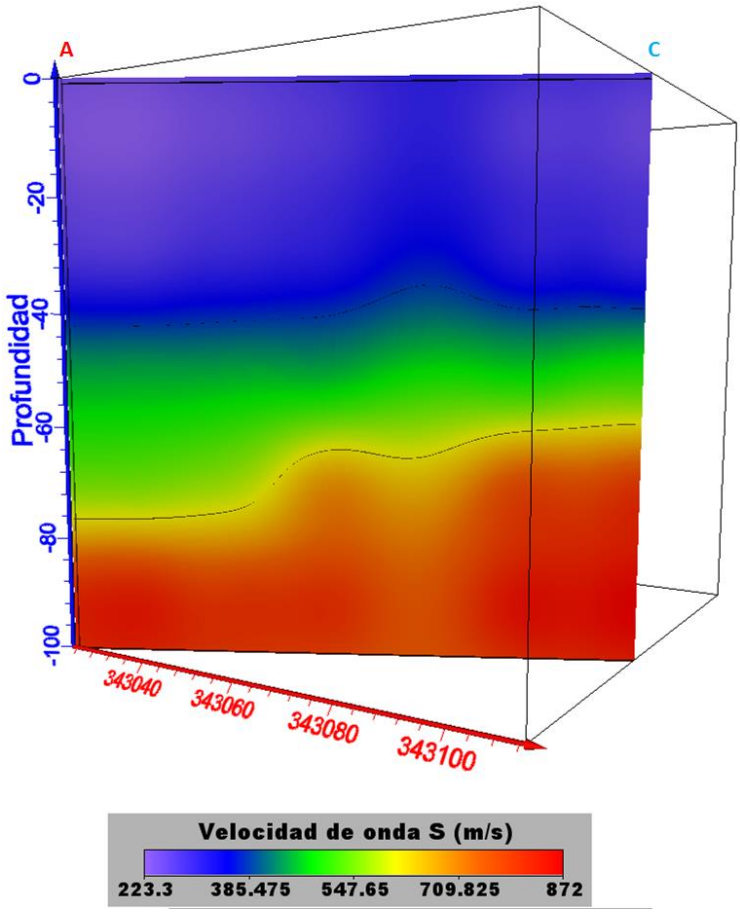


Figura 37. Modelo 3D de la variación de la velocidad de onda S a lo largo de la línea A-C.

4.1.3 Variación del periodo fundamental y de la capa de mayor velocidad

Con los perfiles de velocidad, invertidos de las curvas H/V y la posición del basamento, y por otro lado utilizando los periodos fundamentales, se realizó un gráfico donde se comparan dichos atributos del sitio, para observar la variación de estos parámetros, uno respecto al otro. En las Figuras (38 y 39), se puede observar la relación entre la profundidad del basamento y f_0. Es claro que se tiene una tendencia parecida en el incremento de una con respecto de la otra.

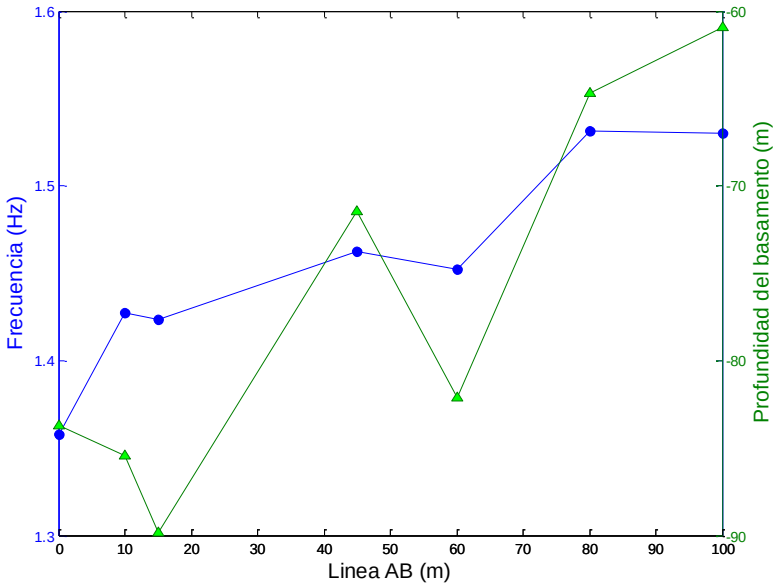


Figura 38. Gráfico de la relación entre f_0 y la profundidad del basamento, sobre la línea AB del arreglo SPAC. Círculos azules f_0 y triángulos verdes profundidad del basamento.

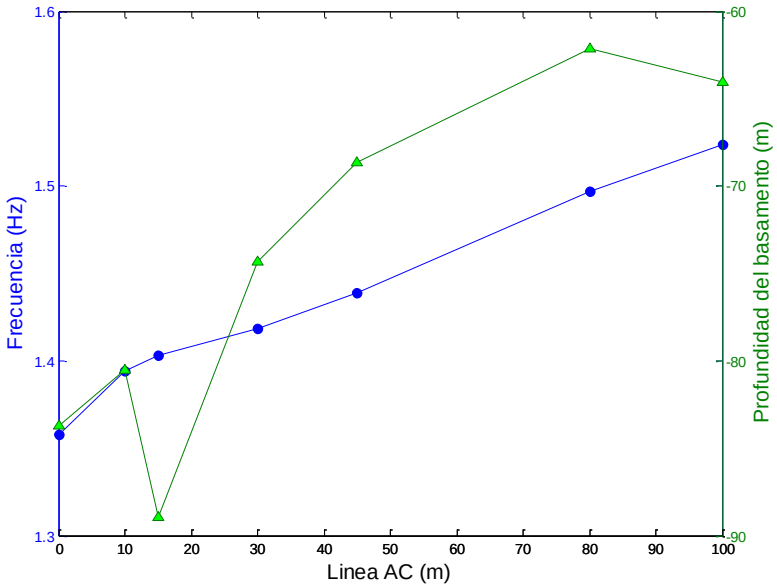


Figura 39. Gráfico de la relación entre f_0 y la profundidad del basamento, sobre la línea AC del arreglo SPAC. Círculos azules f_0 y triángulos verdes profundidad del basamento.

Conclusiones y recomendaciones

El estudio presente fue realizado con el propósito de calcular un modelo tridimensional, que estimara variaciones laterales en la estructura de velocidad de onda S, para un sitio de la ciudad de Coatzacoalcos. Para calcular dicho modelo se emplearon dos métodos que utilizan el registro pasivo de datos sísmicos, estos métodos fueron, cocientes espectrales H/V y SPAC. El registro de los datos se realizó utilizando tres sensores tri-axiales, de banda ancha, Trillium (Nanometrics).

En el sitio se colocaron siete arreglos SPAC triangulares, con estos diferentes arreglos se estimó una curva de dispersión de velocidad la cual se invirtió, obteniendo una estructura V_S de capas planas. Posteriormente se calcularon los cocientes espectrales H/V, para así obtener el periodo dominante del sitio. Las curvas obtenidas de los cocientes espectrales se invirtieron como una aproximación a la curva de elipticidad de ondas Rayleigh. De la inversión de las curvas H/V, se obtuvo una serie de perfiles V_S, a lo largo de los vértices de los triángulos de los arreglos SPAC. Finalmente se creó un modelo 3D interpolando los perfiles obtenidos de la inversión de los cocientes H/V.

El objetivo del presente trabajo que era estimar y verificar la relación que existe entre el periodo dominante de algún sitio, con la profundidad del basamento, se cumplió satisfactoriamente. Es decir observar si la profundidad de un contraste de velocidad, se encuentra relacionado con la f_0 del sitio estudiado. Para este fin, se propuso realizar un modelo tridimensional (mostrado en el capítulo 4). Observando el modelo 3D, queda claro que la relación entre la profundidad del basamento y f_0, existe, al menos para el sitio de estudio del presente trabajo. En las Figuras (38 y 39) se puede observar un buen acuerdo entre la tendencia de f_0 y la profundidad del basamento a lo largo de cada línea del arreglo SPAC.

El modelo 3D tuvo una profundidad de exploración de 100 metros, un rango de velocidades de onda S, entre los 220 (m/s) y los 872 (m/s). En el modelo se trazaron superficies con un mismo valor de velocidad, estas superficies ayudan a apreciar y observar las variaciones laterales en los estratos a lo largo de las líneas A-B y A-C. El modelo permitió lograr el objetivo propuesto, analizar las variaciones laterales de V_S en las diferentes capas de depósito.

Resulta importante hacer notar que del modelo 3D obtenido, se logra estimar el basamento ingenieril del sitio. Esto es, una capa lo suficientemente rígida como para sostener la cimentación de construcciones, dicha capa se encuentra en los puntos que rebasan las velocidades de 720 (m/s). Para el modelo presentado los puntos a los que se encuentra esta velocidad oscilan entre los 90 y 95 metros de profundidad.

El estudio se realizó bajo la premisa de explorar diferentes aplicaciones de los resultados obtenidos con los métodos H/V y SPAC. Así como integrar los métodos, es decir tratar de complementar los resultados obtenidos de cada método con la intención de estimar un modelo 3D. Se observó que en efecto, estos métodos lograron caracterizar de buena manera el subsuelo del sitio, por separado y en conjunto.

A pesar de la relativa sencillez para la aplicación de estos métodos, este tipo de estudios requieren un análisis cuidadoso de los datos, desde el corte correcto en las trazas y la selección de la curva de dispersión para el método SPAC, hasta el cálculo de la frecuencia fundamental correcta de acuerdo al máximo de los cocientes espectrales H/V. Es por esto que calcular un modelo 3D que permita corroborar cierta información obtenida resulta muy útil.

En conclusión es altamente recomendable, para estudios SPAC, el utilizar sismómetros de banda ancha y de tres componentes, ya que la posibilidad de utilizar el método H/V en conjunto con el método SPAC, logra mitigar la incertidumbre que se pueda tener con respecto al modelo estructural obtenido utilizando únicamente sismómetros de componente vertical. Así como realizar un análisis cuidadoso de los datos y aprovechar la información que nos brindan ambos métodos.

Este tipo de análisis, resulta ampliamente práctico, dado que no requiere un gasto computacional grande, y el análisis de los datos lleva, relativamente, poco tiempo. De igual forma la adquisición de los datos es sencilla. Sin embargo uno debe ser muy cuidadoso al analizar los datos, así como al momento de registrar los datos. Es importante que, de ser posible se puedan verificar las trazas registradas en campo, con el fin de evitar el tener que volver a adquirir datos en un sitio previamente estudiado.

Para futuros estudios, resulta recomendable probar diferentes arreglos SPAC, es decir, utilizar diferentes configuraciones de polígonos regulares, evitando que exista un vértice común, ya que esto evitó que se tuviera una línea extra, misma que hubiese ayudado en la interpolación de la malla.

Referencias bibliográficas

1. Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, Bulletin of the Earthquake Research Institute, 35, 415 – 456.

2. Arai, H., Tokimatsu, K., 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremors H/V spectrum. Bulletin of the Seismological Society of America. 95 (1), 53 – 63.

3. Asten, M.W., 1978. Geological control of the three-component spectra of Rayleigh-wave microseisms. Bulletin of the Seismological Society of America 68 (6), 1623 – 1636.

4. Asten, M. W., Henstridge, J.D., 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance for sedimentary basins. Geophysics 49 (11), 1828 – 1837.

5. Bard, P.-Y., 1998. Microtremors measurements: a tool for site effect estimation? Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan, pp. 1251 – 1279.

6. Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., Bard, P.-Y., 2006. The nature of noise wavefield and its applications for site effect studies, A literature reviews. Earth science reviews, 79, 205 – 227.

7. Bosquez López Genaro, Ceballos Cabrera Raúl E., 2011. Microzonificación sísmica para la zona conurbada de Coatzacoalcos, Ver. y análisis comparativo de espectros de diseño. Tesis de licenciatura, México. Universidad Veracruzana.

8. Chouet. B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini. M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor. Bulletin of the Seismological Society of America 88 (3), 653 – 666.

9. Fäh, D., Kind, F., Giardini, D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios. Geophysical Journal International 145 (2), 535 – 549.

10. Flores-Estrella, H., Aguirre González, J. 2003. SPAC: An alternative method to estimate earthquake site effects in Mexico City. Geofísica Internacional 42 (2), 227 – 236.

11. Geissert D., 1999. Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz. Investigaciones Geográficas. Boletín No. 40, Instituto de Geografía, UNAM, México, 23-47 p. (ISSN 0188 - 4611).

12. González-Herrera, R., Mora-Chaparro. J. C., Aguirre-González, J., Novelo-Casanova, D. A., 2013. La estructura de velocidades y su relación con el peligro sísmico en Tuxtla Gutiérrez, Chiapas. Revista mexicana de ciencias geológicas. Volumen 30, No. 1. México abril del 2013.

13. Gutenberg, B., 1958. Microseisms. Advances in Geophysics 5, 53 – 92.

14. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations – measurements, processing and interpretations. SESAME European research Project, deliverable D23. 12, 2005.

15. Guzmán Ventura, Juan Antonio, Trejo M., Francisco de J., Williams Linera, Francisco, Riquer Trujillo, Guadalupe, Leyva Soberanis, Guadalupe, Lermo Samaniego, Javier. 2010. Estudios preliminares de microzonificación sísmica para la ciudad de Coatzacoalcos, Ver. XXV Reunión Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica: del 11 al 13 de noviembre de 2010. Acapulco, México. pp. 241-245.

16. Kagawa, T., 1996. Estimation of velocity structures beneath Mexico City using microtremor array data. 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, México.

17. Kanai, K., Tanaka, T., 1961. On microtremors VIII. Bulletin of the earthquake Research Institute 39, 97 – 114.

18. Kudo, K., Kanno, T., Okada, H., Özel, O. Erdik, M., Sasatani, T., Hogashi, S. Takahashi, M., Yoshida, K. 2002. Site-Specific Issues for Strong Ground Motions during the Kocaeli, Turkey, Earthquake of 17 August 1999, as Inferred from Array Observations of Microtremors and Aftershocks. Bulletin of the Seismological Society of America 92 (1), 448 – 465.

19. Lermo, J. Chavez-Garcia, F.J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation? Bulletin of the Seismological Society of America 84 (5), 1135 – 1364.

20. Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground Surface. WR of R.T.T., 30 – 1.

21. Nakamura, Y., 2000. Clear Identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12 World Conference of Earthquake Engineering, New Zealand.

22. Nogoshi, M. y T. Igarashi, 1971. On the amplitude characteristics of microtremor (Part 2), Journal Seismological Society Japan, 24, 26-40 (en Japonés con resumen en Ingles)

23. Okada, H., 2003. The microtremor survey method. Geophysical Monograph Series, Society of Exploration Geophysicists 12. E.U.A.

24. Ortiz-Pérez M.A. y Oropeza O., 2010. Regionalización geomorfológica. Atlas Regional de Impactos Derivados de las Actividades Petroleras en Coatzacoalcos, Veracruz. Instituto Nacional de Ecología, SEMARNAT- Instituto de Geografía, UNAM 31-34p.

25. Reinoso, E. y M. Ordaz, 1999. Spectral Ratios for Mexico City from free-field Recordings. Earthquake Spectra, 15, no.2.

26. Seo, K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.

27. Shearer, Peter M., 2009. Introduction to Seismology. Cambridge University Press.

28. Singh, S.K., Mena, E. y Castro, R., 1988, Some aspects of the source characteristics and ground motion amplification in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacán, Mexico Earthquakes. Bulletin of the Seismological Society of America 78, 451 – 477.

29. Wathelet, Marc; (2002). GEOPhysical Signal database for noise arraY processing (Versión 2.9.0) [Software].

30. Yamanaka, H., Takemura, M., Ishida, H., Niwa, M., 1994. Characteristics of long-period microtremors and their applicability in exploration of deep sedimentary layers. Bulletin of the Seismological Society of America 84 (6), 1831–1841.

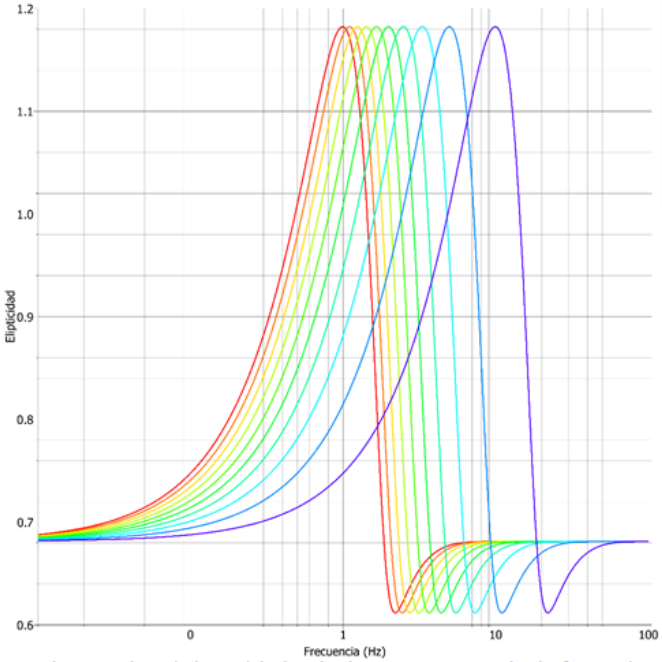
Apéndice I

Sensibilidad de las curvas de elipticidad a diferentes estructuras geológicas.

Los modelos de curvas de elipticidad se obtuvieron proponiendo diferentes estructuras de velocidad, y diferentes variaciones a diferentes parámetros característicos. Se utilizó el software gpell parte del software Geopsy. En las tablas de valores de estructura los datos tienen el siguiente formato.

Fila 1 <número de capas incluyendo el semi espacio para el primer modelo >
Fila 2 <espesor (m)> <Vp(m/s)> <Vs(m/s)> <Densidad(kg/m^3)>
….
Fila n 0 <Vp(m/s)> <Vs (m/s)> <Densidad (kg/m^3)>
Fila n 1 <número de capas incluyendo semi-espacio del siguiente modelo>
…

Nota: El valor 0 denota al semi espacio. Filas con un solo número denotan la cantidad de capas para dicho modelo.



Estructura	Curva
1	
2	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	

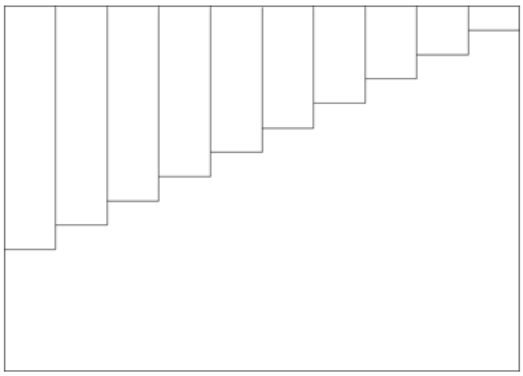
Es de notar el corrimiento del pico donde se encuentra f_0 hacia frecuencias mas altas con el decremento del espesor de la capa superficial, similar a la de un oscilador libre de diferentes alturas.

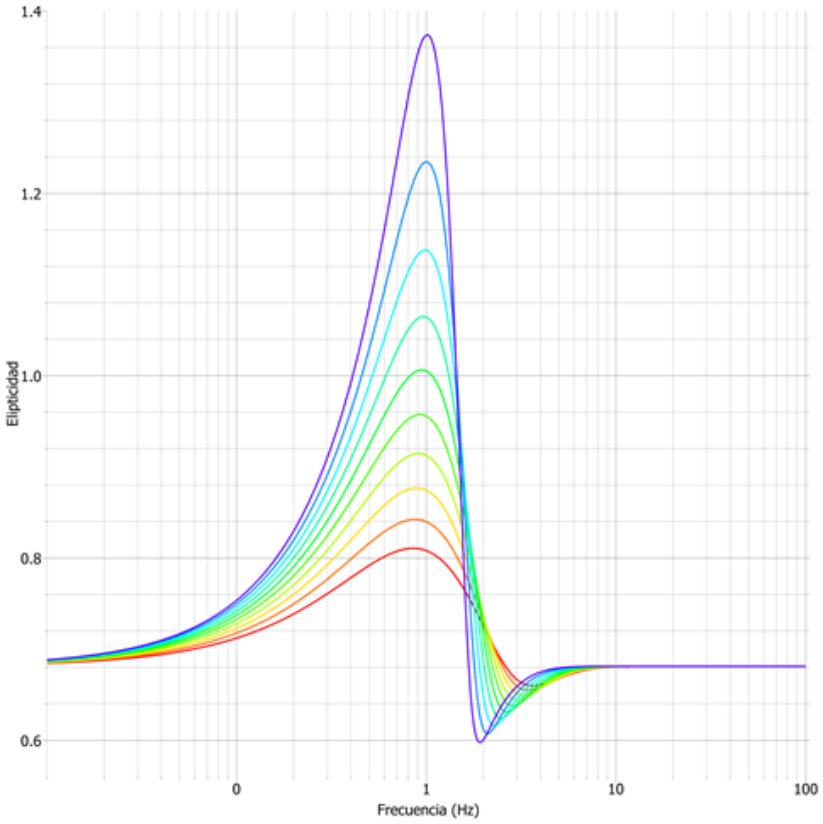
Valores de Estructuras

h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m^3)
2			
100	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
90	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
80	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
70	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
60	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
50	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
40	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
30	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
2			
10	866	500	1679
0	1732	1000	1997

Estructuras

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

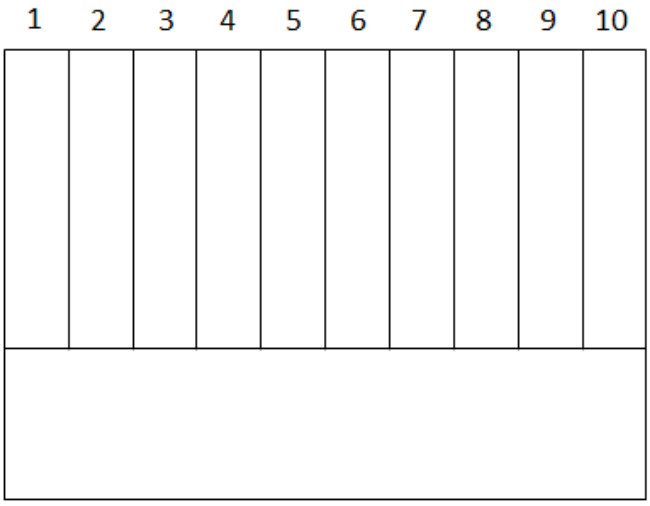




Estructura	Curva
1	
2	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	

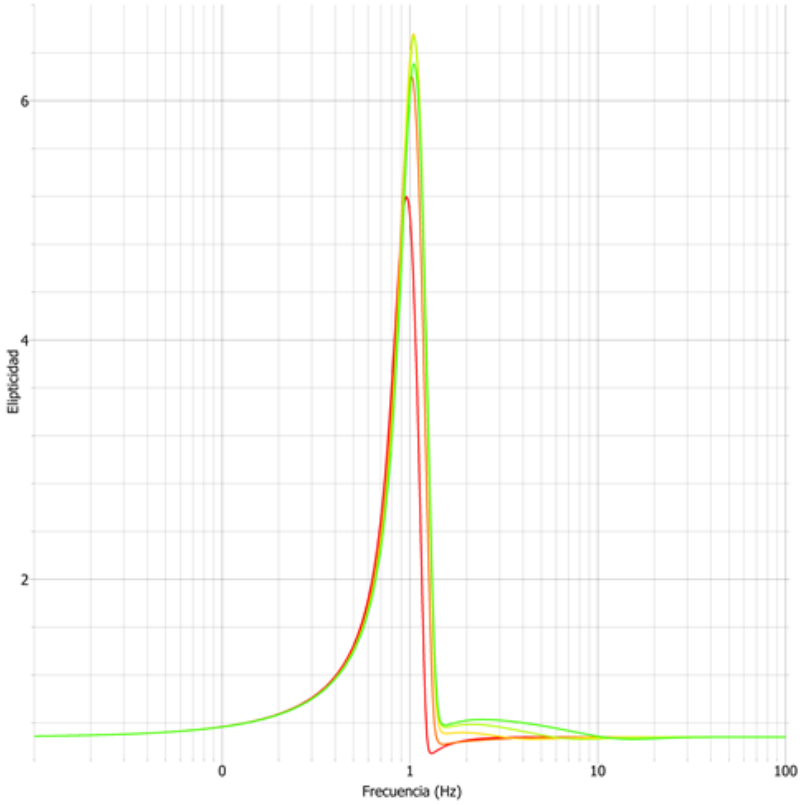
Cabe notar el incremento en las amplificaciones con el decremento de la velocidad, esto es un reflejo del fenómeno de amplificación en suelos blandos y de velocidades bajas.

Estructuras



Valores de Estructuras

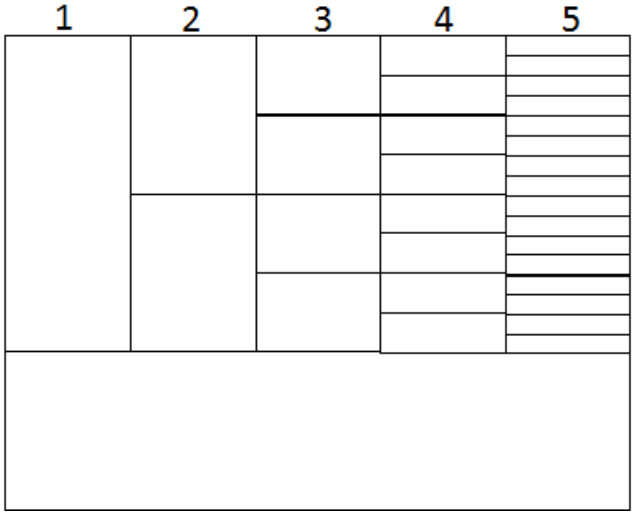
h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m^3)
2			
100	1386	800	1889
0	1732	1000	1997
2			
100	1316	760	1865
0	1732	1000	1997
2			
100	1247	720	1839
0	1732	1000	1997
2			
100	1178	680	1813
0	1732	1000	1997
2			
100	1109	640	1786
0	1732	1000	1997
2			
100	1039	600	1758
0	1732	1000	1997
2			
100	970	560	1727
0	1732	1000	1997
2			
100	901	520	1696
0	1732	1000	1997
2			
100	831	480	1662
0	1732	1000	1997
2			
100	762	440	1626
0	1732	1000	1997



Estructura	Curva
1	
2	
3	
4	
5	

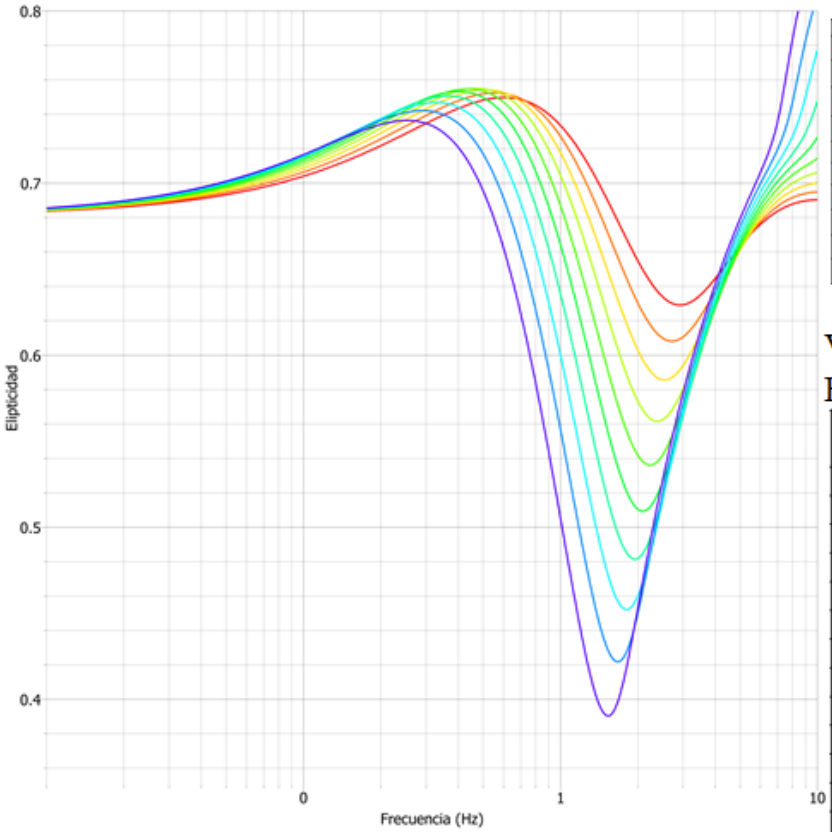
Es de notar la poca variación en este modelo, esto quiere decir que de estratos equivalentes se podrían obtener curvas similares. Es por eso que se debe tener cuidado al analizar curvas de elipticidad.

Estructuras



Valores de Estructuras

h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m^3)
2			
100	520	300	1679
0	1732	1000	2986
3			
50	476	275	1633
50	572	330	1735
0	1732	1000	2986
5			
25	437	252	1590
25	524	303	1684
25	524	303	1684
25	629	363	1797
0	1732	1000	2986
9			
13	400	231	1551
13	480	277	1637
13	480	277	1637
13	576	333	1740
13	480	277	1637
13	576	333	1740
13	576	333	1740
13	692	399	1865
0	1732	1000	2986
17			
6	367	212	1515
6	440	254	1594
6	440	254	1594
6	528	305	1689
6	440	254	1594
6	528	305	1689
6	528	305	1689
6	634	366	1802
6	440	254	1594
6	528	305	1689
6	528	305	1689
6	634	366	1802
6	528	305	1689
6	634	366	1802
6	634	366	1802
6	761	439	1939
0	1732	1000	2986



Estructura	Curva
1	
2	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	

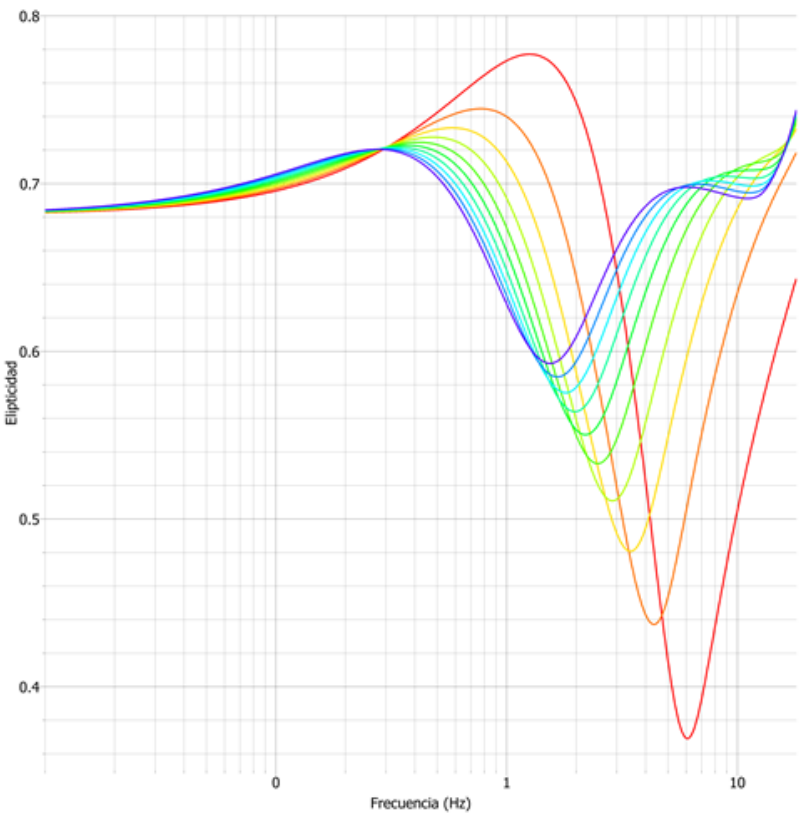
Es de notar la deamplificación de los valles con la reducción de la segunda capa, y un corrimiento de f_0 hacia frecuencias mas bajas.

Estructuras

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10

Valores de Estructuras

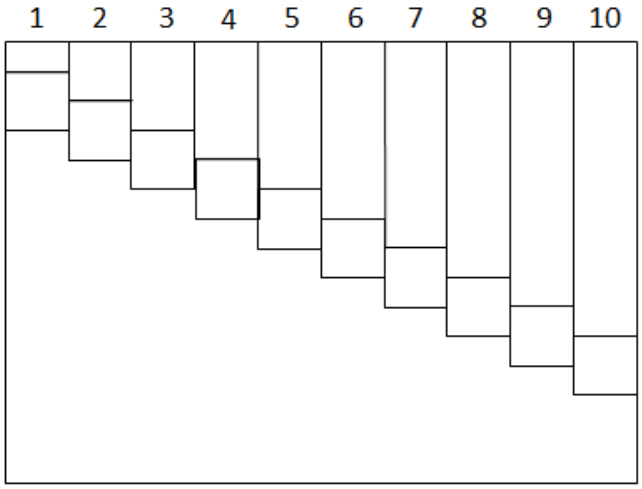
h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m^3)
3			
50	1559	900	1945
50	1386	800	1889
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1316	760	1865
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1247	720	1839
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1178	680	1813
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1109	640	1786
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	1039	600	1758
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	970	560	1727
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	901	520	1696
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	831	480	1662
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
50	762	440	1626
0	1732	1000	1997



Estructura	Curva
1	
2	
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	

Se pueden observar variaciones tanto el f_0 como en los valles. Pero a diferencia del modelo anterior se observa que las frecuencias de los valles disminuyen.

Estructuras



Valores de Estructuras

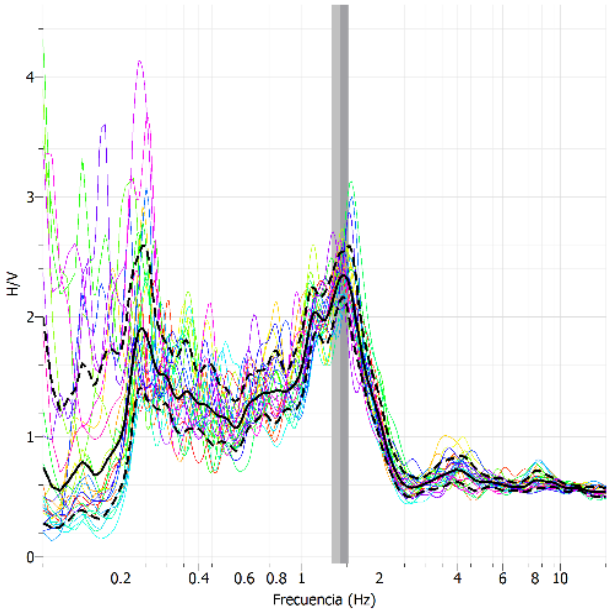
h (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	ρ (kg/m^3)
3			
10	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
20	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
30	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
40	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
50	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
60	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
70	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
80	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
90	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997
3			
100	1559	900	1945
20	866	500	1679
0	1732	1000	1997

Apéndice II

Coeficientes H/V para los distintos arreglos.

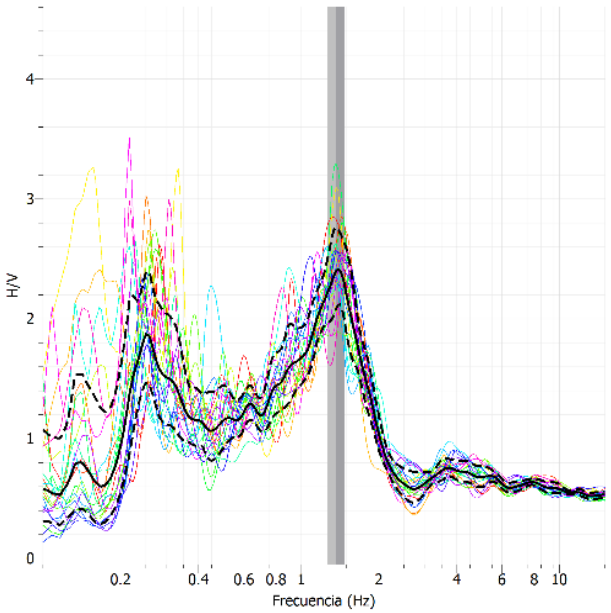
Curvas H/V para la estación A

Est. A-10



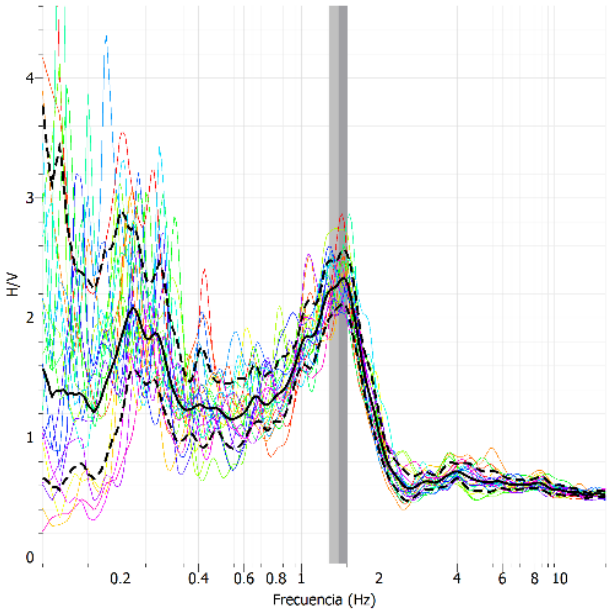
f_0= 1.41237 +/- 0.101691
A_0=2.32766 [2.13764, 2.53457]

Est. A-15



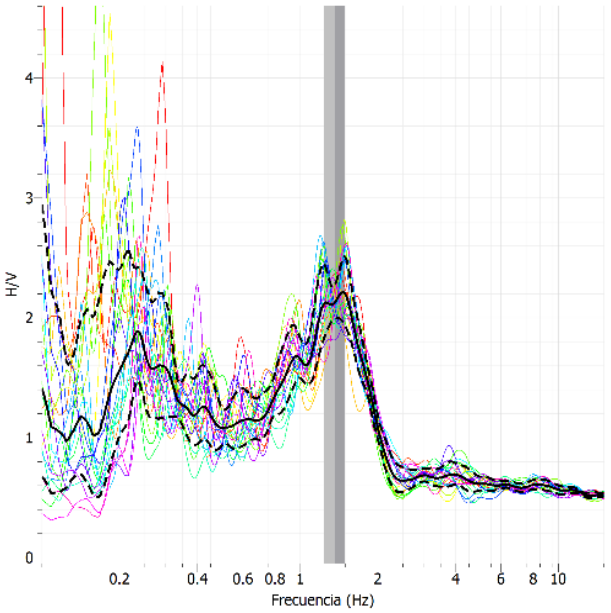
f_0= 1.36752 +/- 0.103069
A_0=2.39946 [2.08406, 2.76261]

Est. A-30



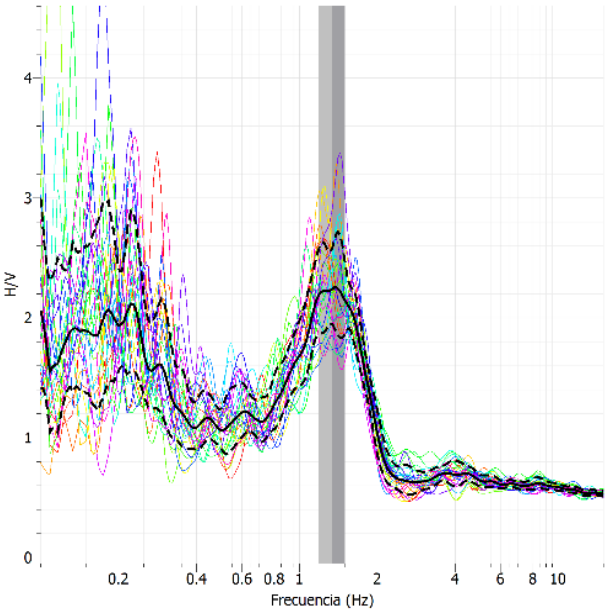
f_0= 1.39372 +/- 0.11651
A_0=2.28853 [2.09188, 2.50367]

Est. A-45



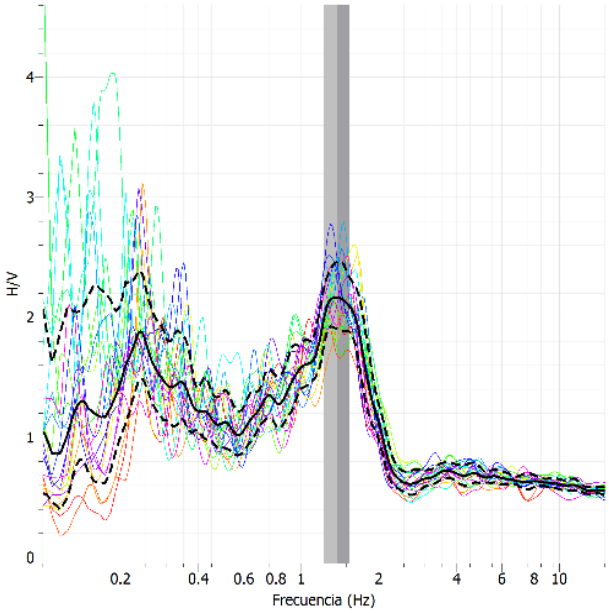
f_0= 1.36205 +/- 0.126112
A_0=2.12749 [1.9889, 2.27573]

Est. A-60



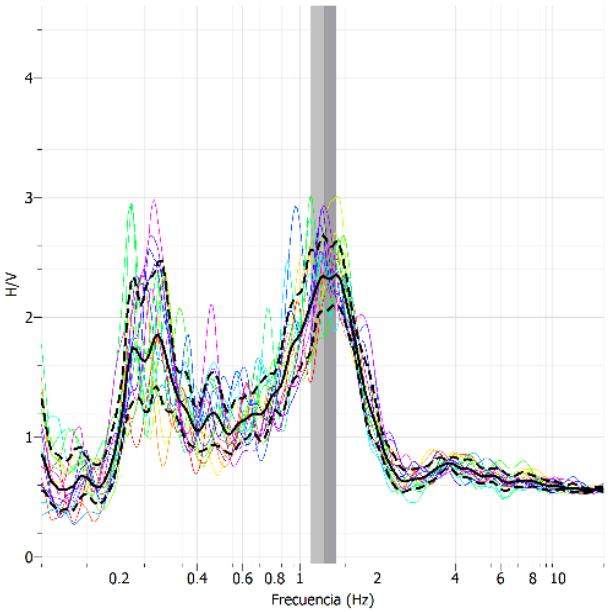
f_0= 1.34467 +/- 0.159913
A_0=2.24365 [1.94127, 2.59319]

Est. A-80



f_0= 1.38218 +/- 0.161263
A_0=2.16419 [1.90068, 2.46425]

Est. A-100

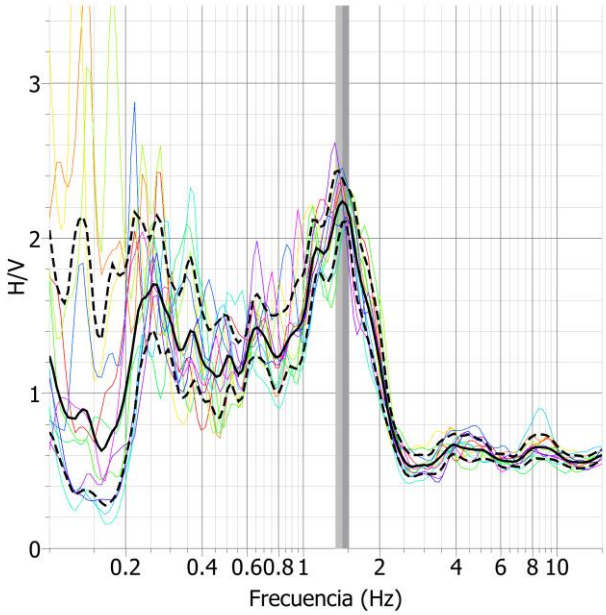


f_0= 1.24357 +/- 0.137899
A_0=2.34161 [2.04991, 2.67483]

Curvas H/V para la estación B

Nota: La curva H/V de la estación B-30 mostró un comportamiento anómalo en las señales horizontales, también se observó que tanto la frecuencia fundamental y el rango de amplitudes difirieren del resto de las curvas. Esta razón provoco que es esta curva no se utilizara para la inversión de los perfiles de velocidad de onda S 1D.

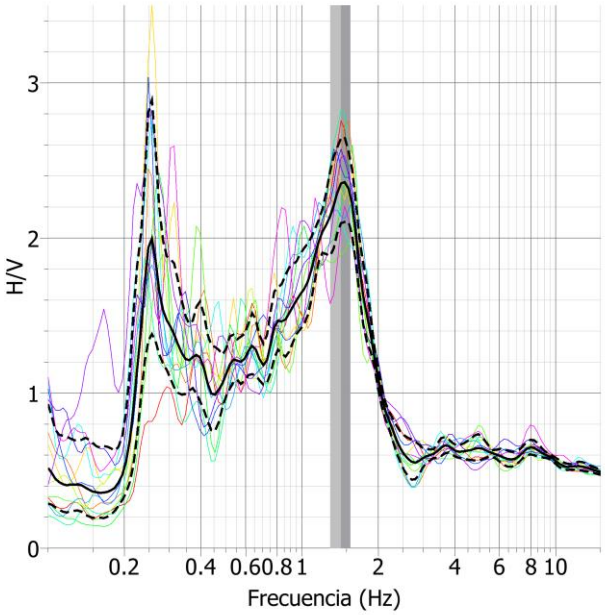
Est. B-10



f_0= 1.42737 +/- 0.0878725

A_0=2.23814 [2.10186, 2.38327]

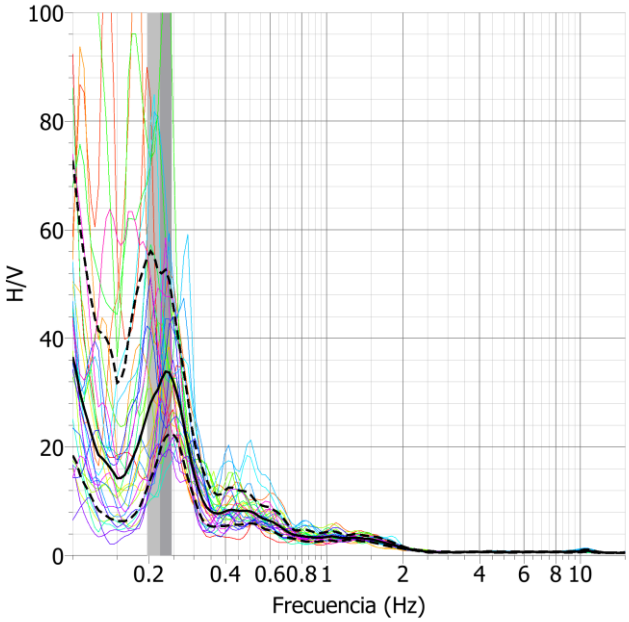
Est. B-15



f_0= 1.42335 +/- 0.131017

A_0=2.35092 [2.09326, 2.6403]

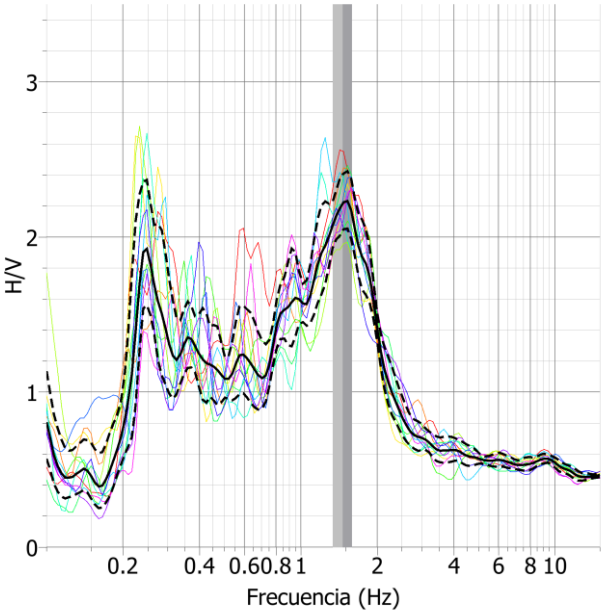
Est. B-30



f_0= 0.221357 +/- 0.244593

A_0= 31.7974 [19.4021, 52.1699]

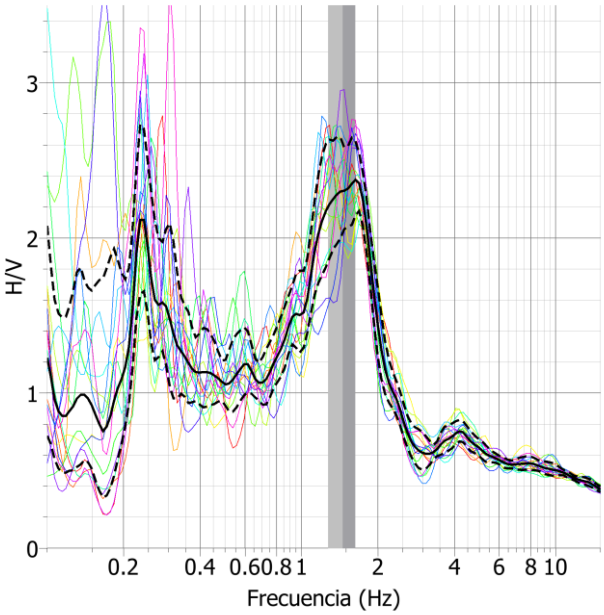
Est. B-45



f_0= 1.46251 +/- 0.126594

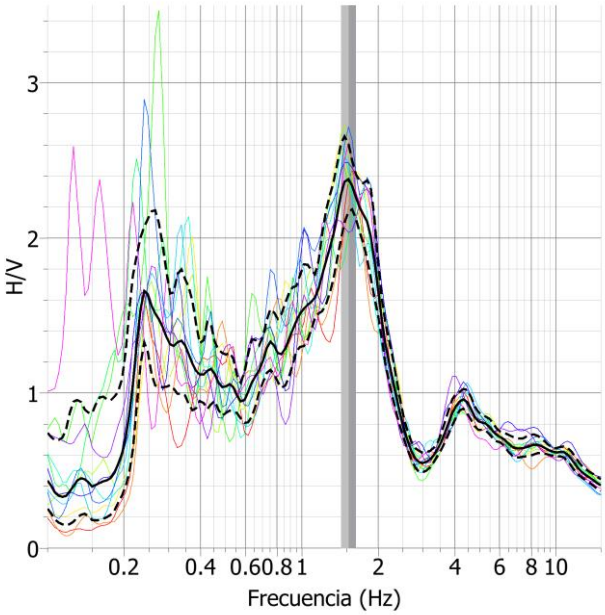
A_0=2.2146 [2.04098, 2.40298]

Est. B-60



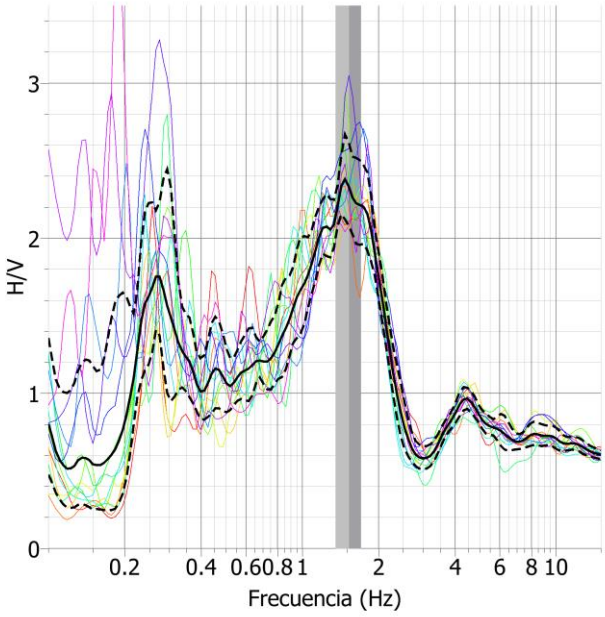
f_0= 1.45225 +/- 0.178136
A_0=2.30332 [2.03129, 2.61224]

Est. B-80



f_0= 1.53113 +/- 0.101207
A_0=2.37355 [2.17299, 2.5928]

Est. B-100

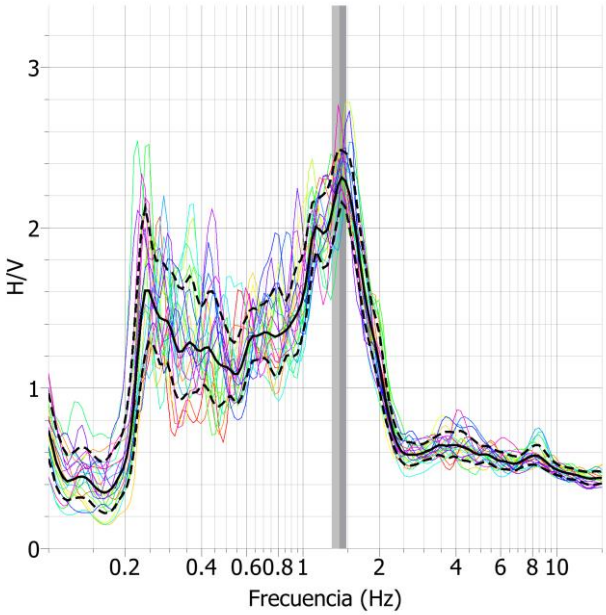


f_0= 1.53037 +/- 0.176917
A_0=2.32356 [2.07403, 2.6031]

Curvas H/V para la estación C

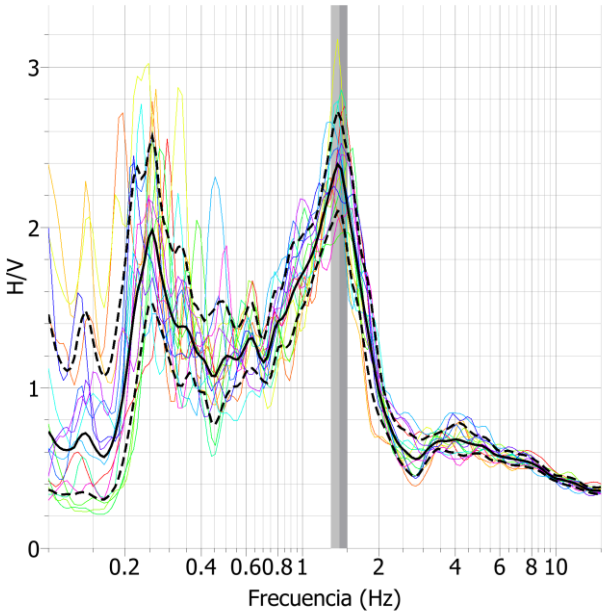
Nota: La curva H/V C-60 mostró un comportamiento anómalo en las señales horizontales, también se observó que tanto la frecuencia fundamental y el rango de amplitudes difirieren del resto de las curvas. Esta razón provoco que es esta curva no se utilizara para la inversión de los perfiles de velocidad de onda S 1D.

Est. C-10



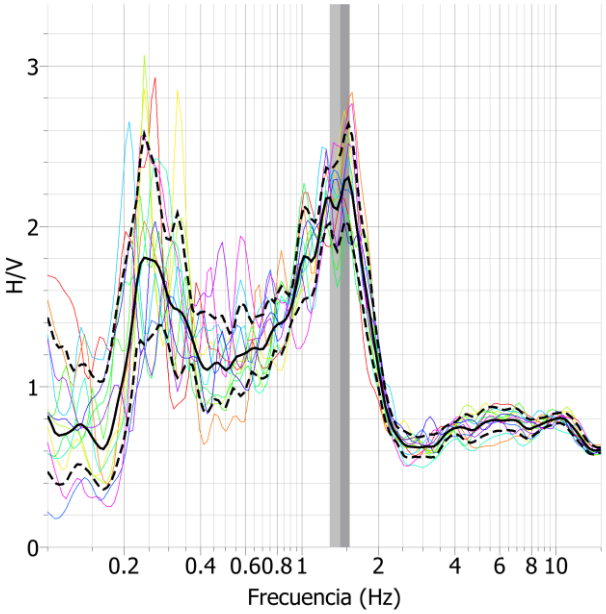
f_0= 1.39398+/- 0.0916402
A_0=2.28555 [2.1014, 2.48612]

Est. C-15



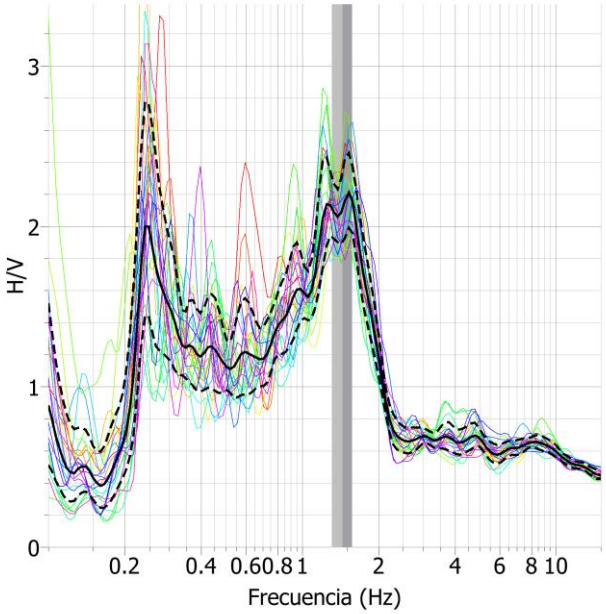
f_0= 1.40335 +/- 0.106108
A_0=2.37736 [2.09768, 2.69438]

Est. C-30



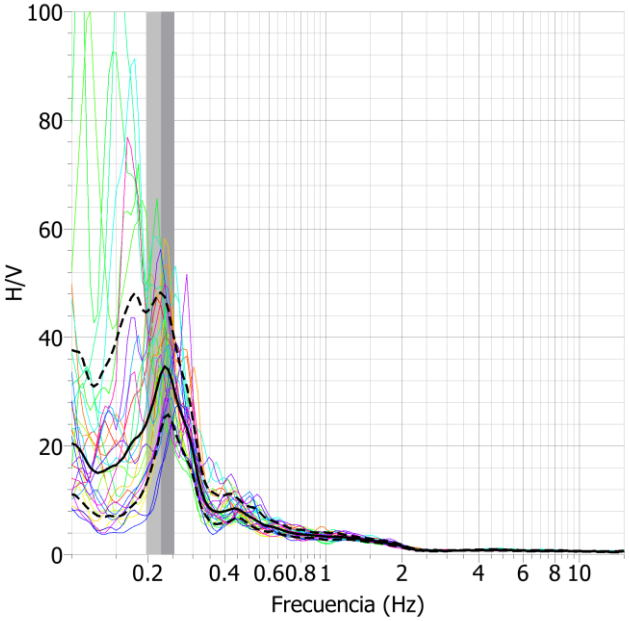
f_0= 1.41833 +/- 0.127897
A_0=2.16997 [1.92111, 2.45111]

Est. C-45



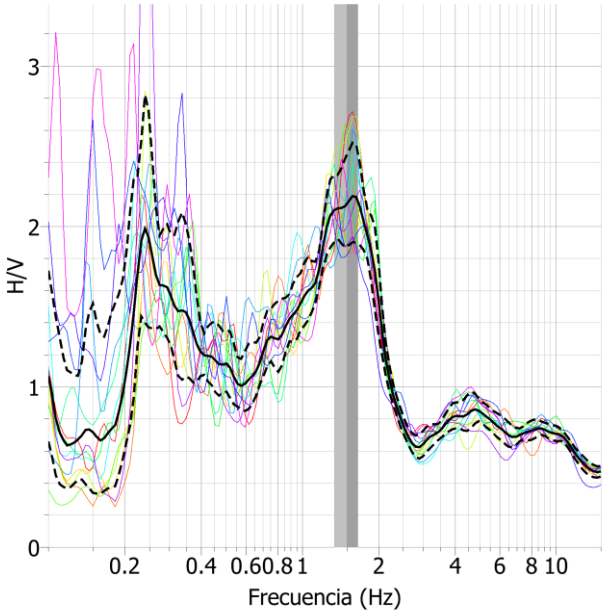
f_0= 1.4389 +/- 0.131766
A_0=2.10905 [1.90318, 2.33731]

Est. C-60



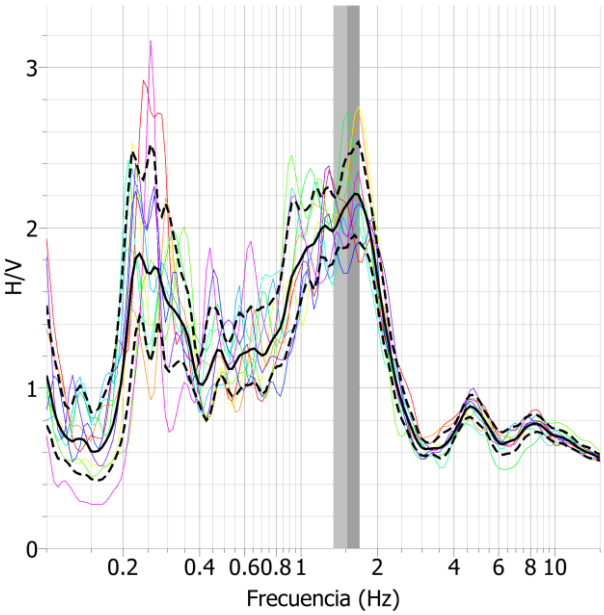
f_0= 0.22322 +/- 0.294557
A_0= 32.8945 [224889 ,48.1152]

Est. C-80



f_0= 1.49705 +/- 0.161224
A_0=2.14133 [1.87578, 2.44449]

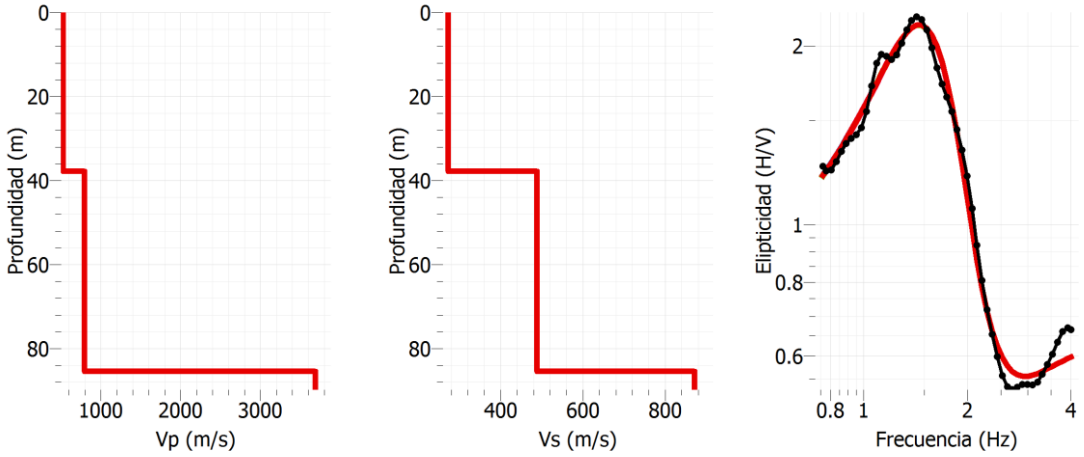
Est. C-100



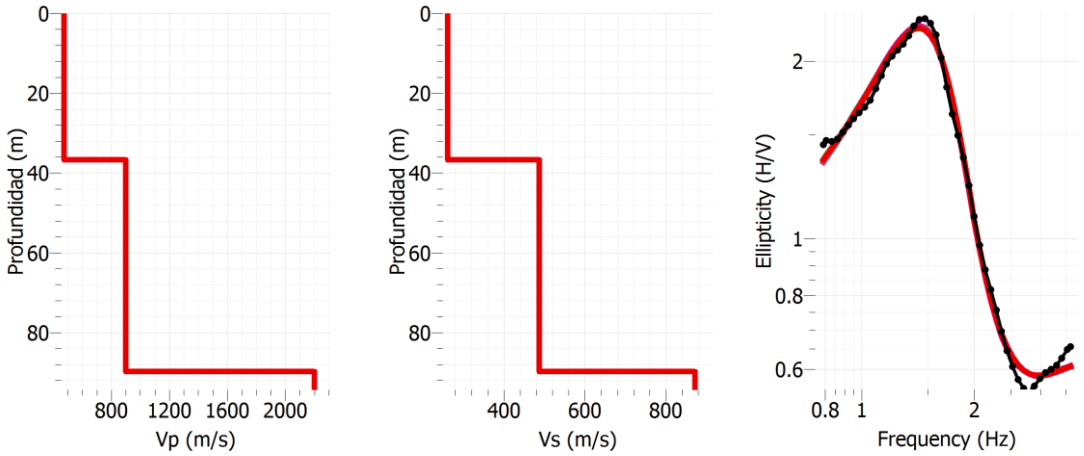
f_0= 1.52368 +/- 0.180598
A_0=2.14959 [1.88038, 2.45734]

Apéndice III

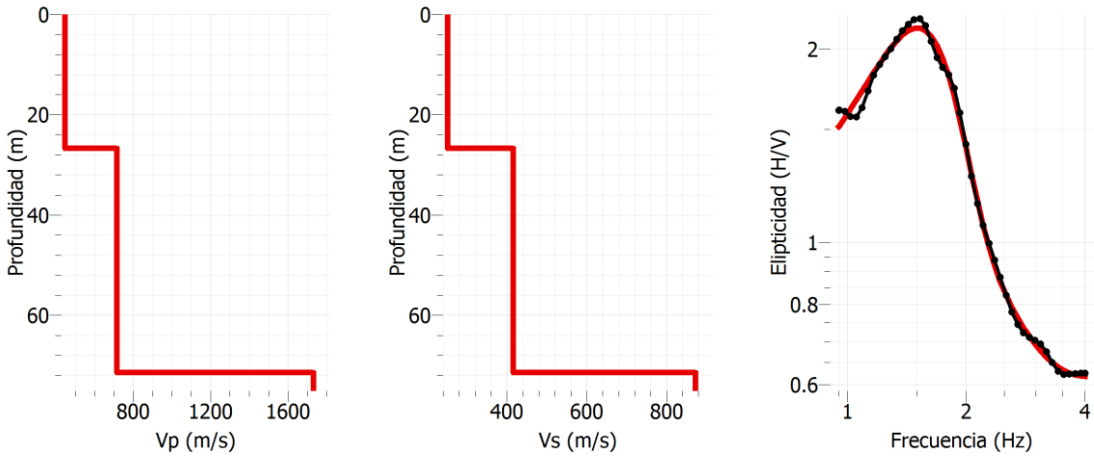
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación B-10



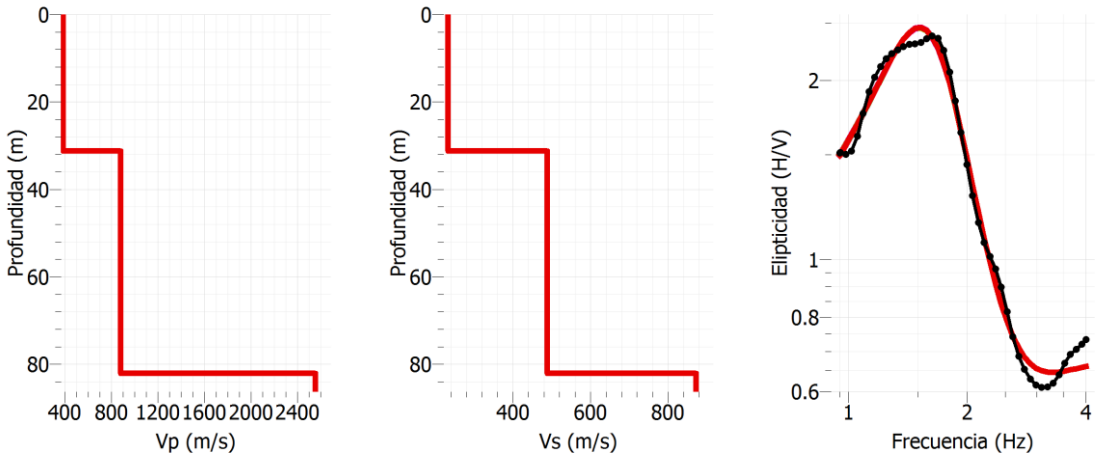
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación B-15



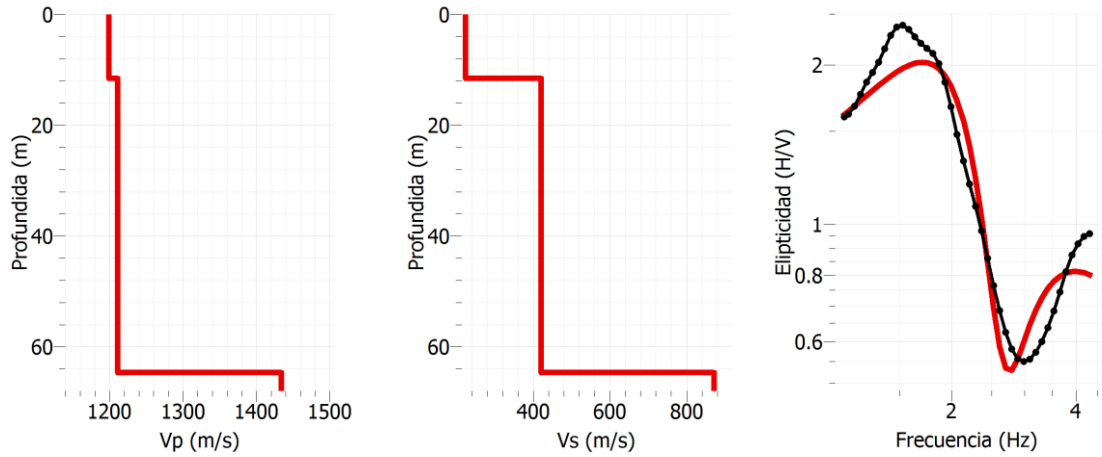
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación B-45



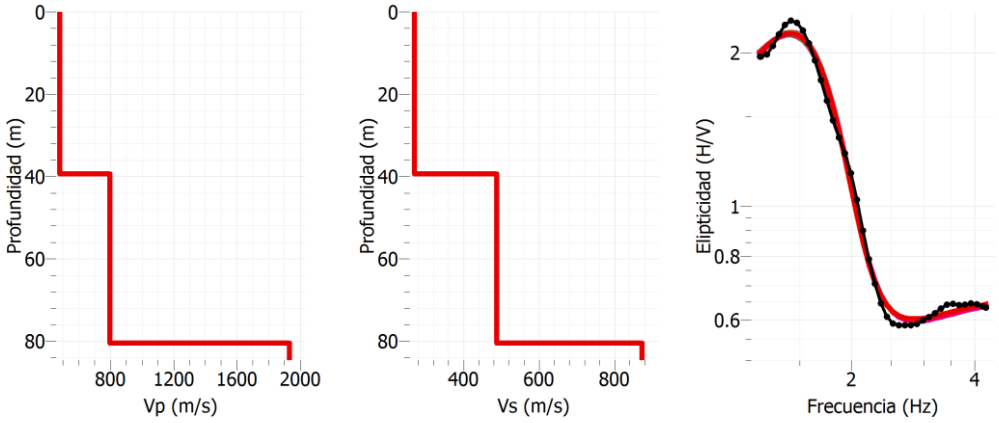
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación B-60



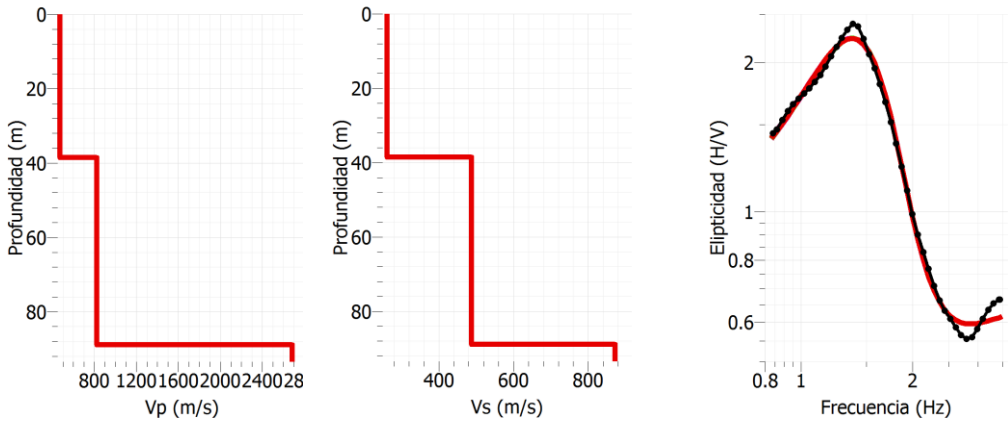
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación B-80



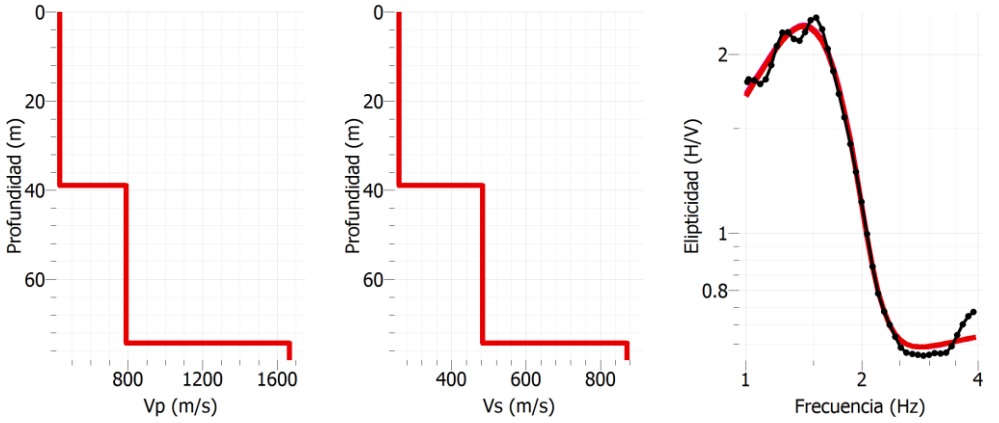
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación C-10



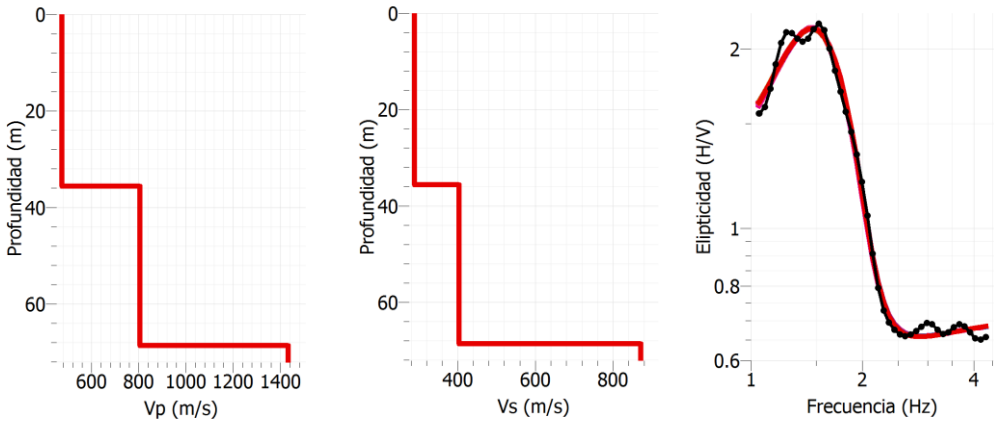
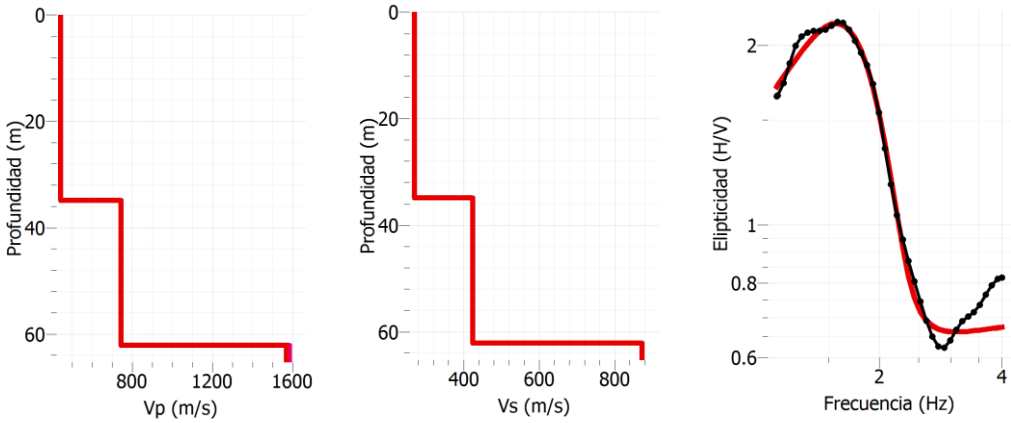
Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación C-15



Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación C-30



Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación C-45



Perfiles de velocidad y curva de elipticidad ajustada para la estación C-80